годишник

на

МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ" – София

свитък I: ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Том 47

2004

ANNUAL

OF

UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI" – Sofia

part I: GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Volume 47

2004



Издателска къща "Св. Иван Рилски" Publishing House "St. Ivan Rilski" София, 2004 Sofia, 2004

CON 4242 4020

ISSN 1312-1820

РЕДАКЦИОННА КОЛЕГИЯ

доц. д-р Венцислав Иванов – гл. редактор доц. д-р Страшимир Страшимиров – зам. гл. редактор проф. д-р Георги Фетваджиев – председател на ред. съвет доц. д-р Ради Радичев - председател на ред. съвет доц. д-р Кръстьо Дерменджиев – председател на ред. съвет доц. д-р Добрин Тодоров – председател на ред. съвет инж. Мариана Свиларова инж. Теодора Христова

РЕДАКЦИОНЕН СЪВЕТ

на свитък І: ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

доц. д-р Ради Радичев – председател доц. д-р Страшимир Страшимиров доц. д-р Павел Пенчев доц. д-р Любомир Геров доц. д-р Руслан Костов

СЪДЪРЖАНИЕ

С. Бакърджиев	Избор на геостатистически модел при пресмятането на запаси на минерални ресурси	9
С. Бакърджиев К. Русков А. Аризанов	Устойчив, негаусов геостатистически модел на масивно медно - златно находище	15
Б. Банушев 3. Цинцов М. Сивилов	Серпентинизирани ултрабазити от района на с. Церово, Пазарджишко и свързаната с тях рудна минерализация	21
Б. Банушев Х. Тараунех	Алкални базалти от района на село Добриново, Карнобатско (югоизточна България)	27
Л. Бозаджиев Г. Георгиев	Твърдофазов синтез на минерали от групата на перовскита и сродни на тях съединения	33
Л. Бозаджиев Т. Гаврилова М. Дойнов	Синтез на важни за промишлеността минерали от магнетит-хромитовата група	39
Б. Вълчев	Относно стратиграфското разпространение на малките бентосните фораминифери и биостратиграфската подялба на палеоценската серия в приморската част на Източна Стара планина	43
Б. Вълчев	Род Lenticulina Lamarck, 1804 от палеоценската серия в приморската част на . Източна Стара планина	51
М. Василева С. Добрев Б. Кольковски	Халкофанит и коронадит от Аи-полиметалното находище Маджарово, Източни Родопи	57
В. Георгиев П. Милованов	Петрохимични особености на късноалпийския магматизъм в Източните Родопи	63
В. Георгиев Р. Маринова Г. Желев	Морфоструюури в Момчилградската депресия (Източни Родопи)	69
Г. Георгиев	Геология на меднопорфирното находище Елаците, България	75
Я. Герджиков	Върху произхода на очните гнайси и шисти в зони на срязване от Централните Родопи	83
М. Дончева В. Балинов Е. Занева-Добранова Й. Николова	Характеристика на напукването в карбонатни колектори от Селановски тип (на примера на Селановското находище)	89
В. Желев Р. Маринова К. Вазкуез	Тектонска интерпретация на региона "Лас-Вияс" (Централна Куба)	93
Е. Занева-Добранова Е. Стоева Й. Николова Е. Александрова	Влияние на минералния състав на плиоценските глини върху специфичното им поведение (на примера на Източномаришкия въглищен басейн)	97
А. Здравков Й. Кортенски	Петрография и условия на отлагане на въглищата от Бобовдолския басейн, България	101
С. Коруделиева И. Чомаков Т. Димова	Изследване възможността за използване на мергел от находище "Попово" за производство на финокерамични изделия	109
Р. Костов	Древното рударство в Памир-Хиндукушкия район на средна Азия с оглед на етнонима Балх (Балхара, Болор)	113
К. Попов Г. Георгиев	Първичен геохимичен ореол на медно-порфирното находище "Елаците"	119
С. Приставова М. Ичев	Метапелити от Верила планина	125

Д. Синьовски	Нанофосилна подялба и стратиграфски обхват на еминската флишка свита в Източния Балкан, Източна България	131
Д. Синьовски	Биостратиграфия по варовит нанопланктон на карпатския тип горнокредно- палеоценски отложения при с. Кладоруб, Видинска област	139
С. Страшимиров С. Добрев С. Стаменов С. Гайдарджиев Б. Аксани	Минераложка характеристика на продукти от медната флотация на руди от находище Чайели, Северна Турция и тяхното влияние върху процесите на обогатяване	147
С. Судар	Геохимия на микро и макро елементите в пирита в оловно-цинково находище Кишевац (Раска, Сърбия)	155
П. Танич С. Судар	Кристалографски-химични характеристики на сфалерити от полиметално Pb-Zn рудно находище Кишевац (Раска, Сърбия)	159
П. Танич В. Янежич	Находище на алунит и натроалунит при Велики Буковик (Раска, Сърбия)	165
Х. Тараунех	Минералогия и петрография на новите находища на зеолитни туфи в Североизточна Йордания	171
М. Токмакчиева	Минералното разнообразие на Панагюрско-Етрополския руден район	177
И. Чомаков С, Корудерлиева Я. Христов	Синтез на цветно стъкло, имитация на оникс	181
Н.Ганчева Л. Хаджиков Я. Иванов	Механо-математично моделиране на свлачища-потоци	183
В. Горданич Д. Йованович А. Сивич	Геоеколожки радиоактивни рискове в района на гранодиоритен масив Бораня	189
Е. Демирева-Милушева	Крайбрежни водопропускливи пясъци покрити с тънки хумосни прослойки - лесно нарушимо равновесие при снеготопене и интензивни валежи	193
Г. Златев	Интерпретация на резултати от циклични срязвания на земни проби в срязващ апарат "Taylor"	199
Ю. Кирова	Екологични аспекти в управлението на подземните води в България	203
В. Петров	ГИС базирани подходи в регионалните хидрогеоложки анализи на плиоценския водоносен комплекс от Софийската котловина	207
Н. Стоянов	Определяне на хидродинамичните параметри на водоносния пласт по данни от водочерпателни опити с променлив дебит	213
Н. Стоянов Ч. Гюров	Оценка на замърсяването на подземните води по метода на 2D електро- съпротивително проучване по схемата полюс-дипол	219
Г. Батринка	Как Черноморските пристанища трябва да обслужват нестандартните плавателни съдове и операторите им	225
Н. Катиджотис	Рекултивация на нарушени терени с утайки от отпадъчни води: азбестови мини в Кипър	229
Д. Борисова	Поведение на отражателната способност на гранита в зависимост от неговите скалообразуващи минерали	233
Р. Главчева Е. Ботев	Сеизмичната обстановка в източната част на Горнотракийската низина като елемент на геоекологичната опасност за района на Тецове "Марица-изток" 1-3	237
М. Данов В. Цанев	Излъчвателна способност на смесени класове петрографски образци	243
Н. Димова Б. Велева Л. Кинова	Определяне на изотопите на радия в скални материали с използване на алфа- спектрометрия	247

Т. Добрев С. Димовски С. Костянев	Изученост на геотоплинното поле в България и методична постановка за изследване на дълбочинното му разпределение	251
Ж. Желев Т. Петрова Ф. Монтесинос Р. Виера Ж. Арносо А. Камачо	Някои предварителни резултати от анализа на гравитационната аномалия Ланзароти (Канарски острови) с елементарни източници	259
Ж. Желев Т. Петрова Ф. Монтесинос Р. Виера А. Камачо	Някои предварителни резултати от анализа на гравитационната аномалия около село Алкала де Ебро (Сарагоса, Испания) със система от точкови маси	267
Р. Кънчева	Основни подходи при анализа на дистанционни данни за растителната покривка	275
Г. Мардиросян	Оптимизационен анализ на цифровата регистрация на параметрите на геомагнитното поле	279
Х. Николов Н. Николова-Желязкова	Върху подбора на параметри на невронна мрежа изпълняваща ролята на класификационна процедура за данни получени при дистанционни изследвания	283
Н. Петков	Палеомагнитна изученост на някои плутони с горнокредна възраст от Маришката неоинтрузивна зона, Източното Средногорие и Странджа	287
Р. Радичев С. Димовски	Изследване на локални трансформанти на гравитационното поле	291
Б. Рангелов Ж. Нордвик А. Арелано	Таксономия и уязвимост на рискови процеси в геоложката околна среда и на някои индустриални съоръжения от планирани акции	297
И. Стоилова Т. Здравев	Прилагане на спектрален анализ за изследване влиянието на геофизични и космически фактори върху човека	303
В. Стоянов С. Костянев	Математическо моделиране на влиянието на някои геоложки структури върху земния топлинен поток	307

CONTENTS

S. Bakardjiev	CHOICE THE GEOSTATISTICAL MODEL AT CALCULATION OF RESERVES OF MINERAL RESOURCES	9
S. Bakardjiev K. Ruskov A. Arizanov	STABLE NON-GAUSIAN GEOSTATISTICAL MODEL IN MASSIVE COPPER - GOLD DEPOSIT	15
B. Banushev Z. Zinzov M. Sivilov	SERPENTINIZED ULTRABASITES NEAR TSEROVO VILLAGE, PAZARDZHIK REGION AND THE RELATED TO THEM ORE MINERALIZATION	21
B. Banushev K. Tarawneh	ALKALINE BASALTS FROM THE VILLAGE DOBRINOVO AREA, KARNOBAT DISTRICT (SOUTHEASTERN BULGARIA)	27
L Bozadjiev G. Georgiev	SOLID - PHASE SYNTHESIS OF MINERALS OF THE GROUP OF THE PEROVSKITE AND RELATED COMPOUNDS	33
L. Bozadjiev T. Gavrailova M. Doynov	SYNHESIS OF IMPORTANT FOR THE INDUSTRY MINERALS OF MAGNETITE - CHROMITE GROUP	39
B. Valchev	ON THE STRATIGRAPHICAL DISTRIBUTION OF SMALL BENTHIC FORAMINIFERA AND THE BIOSTRATIGRAPHY OF THE PALEOCENE OF THE COASTAL PART OF EAST STARA PLANINA	43
B. Valchev	GENUS LENTICULINA LAMARCK, 1804 FROM THE PALEOCENE OF THE COASTAL PART OF EAST STARA PLANINA	51
M. Vassileva S. Dobrev B. Kolkovski	CHALCOPHANITE AND CORONADITE FROM AU-POLYMETALLIC MADJAROVO DEPOSIT, EASTERN RHODOPES	57
V. Georgiev P. Milovanov	PETROCHEMICAL FEATURES OF THE LATE ALPINE LATE EXTENSIONAL MAGMATISM IN THE EASTERN RHODOPES	63
V. Georgiev R. Marinova G. Jelev	MORPHOSTRUCTURES IN MOMCHILGRAD DEPRESSION (EASTERN RHODOPES)	69
G. Georgiev	GEOLOGY OF PORPHYRY COPPER DEPOSIT ELATSITE, BULGARIA	75
I. Gerdjikov	THE ORIGIN OF THE AUGEN GNEISSES AND SCHISTS FROM THE SHEAR ZONES - A CASE STUDY FROM THE CENTRAL RHODOPES	83
M. Doncheva V. Balinov E. Zaneva-Dobranova J. Nikolova	CHARACTERIZATION OF FRACTURING IN CARBONATE RESERVOIRS OF SELANOVTZY TYPE (ON THE BASE OF SELANOVTZY DEPOSIT)	89
V. Jelev R. Marinova C. Vazquez	PLATE-TECTONIC INTERPRETATION OF LAS VILLAS REGION (CENTRAL CUBA)	93
E. Zaneva-Dobranova P. Stoeva E. Alexandrova	EFFECT OF THE MINERAL COMPOSITION OF PLIOCENE CLAYS ON THEIR SPECIFIC BEHABIOUR (ON THE BASE OF EAST-MARITSA BASIN)	97
A. Zdravkov J. Kortenski	PETROLOGY AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENT OF THE COAL FROM BOBOV DOL BASIN, BULGARIA	101
S. Koruderlieva I. Chomakov T. Dimova	INVESTIGATION OF THE POSSIBILITY TO USE MARL FROM "POPOVO" FIELD FOR FINE CERAMICS PRODUCTION	109
R. Kostov	ANCIENT MINING IN THE PAMIR-HINDU-KUSH AREA OF CENTRAL ASIA IN RESPECT OF THE ETHNONYM BALKH (BALKHARA, BOLOR)	113
K. Popov G. Georgiev	PRYMARY GEOCHEMICAL HALO OF "ELATSITE" PORPHYRY COPPER DEPOSIT	119

S. Pristavova M. Ichev	METAPELITES FROM VERILA MOUNTAIN	125
D. Sinnyovsky	NANNOFOSSIL SUBDIVISION AND STRATIGRAPHIC RANGE OF THE EMINE FLYSCH FORMATION IN EAST BALKAN, EAST BULGARIA	131
D. Sinnyovsky	CALCAREOUS NANNOPLANKTON BIOSTRATIGRAPHY OF THE CARPATHIAN TYPE UPPER CRETACEOUS-PALEOCENE DEPOSITS NEAR KLADORUB VILLAGE, VIDIN DISTRICT	139
S. Strashimirov S. Dobrev S. Stamenov S. Gaidardjiev B. Aksani	MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF COPPER FLOTATION PRODUCTS FROM CAYELI MINE, TURKEY AND THEIR INFLUENCE TO MINERAL PROCESSING	147
S. Sudar	GEOCHEMISTRY OF MICRO AND MACRO ELEMENTS IN PYRITE OF THE Pb - Zn ORE DEPOSIT KIZEVAK (RASKA, SERBIA)	155
P. Tancic S. Sudar	CRYSTALLOGRAPHICALY-CHEMICAL CHARACTERISTICS OF SPHALERITES FROM THE POLYMETALLIC Pb - Zn ORE DEPOSIT KIZEVAK (RASKA, SERBIA)	159
P. Tancic V. Janezic	OCCURENCE OF ALUNITE AND NATROALUNITE AT VELIKI BUKOVIK (RASKA, SERBIA)	165
K. Tarawneh	MINERALOGY AND PETROGRAPHY OF NEW OCCURENCES DEPOSITS OF THE ZEOLITIC TUFF IN NORTHEAST JORDAN	171
M. Tokmakchieva	MINERAL VARIETY OF PANAGJURISHTE-ETROPOLE ORE DISTRICT	177
I. Chomakov S. Koruderlieva Y. Hristov	SYNTHESIS OF COLORED GLASS TO REPRODUCE ONYX	181
N. Gancheva L. Hadjikov Y. Ivanov	MECHANIC-MATHEMATICAL MODELING OF VISKO-PLASTIC LANDSLIDES	183
V. Gordanic D. Jovanovic A. Ciric	GEOECOLOGICAL RADIOACTIVE RISKS IN THE AREA OF BORANJA GRANODIORITE MASSIF	189
E. Demireva-Milusheva	COASTAL WATER-PERMEABLE SANDS COVERED WITH THIN HUMUS LAYERS - EQUILIBRIUM EASILY BROKEN AT RAIN AND SNOWMELTING CONDITIONS	193
G. Zlatev	INTERPRETATION OF RESULTS RECEIVED FROM CYCLIC DIRECT SHEAR TESTS	199
J. Kirova	SOME ECOLOGICAL ASPECTS OF EFFECTIVE GROUNDWATER MANAGEMENT IN BULGARIA	203
V. Petrov	GIS METHODS FOR REGIONAL HYDROGEOLOGICAL ANALYSIS OF PLIOCENE COMPLEX FROM SOFIA VALLEY	207
N. Stoyanov	ESTIMATION OF AQUIFER HYDRAULIC PARAMETERS DERIVED FROM VARIABLE RATE PUMPING TESTS DATA	213
N. Stoyanov C. Gurov	THE APPLICATION OF 2D ELECTRORESISTIVITY SURVEY USING POLE-DIPOLE ARRAY FOR ESTIMATING GROUNDWATER CONTAMINATION	219
G. Batrinca	HOW BLACK SEA PORTS CAN DEAL WITH SUSTANDARD VESSELS AND OPERATORS?	225
N. Kathijotes	RECLAMATION OF DISTURBED TERRAIN BY USING WASTEWATER SLUDGE: CYPRUS ASBESTOS MINES	229
D. Borisova	GRANITE REFLECTANCE SPECTRA BEHAVIOUR DEPENDS TO ITS ROCK- FORMING MINERALS	233
R. Glavcheva E. Botev	SEISMICITY IN THE EASTERN PART OF UPPER THRACIA LOWLAND AS AN ELEMENT OF THE GEOECOLOGIC HAZARD IN THE AREA OF THERMAL POWER PLANTS "MARITSA-EAST" 1-3	237

M. Danov V. Tzanev	THERMAL EMISSION OF SAMPLES OF ROCK MIXTURES	243
N. Dimova B. Veleva L. Kinova	RADIUM ISOTOPES DETERMINATION IN ROCK SAMPLES USING ALPHA SPECTROMETRY	247
T. Dobrev S. Dimovski S. Kostianev	LEVEL OF STUDY OF THE GEOTHERMAL FIELD IN BULGARIA AND A METODICAL APPROACH TOWARDS INVESTIGATING ITS DEPTH DISTRIBUTION	251
Z. Zhelev T. Petrova F. Montesinos R. Vieira J. Arnoso A. Camacho	SOME PRELIMINARY RESULTS OF THE ANALYSIS OF THE LANZAROTE (CANARY ISLANDS) GRAVITY ANOMALY WITH ELEMENTARY SOURCES	259
Z. Zhelev T. Petrova F. Montesinos R. Vieira A. Camacho	SOME PRELIMINARY RESULTS OF THE ANALYSIS OF THE ALCALA DE RBRO VILLAGE (ZARAGOZA, SPAIN) GRAVITY ANOMALY WITH A SET OF POINT SOURCES	267
R. Kancheva	MAIN APPROACHES FOR VEGETATION REMOTELY SENSED DATA ANALYSIS	275
G. Mardirosian	OPTIMIZATION ANALYSIS OF THE DIGITAL REGISTRATION OF GEOMAGNETIC FIELD PARAMETERS	279
H. Nikoiov N. Nikolova-Jeliazkova	ON THE PARAMETERS SELECTION OF THE NEURAL NETWORK CLASSIFIER FOR REMOTELY SENSED MULTICHANNEL DATA	283
N. Petkov	THE PALEOMAGNETIC STUDY OF SOME PLUTONIANS OF UPPER CRETACEOUS AGE FROM THE MARITSA NEOINTRUSIVE ZONE, THE EASTERN SREDNOGOTIE AND STRANDJA	287
R. Radichev S. Dimovski	A STUDY OVER SOME LOCAL TRANSFORMS OF THE GRAVITATIONAL FIELD	291
B. Ranguelov J. Nordvik A. Arellano	TAXONOMY AND "VULNERABILITY" OF THE GEOENVIRONMENTAL RISK PROCESSES AND SOME INDUSTRIAL FACILITIES TO THE INTENTIONAL ACTIONS (INTACTS)	297
I. Stoilova T. Zdravev	INFLUENCE OF GEOPHYSICAL AND COSMIC FACTORS ON THE MAN - EXPLORATION BY SPECTRAL ANALYSIS	303
V. Stoyanov S. Kostyanev	MATHEMATICAL MODELING THE INFLUENCE OF SOME GEOLOGICAL STRUCTURES ON EARTH HEAT FLOW	307

ИЗБОР НА ГЕОСТАТИСТИЧЕСКИ МОДЕЛ ПРИ ПРЕСМЯТАНЕТО НА ЗАПАСИ НА МИ-НЕРАЛНИ РЕСУРСИ

С. Бакърджиев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София

РЕЗЮМЕ. Едно от главните приложения на традиционните геостатистически методи е пресмятането на запасите от полезни изкопаеми, при търсене на възможно най-подходящ модел за решение. Прилаганата за тази цел вариационна статистика има предимства като простота на сметките и зависимост на модела от един аргумент – дисперсията. При тази постановка не се отчита важна информация, която е свързана с локализацията на наблюденията. Вариационната статистика поражда геологическия парадокс: точността на пресмятане на запасите зависи единствено от броя на използваните наблюдения (проби) и не зависи от разстоянието между пробите.

Проблемът с конструирането на подходящ модел за пресмятане на запасите от полезно изкопаемо е свързан с необходимостта от избор на модел на случайно поле. Нашите числени експерименти демонстрират, че най-добрата алтернатива на случайно поле е хомогенно поле, в което известните стойности са локализирани в точно известно пространствено положение. Експериментите с реални данни от рудни находища показват, че свойствата на случайното поле на Леви са подходящи за използване. Предлаганият метод контактува с изискванията на международната квалификация на запасите и ресурсите, в частта – достоверност на пресметнатите запаси. Областта на възможното приложение е свързана с икономическите задачи за оптимизация на проучването. Новата характеристика на фракталната размерност дава необходимите стандарти за достоверност при пресмятането на запасите от полезни изкопае ми.

CHOICE THE GEOSTATISTICAL MODEL AT CALCULATION OF RESERVES OF MINERAL RESOURCES

S. Bakardjiev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia

ABSTRACT. One of reasons of lagging of traditional statistical methods at calculation of ore reserves is the absence of eligible model, on which one it would be possible to receive a satisfactory solution. The applied variation statistics has advantage in simplicity of the calculations and dependence of model only from one argument - dispersion. Within the framework of this model any weighing is harmful, and localizations of observation are not essential. The variation statistics has one more essential deficiency resulting usually in a geologic paradox: any submission of outcomes of sampling as the sampling from general collection results in the deduction that the error of calculation of average depends only on an amount of samples and does not depend on spacing interval between them.

For problem solving of calculation of reserves it is necessary will construct model of a random field. Our numerical experiments demonstrate that the best alternative would be model of a homogeneous field, that locations of prospecting holes would accept known values. The experiments with substantial dataset have shown that the tendered model is steady even in a field "Levi". Method contacts of international classification of reserves of mineral raw materials. The area of a possible applica- tion of solutions obtained in the present operation enables will solve the economical tasks on optimization of exploration. The new characteristics are standards of fidelity - the mean square inaccuracy of calculation of reserves or "warranted reserves ".

Увод

В геологопроучвателната практика все повече и повече се натрупват и използват нарастваши обеми от емпирични данни. Приложението на геостатистическите методи при оценката на находищата се свеждаше до относително "поточното" пресмятане на запасите от полезни изкопаеми в зададени от изследователя блокове. Размерите на блоковете И други задавани ОТ изследователя характеристики, определени в геостатистиката като "геометрична база" бяха параметри на основните оптимизиращи параметри, чрез които се очакваше подобрение на крайните оценки. За някаква част от изследваните обекти, този подход задоволяваше изискванията за точност, представителност и достоверност. В нарастваща степен, този, наречен още "конвенционален" геостатистически подход не можеше да бъде коректно приложен при интерполация и екстраполация на обекти, които имат фрактална природа.

Оригиналната дефиниция по Mandelbrot (1967) за фрактален обект се свежда до $N_n = \frac{C}{r^D}$ където N_n е

броят на фрагментите, на линейната размерност *r_n*, *C* е константна на пропорционалност, а *D* е фракталната размерност на обекта. Фракталната размерност може да бъде цяло число, само когато тя е еквивалентна на Евклидова размерност, например едномерна, двумерна, тримерна и пр. целочислена размерност. Близки до тази размерност са очевидно рудни тела и находища на полезни изкопаеми, имащи пластообразен (не метаморфозирани находища на въглища, калиеви соли и пр.) или масивен тип форма на телата, които изграждат полезното изкопаемо. Търкот (Turcotte, 1993) отбелязва, че преобладаващата част от находищата на полезни изкопаеми имат т.нар. фрактална природа, като стойностите на *D* са по-близо до целочислената стойност 2, отколкото до очакваната

Бакърджиев С. ИЗБОР НА ГЕОСТАТИСТИЧЕСКИ ...

евклидова размерност на плътните тела, равна на 3.0. Наши изследвания на други автори посочват, че за преобладаващата част от рудните находища, фракталната размерност се движи в обхвата 2,07 до 2,24. Образно казано, рудното тяло се състои от много на брой различни по размери обеми съдържащи или несъдържащи рудна минерализация. Броят на обемите, които не съдържат или съдържат минимални количества рудна минерализация е значително повече от този на обемите, които съдържат рудна минерализация. По последни данни публикувани (Chiles, J-P. and Delfiner, P., 1999, Goovaerts, P., 1997, Journel, A 2002) в специализираната научна литература, дори смятаните за относително непрекъснати находища на газов кондензат и нефт имат силно изразена фрактална (фрагментна) природа.

Емпирическият смисъл на използваните геостатистически методи при оценката на фрактални обекти на находища на полезни изкопаеми би могъл да се раздели на теоретична (моделна) и рецептурна част. В настоящата статия ще се обсъжда предимно моделната част, тъй като рецептурата част, обикновено се свързва с построяването на алгоритми и програмни среди за конкретна обработка на емпирични данни. В много от случаите рецептурните схеми са силно различаващи се за отделните находища на полезни изкопаеми.

Генерализация на проблема

Разглеждаме квадратен блок W в рудното тяло Ω , който трябва да бъде оценен от една проба в центъра w_1 и една проба от границата на блока w_2 . Виртуалната проба е $w_s = |w_1; w_2|$

Може да пресметнем средното за блока μ_W чрез средното на стойностите на пробите x_1 и x_2 :

$$\hat{\mu}_W = \frac{1}{2} \left(x_1 + x_2 \right)$$

Евентуалната грешка е може да се оцени чрез дисперсията на оценяване:

$$\sigma_E^2 = (w_s \ to \ W) = 2\overline{\gamma}(w_s; W) - \overline{\gamma}(w_s; w_s) - \overline{\gamma}(W; W)$$

Естествено, пробата в центъра W_1 дава повече информация за стойността на блока от намиращата се на известно разстояние проба W_2 . По тази причина при изчисляването на W трябва да даваме по голямо тегло на W_1 .

Въобще, при изчисляване на блок *W* от мнозинство от п проби *w*, където:

$$w_s = |w_1; w_2; ..., w_n|$$

най-добра оценка на *µw* може да получим ако дадем различни тегла на стойностите на пробите, зависещи от размера и позицията на пробите. Някои желателни свойства на такава оценка $\hat{\mu}_W$ са:

Ще бъде линейна функция от стойността на пробите x_i :

$$\hat{\mu}_W = \sum_{i=1}^n b_i x_i$$

където b_i = теглото дадено на проба x_i .

Ще бъде неизместена, тоест очакваната и стойност ще бъде равна на истинската стойност на блока:

$$E\left[\hat{\mu}_W - \mu_W\right] = 0$$

по условие, средно квадратичната грешка на сметката ще бъде минимална:

$$E\left[\left(\hat{\mu}_W-\mu_W\right)^2\right]=a\ min\ .$$

Оценката която изпълнява тези свойства е очевидно с минимална дисперсия, линейна и независима оценка и е известна като кригинг оценка. Свързаната с нея грешка на пресмятанията е кригинг грешка. Тази оценка се нарича още най-добра линейна неизместена оценка. μ_{K} – Кригинг оценка или:

$$\sigma_{K}^{2}=\sigma_{K}^{2}\left(w_{s}\,toW
ight)$$
 - Кригинг грешка.

Кригинг с неизвесттно средно

Нека блок от руда W трябва да бъде оценен като се използват п проби w_i (i = 1, 2...n) със известна стойност x_i . Прието е, че средното μ на рудното тяло е неизвестно, тъй като границите на рудното тяло и отделни негови части са неясни или зависят от предварително зададени кондиции. Това е ситуация често срещана в медно порфирните находища. В отделни случаи (например, в Южно Африканските златни мини) поради продължителната експлоатация и натрупан огромен емпиричен материал е възможно да приемем, че μ е известно.

Нека *w*_s да е определена от пробите:

 $w_s = |w_1; w_2; ..., w_n|$

Няма ограничение за размера на пробите, или техните позиции и ориентации относно *W*. Неизвестната стойност на блока е μ_W . По дефиниция кигинг оценката μ_K на μ_W

има следните свойства: Линейност $\mu_K = \sum_{i=1}^n b_i x_i$.

Отсъствие на изместеност $E[\mu_K - \mu_W] = 0$.

$$E\left[\left(\mu_K-\mu_W\right)^2\right]=a\to min.$$

Съгласно конвенционалната теория за кригинга отсъствието на изместеност на оценката показва, че сумата от теглата трябва да е единица.

$$\sum_{i=1}^{n} b_i = 1$$

В случая е важно да се изрази системата на кригинга като функция от полувариограмата. Известно е, че грешката при пресмятане е:

$$\sigma_{K}^{2} = E(\mu_{K} - \mu_{Y})^{2} =$$

= $-\overline{\gamma}(W;W) - \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} b_{i}b_{j}\overline{\gamma}(w_{i};w_{j}) + 2\sum_{i=1}^{n} b_{i}\overline{\gamma}(w_{i};W)$

За да се минимизира грешката на пресмятане, която е резултат на обект на ограничение от отсъствието на изместеност, се въвежда множителя на Лагранж λ и се дефинира функцията G както следва:

$$G(b_1, b_2, \dots b_n; \lambda) = \sigma_K^2 - 2\lambda \left(\sum_{i=1}^n b_i - 1\right).$$

Очевидно е, че кригинг теглата b_i ще са решения на

$$\frac{\partial G}{\partial b_i} = 0 \qquad \text{3a } i = 1, 2, \dots n.$$

следните уравнения: $\frac{\partial G}{\lambda} = 0.$

Тази система от n+1 уравнения, където n е броя проби, може да бъде записана по кратко както следва:

$$\sum_{j=1}^{n} b_j \overline{\gamma} \left(w_i; w_j \right) + \lambda = \overline{\gamma} \left(w_i; W \right) \qquad \text{ sa } i = 1, 2, \dots n.$$
$$\sum_{j=1}^{n} b_j = 1$$

Това е търсената кригинг система за неизвестно средно. Като се умножат n-те уравненията по $b_i(i = 1, 2,...n)$ и получените резултати се сумират се получава:

$$\sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} b_{i} b_{j} \overline{\gamma} \left(w_{i}; w_{j} \right) + \lambda = \sum_{i=1}^{n} b_{i} \overline{\gamma} \left(w_{i}; W \right)$$

Следва, че за пресмятане на σ_{K}^{2} се получава:

$$\sigma_{K}^{2} = -\overline{\gamma}\left(W;W\right) + \sum_{i=1}^{n} b_{i}\overline{\gamma}\left(w_{i};W\right) + \lambda$$

Естествено е това уравнение да дава общия израз на кригинг грешката при неизвестно средно. Кригинг системата и кригинг грешката могат да бъдат написани в матричен вид, както следва:

$$A = \begin{bmatrix} \overline{\gamma}(w_1; w_1) & \overline{\gamma}(w_1; w_2) & \dots & \overline{\gamma}(w_1; w_n) & 1 \\ \overline{\gamma}(w_2; w_1) & \overline{\gamma}(w_2; w_2) & \dots & \overline{\gamma}(w_2; w_n) & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \overline{\gamma}(w_n; w_1) & \overline{\gamma}(w_n; w_2) & \dots & \overline{\gamma}(w_n; w_n) & 1 \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix}$$
$$B = \begin{bmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ b_n \\ \lambda \end{bmatrix} \qquad C = \begin{bmatrix} \overline{\gamma}(w_1; W) \\ \overline{\gamma}(w_2; W) \\ \vdots \\ \overline{\gamma}(w_n; W) \\ 1 \end{bmatrix}$$

Тук **A** е симетрична матрица, която е функция само на стойностите на пробите и не зависи от размера на блока който ще бъде оценяван – виж Манделброт (Mandelbrot, 1967). Съобразно с това, при "обикновени" стойности на полувариограмата, матрицата ще бъде обратна A^{-1} . Опорният вектор *B* представя коефициентите $b_i(i = 1, 2, ...n)$ и λ . Символът *B*' ще бъде използван за представяне на линейният вектор от преобразуването на *B* (взето с обратен знак). *C* е опорния вектор, който е едновременно функция на пробите w_i и на блока *W*. Основната кригинг система се записва така: *AB*=*C*. С решение: *B*= $A^{-1}C$. В случая, кригинг грешката се пресмята чрез следния израз:

$$\sigma_K^2 = -\overline{\gamma}(W;W) + B'C.$$

Най-съществения резултат, който се търси е - изразяване на основната кригинг система като функция на ковариограмата. Когато условията от втори ред за стационарност са изпълнени, може да се използва ковариограма. Може да се запише за дисперсията:

$$\sigma_K^2 = \overline{\sigma}(W;W) + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n b_i b_j \overline{\sigma}(w_i;w_j) - 2\sum_{i=1}^n b_i \overline{\sigma}(w_i;W).$$

От тук за основната кригинг система при неизвестно средно се получава:

$$\sum_{j=1}^{n} b_j \overline{\sigma} \left(w_i; w_j \right) - \lambda = \overline{\sigma} \left(w_i; W \right) \qquad \text{sa } i = 1, 2, \dots n$$

$$\sum_{j=1}^{n} b_j = 1$$

Кригинг грешката за неизвестно средно може да бъде записана така:

$$\sigma_K^2 = \overline{\sigma}(W;W) - \sum_{i=1}^n b_i \overline{\sigma}(w_i;W) + \lambda.$$

Матричният запис ще бъде:

Бакърджиев С. ИЗБОР НА ГЕОСТАТИСТИЧЕСКИ ...

$$A = \begin{bmatrix} \overline{\sigma}(w_{1}; w_{1}) & \overline{\sigma}(w_{1}; w_{2}) & \dots & \overline{\sigma}(w_{1}; w_{n}) & 1 \\ \overline{\sigma}(w_{2}; w_{1}) & \overline{\sigma}(w_{2}; w_{2}) & \dots & \overline{\sigma}(w_{2}; w_{n}) & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \overline{\sigma}(w_{n}; w_{1}) & \overline{\sigma}(w_{n}; w_{2}) & \dots & \overline{\sigma}(w_{n}; w_{n}) & 1 \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix}$$
$$B = \begin{bmatrix} b_{1} \\ b_{2} \\ \vdots \\ b_{n} \\ -\lambda \end{bmatrix} \qquad C = \begin{bmatrix} \overline{\sigma}(w_{1}; W) \\ \overline{\sigma}(w_{2}; W) \\ \vdots \\ \overline{\sigma}(w_{n}; W) \\ 1 \end{bmatrix}$$

Решението на основната кригинг система е: $B=A^{-1}C$

а кригинг грешката е:

 $\sigma_K^2 = \overline{\sigma}(W; W) - B'C$

 $\overline{\sigma}(w_i; w_i)$ е дисперсията на проба w_i в $\Omega, \overline{\sigma}(w_i; w_i)$ за $i \neq j$ е ковариацията между проба w_i и проба w_{i_1} и n*n матрицата в горната лява страна на А е проба-към-проба авто-ковариационна матрица. Също, $\overline{\sigma}(w_i;W)$ ковариацията между проба wi и блока W, и първите n-линии на вектора C от проба-към-блок. И последно, $\bar{\sigma}(W;W)$ е дисперсията на истинските стойности на W в Ω .

 $\overline{\sigma}(w_n; W)$

Модификация в кригинг методологията

За интерполация (ограничена екстраполация) Матерон, (Matheron, 1971), Джърнел и Нюбрекс (Journel, A. G. and Huijbregts, С. 1978) показват, че най-добра линейна и неизместена оценка е възможно да се получи чрез изчислителна процедура в полето Z(x) отнесено към измерени стойности Z(xi) може да се представи в следната

форма: $Z^*(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)$, където теглата λ_i се

пресмятат така, че да се достигне споменатата най-добра линейна и неизместена оценка. Това поражда следната система от уравнения:

$$\sum_{j=1}^{n} \lambda_j \gamma \left(x_i, x_j \right) + \mu = \gamma \left(x_i, x \right) \qquad (i = 1, 2, \dots n) - "A".$$

 $\sum_{j=1}^{n} \lambda_j = 1$, където λ е параметърът на Лагранж, а γ е

полувариограмата, която се определя като:

$$\gamma(x_i, x_j) = \frac{1}{2} \left\{ \left| Z(x_i) - Z(X_j) \right|^2 \right\}$$

Нека да предположим, че Z(xi) е дробно Брауново движение с експонента Н, която е единствено известна в двата края на интервала [0, L]. Замествайки в "А" се получава:

$$\lambda_{2}\gamma(0,L) + \mu = \gamma(0,x)$$
$$\lambda_{1}\gamma(0,L) + \mu = \gamma(L,x)$$
$$\lambda_{1} + \lambda_{2} = 1$$

При условие, че Z(0) = 0 окончателно получаваме:

$$\gamma(x_i, x_j) = \frac{1}{2}\sigma^2 |x_i - x_j|^{2H},$$

като този израз може лесно да се реши като интерполационна – екстраполационна формула:

$$Z^{*}(x) = Z(L)\left\{\frac{1}{2}\left[1 - |1 - \xi|^{2H} + \xi^{2H}\right]\right\} = Z(L)Q(\xi)$$

Тук $\xi = x/L$, а $Q(\xi)$ е интерполационно–екстраполационна функция, която зависи от независимата променлива X_i и стойността на константата Н. Идеята за подобен вид интерполатори се дават от Манделброт (Mandelbrot., В. 1960). По-късно, въз основа на трудовете на Леви (Levy, P. 1925) и Хинчин (Khinchin. А. 1938) Рачев и Сен Гупта (Rachev, SenGupta, 1992) дават по-нататъшно развитие на формализма в контекста на движението на Леви. За сега, работещи варианти на този клас интерполатори са развити за 2D (2,5D) размерност. Единствено в програмната среда GOCAD е възможна 3D обработка и визуализация на собствена програма схема за симулация на Levi motion.

Емпирично изучаване

Експериментите с реални данни трябва да са предшествани с анализи и интерпретации на изкуствени (симулационни) данни. За тази цел се взеха публикувани от Центъра по геостатистика към минното училище във гр. Фонтебло, Франция симулационни данни.

На фиг. 1 по-горе е показана типична двумерна симулация на изотропно поле на Леви. Вижда се, че на места се срещат силно клъстеризирани области с много високи (екстремни) стойности. Не се забелязва наличие на геометрична или функционална анизотропия или тренд.



Фиг. 1. Симулация на изотропно поле на Леви



Фиг. 2. Изглаждане чрез кригинг интерполатор

На фиг. 2 е показано действието (резултатът) от приложението на конвенционалния кригинг интерполатор, който е реализиран чрез използването на серия от едномерни вариограми, получени през 30 градуса. Кригингът е реализиран чрез една, осреднена вариограма, тъй като не е установена анизотропия. Разликите във вариограмните модели не бяха съществени както по отношение на прага или съответствуващия на него ранг. Ефектът на самородката за цялата фамилия от вариограми се колебаеше слабо около 0.02. Вариограмният модел представен на фиг. 3 има типично поведение на не особено силно свързани области, които се характеризират с няколко центъра на относително по-високи стойности на полето. Това е една от причината да се забелязва "ефектът на дупката", който в случая е изразен чрез намаляване на стойностите на у след достигането на върховите стойности около $\gamma = 0.07 \div 0.077$.



Фиг. 3. Осреднена вариограма, по която е извършена кригинг интерполацията

На фиг. 4 е показан резултата от модифицирания интерполатор на конвенционалния Кригинг при изчислена предварително стойност на *H* ≈ 0.7825.



Фиг. 4. Кригинг чрез фрактална стохастична интерполация

Бакърджиев С. ИЗБОР НА ГЕОСТАТИСТИЧЕСКИ ...

От анализа на фигурата ясно личи едновременното действието на изглаждащия ефект на конвенционалния Кригинг при съхраняването на съществуващата фракталната компонента, която реално съществува физически. От своя страна, тази супер позиция на чист кригинг и фрактално стохастична интерполация, в конкретния случай, е увеличила проекцията на евентуалните обеми, респективно запаси на полезно изкопаемо с повече от 15%.

На фиг. 5 е дадена тримерна реализация на данни на рудно находище чрез средствата на конвенционалния Кригинг, който е реализиран чрез възможностите на статистическия пакет Systat 9.0. Вариограмните модели не се представят, тъй като те са изпълнени по стандартната процедура и възможностите на пакета от приложни програми GSLIB – виж (Deutsch, C.V. and A.G. Journel, 1998). Полезната част на публикуваните програми на езика FORTAN е открития код, който дава възможността - отделните програмни модули да се модифицират според нуждите на потребителя. Това беше извършено само чрез модификацията на два от модулите и същите данни бяха обработени по вече представеният в статията модифициран алгоритъм. Резултатът е представен на фиг. 6.



Фиг. 5. Тримерна реализация на конвенционален кригинг на рудно находище

Представеният на фиг. 6 резултат демонстрира възможностите на фракталния формализъм за по-точното и безспорно по-реалистичното представяне на телата на полезните изкопаеми.





Независимо от началния етап на компютърните експерименти, които са много скъпи в изчислително време (един модел се прави дори и на мощно РС,

Бакърджиев С. ИЗБОР НА ГЕОСТАТИСТИЧЕСКИ ...

няколко дни) перспективата за тяхното прилагане в геологопроучвателната практика е очевидно. Освен демонстрираният реализъм на изображението, с предлаганата процедура се постига по-голяма точност на пресмятане на обеми и от тук запаси от полезни изкопаеми.

Литература

- Chiles, J-P. and Delfiner, P., 1999. *Geostatistics: modeling spatial uncertainty*. Wiley & Sons.
- Deutsch, C.V. and A.G. Journel, 1998. *GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide:* Second Edition Oxford University Press, New York.
- Goovaerts, P. 1997 *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press, New York.
- Journel, A. G. and Huijbregts, C. 1978. *Mining Geostatistics, Academic Press.*

- Khinchin. A. 1938. *Limited laws for sums independed random variables*. O.N.T.I., Moscow St. Petersburg.
- Levy, P. 1925. Calcul des probabilities. Paris: Gauthier-Villars et Cie, 350.
- Mandelbrot., B. 1960. The Pareto-Levy random function and the multiplicative variation of income: Yorktown Height, N. Y.,IBM Research Center Rept.
- Matheron, G. 1971. *The Theory of Regionalised Variables and its Applications*, Cahier No. 5, Centre de Morphologie Math\' e matique de Fontainebleau.
- Mandelbrot, B. B. 1967. How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimensional, *Science* 156, 636-8.
- Rachev, SenGupta, 1992. Geometric Stable Distribution and Laplase-Weibull Mixtures. *Statistics & Decision*, 10 251-271.
- Turcotte, D. L. 1993. Fractals and chaos in geology and geophysics, Cambridge University press.

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми, ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 15-19

УСТОЙЧИВ, НЕГАУСОВ ГЕОСТАТИСТИЧЕСКИ МОДЕЛ НА МАСИВНО МЕДНО -ЗЛАТНО НАХОДИЩЕ

С. Бакърджиев ¹, К. Русков ², А. Аризанов ³

^{1, 2} Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София

³ "Челопеч майнинг" АД, 2087 Челопеч

РЕЗЮМЕ. Адаптацията на устойчивото разпределение при моделиране в геостатистиката е безспорно една от най-интересните и обещаващи идеи, които са се появили в тази изследователска област. Класическите геостатистически модели за описание на характеристиките на геостатистическите променливи допускат основни структурни несъответствия с геоложката среда, което пречи да се покажат важни черти на емпиричните данни. По тази причина, търсенето на нови и по-мощни модели е фундаментална и увлекателна тема за търсене в тази работа.Сред широко представените в литературата алтернативни вероятностни модели, които се базират на други, не-Гаусови разпределения, допускането за съществуване на Устойчиво разпределение, имащо уникални отличаващи се характеристики, го прави един идеален кандидат.

Модифицираният вероятностно геостатистически модел е апробиран на повече от 26 000 данни. Получените резултати показват, че приложения вероятностен модел е сложно обвързан с степента на погрешност на изходните данни. Очевидно е противопоставянето на оригиналните данни и техните оценки. Те се сравняват с теста на Колмогоров. Финалният модел много по-реалистичен от този получен въз основа на традиционната геостатистика. Някой междинни резултати като вариограмен анализ, оценката на параметрите на Устойчивото разпределение са също представени в статията.

STABLE NON-GAUSIAN GEOSTATISTICAL MODEL IN MASSIVE COPPER - GOLD DEPOSIT

S. Bakardjiev¹, K. Ruskov², A. Arizanov³

^{1, 2} University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia ³ "Chelopech Maining" AD, 2087 Chelopech

ABSTRACT. The adoption of stable modeling in geostatistics is undoubtedly one of the most interesting and promising ideas which has arisen in this field. The classical geostatistical models for the description of the characteristics of the geostatistical variables suffer from major structural weaknesses, as they fail to explain important features of the empirical data. Therefore, the search for new more powerful models is a fundamental and fascinating topic of research in this work. While alternative models based on other non-Gaussian distribution are to be found in literature, the stable assumption has unique distinctive characteristics that make it an ideal candidate.

The tendered update of geostatistical model was approbation on more than 26 000 data. The outcomes demonstrate that the tendered model of probability data definition is compounded with the trial-and-error performances of data. It is visible by confrontation between master data and them by estimations. They are well compounded about Kolmogorov criteria. The final model is more realistic, than model obtained on the basis of a traditional geostatistics. In operation the outcomes of variogram analysis, estimation of arguments of stable distribution and other attendant studies outcomes are presenting also.

Увод

За определяне геостатистическите характеристики на находищата на полезни изкопаеми (ПИ) обичайната практика е вземане на проби, статистическото им анализиране и направа на изводи за характеристиката на находището. Анализите може да бъдат извършени като се използват различни по методология и базови допускания статистически методи, част от които са различните видове статистически приближения, които са различни например за класическа статистика и пространствена статистика.

При класическата статистика (Matheron G., 1963, 1971, David M, 1977) се допуска, че изследваните стойности са изпълнени като случайни променливи. Позицията на пробите е игнорирана, като се допуска, че за всички стойности вероятността да бъдат избрани е еднаква. Вероятността от тренд, зони на обогатяване, или бедни участъци в минерализацията, е пренебрегната. Не се взема под внимание фактът, че две проби взети на близко разстояние една от друга е по- вероятно да имат подобни стойности, отколкото, ако са взети от далечни части на находището – виж Ренду (Rendu, J., 1978) и Исаак и др. (Issaks, E.H. and R. M. Srivastava, 1989).

Обратно, пространствената статистика разглежда стойностите на променливите като получени от функции от пространственото положение на пробите – виж формулировката на Говартс (Govaerts, P., 1997). В случая, сходството между стойностите на пробите е определено като функция от разстоянието между пробите и тези взаимовръзки представляват основата на пространствената геостатистика.

Класическата статистика може да бъде използвана в няколко случая. Допускането, че всички стойности на пробите в находището на ПИ имат равни вероятности да бъдат представени, ще бъде изпълнено единствено, ако стойностите на пробите са произволно разпределени или, ако местоположението на пробите е произволно. В теорията на планирането на експеримента се смята, че пробите разположени по равномерна мрежа дават повече информация от произволно взетите проби. В практиката класическата статистика може да бъде използвана единствено в ранните стадии на експлоатация, когато числото на пробите е относително малко и разстоянието между пробите е голямо. При тези обстоятелства, когато наличната информация не е достатъчна за използването на пространствена статистика, прилагането на по-долу споменатите методи е оправдано.

Нека разглеждаме находище на ПИ, като чрез символа Ω ще се представя област (обем или повърхност), която представлява някаква част от това находище. Нека точката z е разположена вътре в Ω, а пробата w е разположена в центъра на точка z. Основното допускате в пространствената статистика е, че стойността x(z) е свързана с координатите на пробата. В случая x(z), се разглежда като функция от своето положение z и същевременно може да представя определена категория на ПИ, съдържание за единица площ или всякаква друга количествена характеристика, която е измерена в пробата. По тази причина x(z) се нарича в геостатистиката - регуляризирана променлива, като този термин е въведен от Матерон (Matheron, G., 1963). Стойността x(z) е функция от размера и ориентацията на пробата w, която е определена като опорна на регуляризираната променлива. Ако се вземат всички възможни проби w на всички възможни точки z, вътре в рудното тяло Ω , може да се изчисли средната стойност μ от всички x(z)стойности в рудното тяло, като тази стойност не зависи от опорното w. Тогава µ=E_Ω[x(z)] – очакваната стойност на x(z) в Ω.

В ранните стадии на експлоатацията основният проблем на анализа е определянето на µ. За тази цел, n проби от същия опорен w са взети от точки z_i, i=1,2...n. Стойността на i-та проба е x(z_i). Стойностите от пробите се използва за щ

изчисляване оценката $\overset{\neg}{\mu}$ на средното μ и доверителните

интервали за средното (символа ^ ще бъде използван навсякъде в тази работа да посочва конкретна изчислителна процедура). Оценката ще варира според вероятностното разпределение на x(z). Приемайки, че стойностите на всички проби са независими, местоположението z_i на i-та проба може да бъде пренебрегнато и тогава може да използваме означението x = x(z) и:

 $x_i = x (z_i)$.

μ = Ε [x].

Нормално и устойчиво разпределение

Изборът на вероятностен модел за описание на природните данни е много сложна задача. Преди появата на геостатистиката обработката на пространствените данни следваше рецептите на традиционната статистика, свързани с ползването в общогеоложката практика на статистически разпределения като нормално, гама, логнормално и др. Удачният избор на някое от тези разпределения, в контекста на приемливо за практиката адекватно описание на природния обект, се нарича избор на вероятностен модел за описание на данните.

Паралелно с това се натрупваха факти, че в изследваните природни обекти като находища на полезни изкопаеми се наблюдават едновременно или независимо бедни и богати участъци, т.е. наличието на множество наблюдения с

изключително високи стойности, наречени в практиката ураганни проби или екстремни стойности. Наличието на последните в извадката, неизбежно водеше до трудно преодолими проблеми при извеждането на необходимите оценки със средствата на традиционната статистика. Както се спомена, основният феномен се свързва с въпроса крайна или безкрайна е дисперсията в природните данни. Интуитивно е ясно, че крайността на дисперсията идва от чувствителността на апаратурата, с която се измерват например съдържанията на метали в находищата на полезни изкопаеми. Естествено, няма апаратура, която да измерва съдържания от няколко атома до десетки проценти, но впечатляват разликите при спектрален анализ на геохимични данни от $10^{-7} - 10^{\circ}$, т. е. налице са експериментални факти за цитирания обхват на дисперсията. Естествено, логаритмуването на такъв род данни потиска максимално дисперсията. Не случайно, бащите на геостатистиката Д. Криге (Krige, D., 1961) и Ж. Матерон (Matheron, G., 1963, 1971) определят централна роля на логнормалното разпределение при геостатистическо описание на повечето геоложки данни. След 1973 двама от учениците на Матерон. Ренду (Rendu, J., 1978) и Давид. (David, M., 1977) въз основа на натрупан опит препоръчват логнормалния закон за базов в геостатистиката. С това се прави опит за въвеждането на задължителното логаритмуване на всички данни, които съдържат екстремни стойност. Паралелно с това се въвежда и понятието и формализма на т.нар. логнормален Крайгинг – виж Роил (Royle, А., 1971). Самото название определя изискването – разпределението на данните (нарастванията) да съответствува на Логнормалния закон. Обаче в последно време се натрупват факти, че логнормалната хипотеза не се потвърждава, особено при голямо количество данни.

През 1960 г. Бенуа Манделброт (Mandelbrot B., 1960) показва, че повечето от природните данни, свързани например с рудните находища (съдържания на главни и попътни съставки), не покриват тестовете на Колмогоров - Смирнов за съгласуваност с логнормалната хипотеза. Алтернативното предложение е, че данните са разпределени по т.нар. Устойчив закон. Този клас разпределения са всъщност едно широко обобщение на нормалния закон. Доказана от Леви (Levi, P., 1925) и Хинчин (khinchin, A., 1938) теорема гласи, че показателят α , който стои в степента на и над експонентата на характеристичната функция и който при нормалното разпределение е равен на 2, при $\alpha < 2$ дефинира безкрайна дисперсия. Както се спомена, практиката не може да осигури напълно този факт, тъй като това предполага безкрайна чувствителност и точност на измерванията.

Сведения за устойчивите разпределения

Както се спомена, устойчивите разпределения са теоретично обосновани от Пол Леви (Levi, P., 1925) и обобщенията, извършени от Хинчин(khinchin, A., 1938). До публикацията на Манделброт (Mandelbrot B., 1960) устойчивите разпределения не са имали широко практическо приложение, тъй като, с няколко изключения, нямат явни изрази за плътността или функцията на разпределение. Едно обобщение на теорията на устойчивите разпределения се дава през 1983 от Золоторьов.

В тази монография се дават различни подходи и решения за описание на реални обекти и процеси чрез устойчи-

вите разпределения. В най-общ вид, характеристичната функция от случайната величина *X* се дефинира като:

$$g(u) = E(e^{ux}) = \mathbf{T}_{\mathbf{r}}^{\mathbf{r}} e^{ux} f(x) dx$$

Това е всъщност комплексната трансформация на Фурие f(x). За моментите на разпределението се използва израза: $\mu_{,}^{\gamma} = E(X') = i^{-r}g^{(r)}(0)$. За устойчивите разпределения е важно да се пресметнат поне параметрите α и γ на характеристичната функция:

$$\chi(u) = e^{\gamma |u|^c}$$

Параметърът α може да варира от 0 до 2. При $\alpha = 1$ се смята, че е налице разпределението на Коши, което се характеризира с това, че математическото очакване μ и дисперсията σ са равни на безкрайност.

Обяснението за безкрайността на математическото очакване μ е следното: Нека разполагаме n – на брой средни \bar{x} получени от n – на брой извадки от дадена Генерална съвкупност от данни. При нормалното разпределение получените n – на брой средни \bar{x} са сходими към математическото очакване μ .

При разпределението на Коши плътността има формата:

 $f(x) = C/(1+x^2).$

Извадъчните средни \bar{x} са разпределени също по разпределение на Коши, т.е. имат също безкрайна дисперсия.



Фиг. 1. Сравнение между нормалното (N) и Коши (C). Разпределения

На фиг. 1 е показано разпределението на Коши в сравнение с нормалното разпределение. От фигурата се вижда, че плътността при нормалното разпределение е практически ограничена в интервала $[-3\sigma, 3\sigma]$, докато за разпределението на Коши плътността умира полиномно в $[-\Gamma, \Gamma]$. При $\alpha = 2$ е налице нормалното разпределение. В известната теорема на Леви-Хинчин е доказано, че единствено при тази стойност дисперсията е крайна. В останалите случаи тя е безкрайна.

Общо взето има обширна литература, в която се показва, че това важи и за природните системи от данни. При появата на екстремни стойности, т.е. с утежняване на опашката на разпределението, параметърът α намалява пропорционално своята стойност. Параметърът γ е мащабен, но не в пълния смисъл на това понятие. Повече сведения за Устойчивите разпределения могат да се намерят в цитираната литература виж.

<u>Логнормално разпределение</u>

Практически, основното ядро на геостатистическата теория е построено на генералното допускане за разпределението на данните по съдържания на полезни елементи по т. нар. логнормален закон на разпределение - виж. Сишел (Sishel, H., 1966), Джорнел (Jornel, A., 2002) и др. Действително, особено при в случаите на ниска степен на минерализация, разпределението на стойностите на пробите не е симетрично и е положително наклонено. Това отклонено разпределение спрямо "нормалното" може в повечето случаи да бъде добре представено чрез две или три параметрично логнормално разпределение. Нека х се изменя със несиметричното разпределение. Ако log_e(x+β) е нормално разпределено, където β е константа, тогава х е три параметрична логнормална променлива. Ефекта на добавъчната константа х се свежда до позитивен наклон, а при log_e(x) е налице отрицателно изкривяване, докато log_e(x+β) има симетрично разпределение. Ако изменението е три-параметрично логнормално, кривата на нарастване ще показва излишък от ниски стойности.

Вероятностното разпределение на три параметричната логнормална променлива x е напълно определена чрез добавъчната константа β , логаритмичното изменение на $(x+\beta)$, и логаритмичното средно на $(x+\beta)$. Ако имаме n проби със стойности x_i (i =1,2...n), могат да се изчислят тези

три параметъра от които може да изчислим: оценката "

на средната стойност µ на находището; доверителния интервал за средната стойност на находището.

Изчисляване добавъчната константа β

При достатъчно голямо количество от проби, може да се използва следното уравнение:

$$\beta = \frac{m^2 - f_1 f_2}{f_1 + f_2 - 2m},$$

където m е стойността на пробата, съответстваща на 50% нарастване (това е, средата на наблюдаваното разпределение), f₁ и f₂ са стойностите на пробата съответстващи на р и 1-р нарастваща честота. На теория всяка стойност на р може да бъде използвана, но стойностите между 5% и 20% дават най-добри резултати. Ако количеството проби n е малко, не е възможно определянето на β графично. Тогава се взима β=0, или се изчислява от стойности които този параметър дава в подобни находища.

Доказателство на уравнението

Ако log_e(f₁+β) е нормално разпределено, поради симетрията спрямо средата, може да запишем:

$$\log_{e}(f_{1} + \beta) + \log_{e}(f_{2} + \beta) = 2\log_{e}(m + \beta)$$
$$(m + \beta)^{2} = (f_{1} + \beta)(f_{2} + \beta)$$
$$\beta = (m^{2} - f_{1}f_{2})/(f_{1} + f_{2} - 2m)$$

Изчисляване на логаритмичното средно и геометричното средно:

Вече приемаме, че β е известно. Нека:

$$y_i = \log_e(x_i + \beta)$$

Естественото логаритмично средно x + β се изчислява от:

$$\bar{y} = \frac{1}{n} \mathop{\rm e}\limits_{i=1}^n y_i \, .$$

Геометричното средно m на x + β е изчислено от:

$$m^{\text{III}} = \exp(\bar{y})$$

В случая, геометричното средно на логнормалното разпределение ще е равно на медианата на това разпределение, което е едно от условията за неизместеност на оценката. Оценката на дисперсията използвана за определяне логнормалното разпределение е максимално правдоподобна оценка, която се различава от оценките използвани за обяснение на нормалното разпределение. Отчитайки нормалното изменение: y=log_e(x+β).

Логаритмичната дисперсия σ_{e}^{2} от у се изчислява посредством:

$$V(y) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (y_i - \bar{y})^2$$

или

$$V(y) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} y_{i}^{2} - (y)^{2}$$

Съществуват таблици за изчисляване доверителния интервал на средата на логнормалното разпределение. Тези таблици са преизчислени и разширени за n<20.

Ние искаме да изчислим граничната стойност μ_p така че вероятността μ да е по малко от μ_p да е р. Чрез таблиците може да получим фактора $\psi_p(V;n)$, който зависи от много променливи. Получава се:

$$\mu_n = (\mu + \beta) \Psi_n(V; n) - \beta.$$

За n>1000 се използва следната формула:

$$\Psi_{p}(V;n) = \exp(\sigma_{t}^{2}/2 + t_{p}\sigma_{t}),$$

където $\sigma_t^2 / 2 = \frac{V}{n} (1 + \frac{V}{2})$ и t_p са получени от таблици.

Резултати и обсъждане¹

Резултатите от геостатическата обработка на данни (вариограмен анализ) в две взаимно перпендикулярни посоки са показани последователно на фиг. 2 и фиг. 3.

На фиг. 2 е показана типичната за находището вариограма по Au. Геометричният анализ на вариограмната крива показва, че е налице рязък (стръмен) тренд на нарастване на дисперсията, след което следва известен спад в стойностите на дисперсията.

Semivariogram

Фиг. 2. Типична вариограма за нах. Челопеч в суб ширинна посока



Фиг. 3. Вариограма суб меридионална посока

В същото време, след стойностите на прага, се наблюдава циклично поведение на стойностите на дисперсията, което е указание за наличие на т. нар. "ефект на дупката". Геоложкото тълкуване на "ефектът на дупката" се свежда до хипотезата за наличие на прекъсвания в орудяването, при възможни причини като специфична дорудна структурно-тектонска матрица или съществуването на формационни или геохимични бариери по време на рудообразувателния процес. Амплитудата на "пиковете" се колебае от 80 – 140 м, което е указание за вероятната доминираща роля на структурния контрол. На фиг. 3 е показана вариограмата в посока, която перпендикулярна на тази от първата вариограма. Вижда се, че "ефектът на дупката" липсва, което е указание за издържаност на минерализацията в съответната посока.

На фиг. 4 и фиг. 5 са показани резултатите от тримерната реализация по Кригинг методи, като в първият случай (фиг. 3) е показана реализация по стандартния Кригинг, а във втория случай е показана реализация по негаусовият тип Кригинг. Резултатите от пресмятането на експонента алфа (α) на устойчивото разпределение по две методики е съответно

1.645508 LSQ estima	2.967263 ate	E-01	1.514682
alpha =	1.572259)	
gamma =	4,7763 ²		
Expexted v	alue =	7,5734 ³	

Значимата разлика между стойностите на мащабния параметър Gamma и съответната стойност по логнормалния Кригинг е съществена. Тестът на Колмогоров Смирнов за близост на данните с Логнормалното разпределение отхвърля хипотезата за вероятностно описание по

¹ Поради предварително зададени ограничения в обема на статията, резултатите и коментарите към тях имат пилотен характер. Резултатите от негаусовия кригинг ще бъдат представени и коментирани в отделна статия.

²/ ² Данните са променени. Тази промяна не пречи на анализа, тъй като се анализират само разликите между двете стойности

Логнормалния закон и се приема алтернативната хипотеза за вероятностно описание по Устойчивото разпределение. Стойността на параметъра алфа – 1.572259 е значително отличаваща се от стойността 2.0, която е характерна за нормалното (Гаусовото) разпределение. Както вече се спомена, пресметнатите извадъчни средни по стандартния кригинг ще дивергират от истинските стойности, поради засилване на ефектът на разпределението на Коши. Известно подобрение може да се очаква при описаният три параметричен логнормален Кригинг, доколкото е възможно точното пресмятане на добавъчната константа β.



Фиг. 4. Реализация на стандартен Кригинг

Показаната на фиг. 4 реализация на стандартния логнормален Кригинг е силно "привързана" към хоризонталната посока. Освен това се наблюдават и значими "откъснати" от основното рудно тяло малки обеми, които са извън концепцията на общия модел. Практически липсва необходимата свързаност между блоковете, което е пречка за правилното планиране на добивните работи.

На фиг. 5 е показана една от първите реализации на негаусовия кригинг. В три проекции са показани контурите на промишленото орудяване по възприети в момента експлоатационни кондиции. Калибрирането на модела чрез стандартната процедура на кригинга Cross-Validation показва значително по-добра сходимост, отколкото при логнормалния кригинг. В предлагания модел се наблюдава значително по-висока "свързаност" между отделните блокове, което е предпоставка за по-добро планиране на добивните работи.



Фиг. 5. Реализация на негаусов Кригинг

Литература

- David, M. 1977.Geostatistical Ore Reserve Estimation, Elsevier.
- Goovaerts, P. 1997 Geostatistics for Natural Resources Evaluation. Oxford University Press, New York.
- Isaaks, E.H. and R.M. Srivastava. 1989. An Introduction to Applied Geostatistics. Oxford University Press, New York.
- Journel, A. G. and Huijbregts, C. 1978. Mining Geostatistics, Academic Press.
- Khinchin. A. 1938. Limited laws for sums independed random variables. O.N.T.I., Moscow St. Petersburg.
- Krige, D. G. 1961. A statistical approach to some basic minevaluation problems on the Witwatersrand', *J. Chem. Metall and Min. Soc. South Africa*, 1951, vol. 52, No. 6, pp. 119-39.
- Levy, P. 1925. Calcul des probabilities. Paris: Gauthier-Villars et Cie, 350.
- Mandelbrot., B. 1960. The Pareto-Levy random function and the multiplicative variation of income: Yorktown Height, N. Y.,IBM Research Center Rept.
- Matheron, G. 1971. The Theory of Regionalised Variables and its Applications, Cahier No. 5, Centre de Morphologie Math\' e matique de Fontainebleau.
- Matheron, G. 1963. 'Principles of geostatistics', *Economic Geology*, vol. 58, pp. 1246-66.
- Rendu, J-M. 1978. An Introduction to Geostatistical Methods of Mineral Evaluation, Monograph of the South African Inst. Min. Metall.
- Sichel, H. S. 1966. The estimation of means and associated confidence limits for small samples from lognormal populations, Symposium on mathematical statistics computer applications in ore valuation, S. Afr. Inst. Min. Metall, 106-23.
- Royle, A. G. 1971. A Practical Introduction to Geostatistics. *Course Notes of the University of Leeds*, Dept. of Mining and Mineral Sciences, Leeds, 1971.
- Journel, A 2002: Combining knowledge from diverse sources: an alternative to traditional data independence hypotheses, *Math. Geol.*, 34, no 5.

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

СЕРПЕНТИНИЗИРАНИ УЛТРАБАЗИТИ ОТ РАЙОНА НА С. ЦЕРОВО, ПАЗАРДЖИШКО И СВЪРЗАНАТА С ТЯХ РУДНА МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Б. Банушев ¹, З. Цинцов ², М. Сивилов ³

^{1,3} Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: banushev@mgu.bg
² Централна лаборатория по минералогия и кристалография - БАН, 1113 София, e-mail: ztsintsov@mail.bg

РЕЗЮМЕ. Изследвани са серпентинити от района на с. Церово, Пазарджишко и свързаната с тях рудна минерализация. Серпентинитите са изградени главно от антигорит, хризотил и магнетит. В окрайните части на серпентинитовото тяло и по тектонски нарушени зони, благоприятни за проникване на хидротермални разтвори са развити реакционни продукти с разнообразни минерални асоциации – талк, хлорит, тремолит, антофилит и вермикулит. Сулфидната минерализация в количествено намаляващ ред е представена от моносулфидни твърди разтвори (*мтр*), пентландит и пирит. Зърната са установени само в магнетитова матрица, имат неправилна форма и размери от 5-6 до 20-30 m.

SERPENTINIZED ULTRABASITES NEAR TSEROVO VILLAGE, PAZARDZHIK REGION AND THE RELATED TO THEM ORE MINERALIZATION

B. Banushev¹, Z. Zinzov², M. Sivilov³

^{1,3} University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: banushev@mgu.bg
 ² Central Laboratory on Mineralogy and Petrography – BASc, 1113 Sofia, e-mail: ztsintsov@mail.bg

ABSTRACT. Serpentinites from Tserovo village, Pazardzhik region, and the related to them ore mineralization are characterized. The serpentinites are formed mainly from antigorite, chrisotile and magnetite. Reactionary products with varied mineral associations – talc, chlorite, tremolite, anthophyllite and vermiculite are developed in the serpentinite body outside parts and along tectonic dislocated zones favorable on hydrothermal solutions infiltration. Sulphide mineralization in quantitative decreasing series is presented by monosulfide solid solutions (*mss*), pentlandite and pyrite. Grains are irregular in shape with dimensions from 5-6 to 20-30 µm and are determined in the magnetite matrix only.

Въведение

Част от Централното Средногорие (в границите на район, включен между селата Ветрен, Лесичово, Поибрене, Белица и Живково) се характеризира с наличието на множество (над 80) малки, силно променени и неравномерно разпространени в района ултрабазитови тела (Барска, 1972; Божинов и Желязкова-Панайотова, 1979а. 6; Кожухаров и др., 1980). Някои от тях, подложени на силни алометаморфни преобразования са носители на антофилит-азбестови, талкови, вермикулитови, актинолитови, тремолитазбестови и хризотил-азбестови минерализации (Божинов и Желязкова-Панайотова, 19796). Част от ултрабазитите са проучвани за вермикулитова суровина, а други са разработвани за добив на азбест и/или талк. Производството достига максимални обеми в периода 1968-1972 г. По-късно занижените качествени показатели на изходната суровина и усложнените минно-технически условия в дълбочина водят до влошаване на икономическите показатели в резултат на което през 90^{те} години на 20 в. това производство напълно е преустановено. Азбестовото находище край с. Церово, експлоатирано през периода 1964-1974 г. е локализирано в едно от най-големите ултрабазитови тела в изследвания район. В настоящата работа е направена петрографска характеристика на това ултрабазитово тяло и са представени данни за особеностите на рудната, основно сулфидна минерализация свързана с него.

Геоложка обстановка

Изследваният район е изграден от докамбрийски метаморфити на Прародопската надгрупа (включваща Ботурченската и Арденската групи), палеозойски гранитоиди (Лесичовски и Вършилски плутони) и серпентинизирани ултрабазити. Метаморфитите са представени от разнообразни гнайси (биотитови, амфибол-биотитови, двуслюдени), гнайсошисти и шисти с неиздържани прослои от амфиболити, аплитоидни гнайси, послойни и секущи кварцови жили. Те имат полиметаморфен, полидеформационен и полицикличен характер (Кожухаров и др., 1980).

Ултрабазитите са представени от множество малки серпентинизирани единични тела или групи от по няколко, вместени сред докамбрийските метаморфити на Ботурченската и по-рядко на Арденската групи. Понастоящем метасерпентинитите в Родопския масив с комплекса на метавулканитите и метаинтрузивите се считат за елементи от офиолитова асоциация. Серпентинитовите тела се приемат за фрагменти от океанска кора, която в резултат на активни тектонски движения е обдуцирана върху континенталната (Кожухарова, 1984а). Колчева и др. (1984) възприемат ултрабазитовите будини за фрагменти от кумулативните членове на офиолитовите разрези. Ултрабазитовите тела се считат за олистолити в първичните седиментни скали или за блокове изнесени от дълбочина по древни навлачни плоскости.

Материал и методи на изследване

Изследвани са серпентинити от изкуствени и естествени разкрития, разположени на около 4 km югоизточно от с. Церово, Пазарджишко, както и проба от тежки минерали от елувиални отложения. Невъзможността за сондажни и канавни работи не позволи оконтурването на цялото тяло, поради което в настоящата работа се допуска, че ултрабазитите от изкуственото разкритие в района на изоставената кариера и тези, южно от нея са едно тяло. Аналитичната методика включва оптическа микроскопия (Amplival и Leitz Orthoplan-Pol), сканираща електронна микроскопия (Philips SEM-515), микросондови анализи (аналитична приставка EDAX PV 9100, при следните условия: U=20-25 kV, I=0.5 nA,) рентгеноструктурни изследвания (ДРОН-1, CuK 35 kV, 24 mA), химични анализи (ICP-AES).

Петрографска характеристика на ултрабазитите

Изследваното ултрабазитово тяло, е удължено в Ю-ЮИ – С-СЗ посока и е с приблизителни размери 1 600 x 800 m. То е изцяло серпентинизирано. Централните му части са изградени от плътен тъмнозелен серпентин. В периферните части на тялото и по напукани, тектонизирани зони, благоприятни за проникване на хидротермални разтвори са развити реакционни продукти с разнообразна минерална асоциация – талк, хлорит, тремолит, антофилит, вермикулит, в резултат на което са образувани талк-тремолитови, тремолит-талкови, антофилит-талкови, талк-хлоритови, тремолитови и талкови скали.

Серпентинитите са тъмнозелени до черни, плътни, с масивна, по-рядко ивичеста текстура, обусловена от редуващи се светлозелени с тъмнозелени до черни ивици, на места със значително количество магнетит. В състава на серпентинитите участват антигорит, хризотил, лизардит, клинохлор, магнетит, много редки оливинови реликти и Fe хидроксиди. Серпентиновите минерали са в различни количествени съотношения, но обикновено преобладава антигоритът. Той е безцветен, люспест, финолюспест или люспестовлакнест. Хризотилът е финовлакнест, напречновлакнест безцветен, на места едва забележимо бледожълтеникав. Той е под формата на ивици, пространството между които е от по-плътен криптокристален, слабо анизотропен серпентин. Рудните минерали са идиоморфни (някои от които са процепени от по-късни серпентинови жилки) и финопрашести (5-10 m), най-вероятно формирани при наложена късна серпентинизация. Те са неравномерно диспергирани или са в ивици субпаралелни на шистозността (фиг. 1а). Количеството им е значително и на места достига до 10 %. Много често рудните минерали са разположени в периферните части на напълно серпентинизираните оливинови и пироксенови кристали и подчертават бримчестата структура на скалата (фиг. 1б). Формата на зърната е разнообразна – неправилна, изометрична, удължена, често с назъбени периферни части. Клинохлорът е незакономерно разпределен. Той е безцветен до бледожълт, със съвършена цепителност (на места с рудни минерали по цепителните повърхнини), с аномални маслиненозелени интерференционни цветове. Минералният състав на новообразуваната парагенеза, структурните особености и редките оливинови реликти предполагат перидотитов състав на първичната скала.

На места около по-високо проницаемите тектонизирани и катаклазирани зони, ултрабазитите са интензивно хидротермално променени. В тези участъци скалите са по-светли, сивожълтеникави, сивозеленикави, с налепи и повлекла от рудна хидротермална минерализация. Изградени са главно от люспестовлакнест антигорит и подчинено количество хризотил, люспест до микролюспест талк, клинохлор и магнетит.

Таблица 1.

Химичен	(wt. 9	%) и мик	рокомпонентен	(ar/t)	състав на метамо	рфозирани (серпентинити от	района на с.	Церово
alling for		o, a man		19170				paaona na o.	цоросо

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	39.18	40.29	42.61	44.02	59.16	55.18	56.41	58.64	44.96	49.28
TiO ₂	0.09	0.04	0.04	0.06	0.06	0.02	0.07	0.22	0.43	0.14
AI_2O_3	1.14	0.23	0.21	1.45	1.61	0.86	2.85	3.27	9.65	4.76
Fe ₂ O ₃	4.82	8.62	5.71	3.38	2.72	3.38	5.30	4.08	4.58	3.55
FeO	3.41	2.26	2.50	2.67	1.42	2.61	2.79	3.64	2.38	2.14
MnO	0.07	0.08	0.09	0.05	0.15	0.17	0.17	0.22	0.17	0.16
MgO	37.44	36.03	35.52	34.21	20.77	29.38	20.82	24.31	25.37	27.01
CaO	0.13	0.21	0.06	0.24	9.94	0.51	7.75	0.17	0.66	0.73
Na₂O	0.25	0.31	0.23	0.32	0.42	0.31	0.67	0.29	0.25	0.33
K ₂ O	0.21	0.18	0.22	0.18	0.18	0.24	0.22	0.16	0.27	0.23
P_2O_5	0.07	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.31	0.41
30H	12.81	11.18	12.32	13.30	3.36	7.04	2.76	4.75	10.73	10.78
Сума	99.62	99.48	99.51	99.88	99.79	99.70	99.81	99.80	99.76	99.52
Cr	1055	1072	780	678	230	880	600	517	3500	2335
Со	45.1	64.2	55.3	60.8	8.2	85.1	8.3	29.6	88.2	49.8
Ni	1005	1987	997	1611	123	959	83	867	1438	911
Cu	7.2	39.9	0.9	9	1.8	11.6	11.3	15.5	38.6	7.6
Zn	30.5	27.4	19.9	30.8	6.6	39.3	12.8	17.6	37.6	32.7
Pb	30.9	2.7	3.5	4.6	1.7	5.8	4.3	3.1	4.1	2.8
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1.9	<1

1-4 – серпентинити; 5 – талк-тремолитови скали; 6 – талкови скали; 7 – тремолитови скали; 8 – антофилит-талкови скали; 9 - антофилит-талк-вермикулитови скали; 10 – талк-хлоритови скали

Талк-тремолитовите скали са развити в периферните и тектонизираните участъци на серпентинитовото тяло. В състава им участват тремолит, талк, клинохлор и магнетит. Тремолитът е безцветен, тънкопризматичен, иглест до влакнест със съвършена цепителност под ъгъл 124 в напречни прерези. На места периферните части на кристалите са разнищени, без ясни крайни контури и са частично заместени от талк и хлорит. Талкът е микролюспест и изгражда основната тъкан между тремолитовите кристали. Количествените съотношения на скалообразуващите минерали са променливи. В зависимост от това се бележат преходи към тремолит-талкови, мономинерални талкови или тремолитови скали.

Талковите скали са сивобелезникави, до сивозелени изградени почти изцяло от безцветен финолюспест талк. Второстепенните минерали са антигорит, хризотил, лизардит, редки тънкопризматични до иглести тремолитови кристали. Структурата е лепидобластна. Рудните минерали са ясно идиоморфни, с триъгълни и квадратни форми, много порядко са финопрашести, неравномерно диспергирани в скалата.

Тремолитовите скали се разкриват на хълма в южната част на тялото. Скалите са тъмнозелени, изградени от тънкопризматичен до иглест тремолит, между който се установява сравнително малко финолюспест талк, незначително количество незакономерно ориентирани клинохлорови люспи и редки магнетитови кристали. Структурата е нематобластна и лепидонематобластна.

Антофилит-талковите скали са изградени главно от антофилит и талк. Второстепенните минерали са тремолит, вермикулит и антигорит. Антофилитът е безцветен, дългопризматичен до иглест и влакнест със съвършена цепителност. Заместен е частично по пукнатините и в периферните части от талк и хлорит. Талкът е във вид на микролюспести агрегати между антофилитовите кристали. В някои случаи се наблюдава значително увеличаване на количеството на вермикулита, при което скалите прехождат в антофилит-талк-вермикулитови.

Талк-хлоритовите скали са зелени до тъмнозелени, без ясни пространствени взаимоотношения със серпентинитите. Изградени са предимно от микролюспест талк и безцветен до едва забележимо бледозелен, с аномални интерференционни цветове клинохлор. Второстепенните минерали са от бледожълтозелен, слабо плеохроитен вермикулит (на места с иглести включения), люспести антигоритови агрегати и магнетитови зърна.

В серпентинизираните ултрабазити се установяват и множество незакономерно разположени, без определена ориентировка азбестови жили, с дебелина 8-15 ст. Те са локализирани предимно в периферните части на тялото и в интензивно напуканите, тектонизирани зони. Изградени са от белезникав, до бежов антофилитов азбест, с напречно разположение на влакната. В периферните части на азбестовите жили се наблюдава концентрация на вермикулит. Според Божинов и Желязкова-Панайотова (1979_а) образуването на азбестовите находища е резултат на метасоматични процеси, обусловени от циркулацията на хидротермални разтвори в ултрабазитовите масиви.

Химичният състав на метаморфозираните серпентинити отразява общите петрохимични особености на тези скали. Съдържанията на SiO₂ в серпентинитите са между 39,18 и 44,02% и постепенно се увеличават в талковите, тремолитовите и талк-тремолитовите скали развити около тях. По отношение на MgO се наблюдава обратна тенденция. Количеството на желязото е променливо, като Fe₂O₃ преобладава над FeO. Характерно е много ниското съдържание на Al₂O₃ и CaO и малко по-високите стойности на алкалните оксиди в сравнение с литературните данни. Останалите петрогенни оксиди – TiO₂, MnO и P₂O₅ са в незначително количество (табл. 1). По отношение на микрокомпонентния състав, метаморфозираните серпентинити показват завишени съдържания на Cr (достигащи до 3500 gr/t в антофилит-талк-вермикулитовите скали) и на Ni (до 1987 gr/t в серпентинитите), което е характерно за скали от този тип.

Характеристика на рудните минерализации

Рудните минерализации в изследваните ултрабазити са разпространени много неравномерно в различните части на тялото. Представени са главно от магнетит под формата на единични кристали и ивици, рядко от хромитови кристали и много слабо от сулфиди. В повечето случаи макроскопски орудяване не се наблюдава. Такова добре е изразено само в отделни участъци на светлозелените ивичести серпентинити (в ограничени площи), най-добре представено в изкуствените разкрития. Сулфидите до момента са установени като дребни включения само в магнетитова матрица. В количествено намаляващ ред от тях са доказани моносулфидни твърди разтвори (*мтр*), пентландит и единични зърна от пирит.

Таблица 2.

,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,								
N	Fe	Со	Ni	S	Сума			
Моносулфидни твърди разтвори								
1	60.15			39.43	99.58			
2	59.98			39.73	99.71			
3	60.05			39.45	99.50			
4	60.29			39.12	99.41			
5	61.06			38.17	99.23			
		пентла	ндит					
6	31.16	0.67	33.75	34.04	99.62			
7	30.95	0.78	33.24	34.31	99.28			
8	31.95	0.44	32.78	34.20	99.37			
		Формулни ко	ефициенти					
	Мон	осулфидни те	ърди разтв	юри				
1	7.00			8.00				
2	6.97			8.03				
3	7.00			8.00				
4	7.04			7.96				
5	11.01			11.99				
	•	пентла	ндит					
6	4.30	0.09	4.43	8.18				
7	4.28	4.37	0.10	8.25				
8	4.41	4.31	0.06	8.22				

Представителни микросондови анализи на сулфиди в ултрабазити от с. Церово

Магнетитът е под формата на отделни, ксеноморфни или идиоморфни индивиди с големина до 0.1 mm и се наблюдава в почти всички скални разновидности и части на ултрабазитовото тяло. Ивиците с широчина до 10 mm и дължина до 15 cm основно са изградени от дребни (до 1 mm) магнетитови зърна, разделени или плътно долепени едно до друго (фиг. 1в). Сравнително рядко са формирани от големи индивиди със изометрична форма и размери 8-10

Банушев Б. и др. СЕРПЕНТИЗИРАНИ УЛТРАБАЗИТИ ОТ ...

mm, с дребни магнетитови зърна между тях. Големите индивиди интензивно са процепени от пукнатини на изстиване без определена ориентация (фиг. 1г). Характерна особеност на изследвания магнетит е, че част от неговите образци съдържат Cr до 36 %. Такава разновидност на минерала, обособена като подгрупа на фероферихромшпинелидите е описана за ултрабазити от Голямо Каменяне (Кърджалийско) и СЗ Рила (Zhelyaskova-Panayotova and Economou-Eliopoulos, 1994). Според последните автори хромовия магнетит от СЗ Рила е установен в силно променени перидотити, скали аналогични по състав на изследваните. Хромитът е представен от единични зърна, с идиоморфни очертания и добре оформени кристални стени, с размери до 35-40 m. Шпинелите като типични и често описвани минерали в ултрабазитите (Желязкова-Панайотова и Ивчинова, 1971) не са предмет на детайлно разглеждане в настоящата статия.



Фиг. 1. Микрофотографии на рудни минерализации в ултрабазити от с. Церово:

а – ивици от рудни минерали, субпаралелни на шистозността; б – рудни минерали в периферните части на напълно серпентинизиран оливин; в – ксеноморфен магнетит с малки размери; г – голям магнетитов индивид, процепен от пукнатини на изстиване; д – парагенеза *мтр*-пентландит; е – самостоятелно зърно от *мтр*. Сулфидите от снимки "в" и "г" са в магнетитова матрица. PLM, II N – а, б; SEM – в-е. Маркер: 10 m – д, е; 100 m - в; 1 mm – а, б, г.

Сулфидната минерализация до момента е наблюдавана само в светложълтеникави, интензивно, хидротермално променени ултрабазити разкрити в северната част на тялото. Основно е представена от сложно сраснали агрегати между *мтр* и пентландит и единични, ксеноморфни зърна от пирит. Пиритът се среща много рядко като неправилни зърна с размери до 25 m. До момента не е установен в асоциация с останалите сулфиди. Пробата от тежки минерали съдържа пиритни кристали с кубичен хабитус и размери до 80 m. Агрегатите на системата *мтр*-пентландит имат неправилна или овална форма и размери от 5-6 до 20-30 m (фиг. 1д). Изградени са главно от *мтр*, които много рядко се наблюдават и като изолирани, самостоятелни зърна с размери около 30 m и неправилна форма (фиг. 1е). Пентландитът е включен в тази матрица под формата на ламели или пламъковидни образувания с размери до 150 m.

Ниската концентрация и дребните размери на сулфидите в изследваните скали направиха невъзможна структурната им диагностика и разграничаването на отделни фази в мтр. Сходните оптически свойства на различните фази в тази група, дължащи се на близостта в химичния състав и структурата им ги прави много трудно диагностируеми в отразена светлина. Характерът на разпад на твърдите разтвори в системата Ni-Fe-S е много чувствителен на промяната на физикохимичните параметри на кристализационната среда в резултат на което образувания пентландит може да бъде в парагенеза с различни сулфиди на Fe (Naldrett et al., 1967; Harris and Nickel, 1972; Riley, 1977). Във връзка с това е необходимо да се отбележи, че при настоящите изследвания, интерпретациите относно фазовия състав на мтр са направени въз основа на оптическите особености (главно анизотропия) и колебанията в кристалохимичните формули на отделните зърна. Паралелно с това са взети под внимание изводите на посочените по горе автори относно парагенетно свързаните с пентландита минерали, възникващи в процеса на разпад в системата Ni-Fe-S.

В отразена светлина полираните повърхности на мтр са светложълти, хомогенни, без оптически видима зоналност. Под кръстосани николи показват силна анизотропия с богат спектър от цветни ефекти – жълтокафяви, резедави, тъмночервени с известни нюанси дори в рамките на отделните зърна. Съставът им (табл. 2) включва (в границите на чувствителността на методиката) само конституционно изискуемите елементи, като съдържанието (wt. %) на Fe е от 59.98 до 61.06, а на S – от 38.17 до 39.73. Тези данни сочат за вариации на кристалохимичните формули на различните зърна в определени граници и обуславят наличието на повече от една фаза сред тях. Моноклинният пиротин има кристалохимична формула Fe₇S₈ (Костов и Минчева-Стефанова, 1984). Аналогична стехиометрия показват преобладаваща част от анализираните зърна. Това дава основание да се допусне наличието на такъв пиротин сред изследваните образци. Според последните автори, хексагоналния (промеждутъчен) пиротин е с вариации в стехиометрията – от Fe₉S₁₀ до Fe₁₁S₁₂. Много малка част от съставите на изследваните зърна показват кристалохимични отношения попадащи в посочените граници (табл. 2). Като се вземат под внимание по-горе цитираните данни и факта, че при ниски температури (под 100-138°С), хексагоналният пиротин частично се разпада на троилит и моноклинен пиротин (Справочник-определитель..., 1988) с голяма степен на достоверност може да се допусне, че мтр в серпентинизираните ултрабазити край с. Церово са представени от моноклинен и хексагонален пиротин.

Полираните повърхности на пентландита са плътни (рядко с дребни каверни), еднородни без зоналност. Това сочи за липсата на фазови трансформации в системата Ni-Fe-S, предизвикани от по-късни процеси. Съставът на минерала (табл. 2) е постоянен относно изграждащите го елементи и устойчив на количествени колебания между различните зърна. Винаги включва (wt. %) Fe от 30.95 до 31.95; Ni -32.78-33.75; Со - 0.44-0.78 и S - 34.04-34.31. Отношението Ni/Fe (at. %) се колебае в сравнително тесни граници - от

0.98 до 1.03. Посоченото отношение играе важна роля при определяне на минералната парагенеза на пентландита (Riley, 1977). Според Костов и др. (1986) при стойности на отношението близки до 1, пентландита е нормален, нискокобалтов. В тези случаи минералната парагенеза, с която се среща е представена от моноклинен (основно) и хексагонален пиротин, пирит и смайтит (Harris and Nickel, 1972; Riley, 1977).

Данните на последните автори сочат, че при бъдещи детайлни изследвания на разглежданата рудна минерализация може да се очаква доказването и на други сулфиди в *мтр*-пентландитовата парагенеза.

Според номенклатурата на Durazzo and Taylor (1982) образуваните структури в описаната система (*мmp*- пентландит) са пламъковиден и ламеларен тип.

Пирит се наблюдава много рядко. В отразена светлина показва светложълти, хомогенни повърхности нарушени от дребни елипсовидни каверни (при разсипния пирит). Съставът му е много чист със стехиометрия близка до теоретично определената за минерала.

Дискусия

Сложната геоложка история, с многократно проявени полиметаморфни преобразувания затрудняват разшифровката на геоложката еволюция на скалите, в частност процесите, времето и фазите на серпентинизация, въпроси по-които все още липсва общоприета концепция. Желязкова-Панайотова и др. (1977) отделят автометаморфни и по-късни алометаморфни (метасоматични) изменения под въздействието на хидротермални разтвори, които довеждат до разнообразни и неравномерно развити промени в ултрабазитите. По-късно Желязкова-Панайотова и Колчева (1985) обособяват ранен хидротермален (автометаморфен) етап, в който е осъществена серпентинизацията на ултрабазитите, метаморфен етап съпроводен с десерпентинизация и образуване на високотемпературна минерална парагенеза и късен хидротермален етап, проявен локално по тектонс- ки нарушени зони, благоприятни за проникване на хидротермални разтвори и съпроводен с късна серпентинизация. Кожухарова (1984аб) отделя няколко етапа в метаморфните изменения на ултрабазитите - нискотемпературен хидротермален метаморфизъм, с няколко фази на серпентинизация, ранен високобаричен, главен регионален, контактен и дислокационен метаморфизъм.

Утрабазитите от района на с. Церово са подложени на интензивна промяна, характерът и мащабът на която зависят както от автометаморфните и алометаморфните преобразувания на ултрабазитите, характера и продължителността на въздействие на хидротермалните разтвори, така и от степента на катаклаза съпровождаща (или предхождаща) измененията. Автометаморфните изменения са съпроводени с хризотилова серпентинизация на оливина и ортопироксените и хлоритизация на клинопироксените. Хризотилът е образуван в ранните стадии на серпентинизация при температура близка до 100 С (Колман, 1979). Масовата поява на антигорит, главно в периферните части на тялото и по тектонизирани, нарушени зони може да се отнесе към по-късни процеси, осъществени при по-високи температури – 250-460 (Штейнберг и Чащухин, 1977). Прекристализацията на хризотила в антигорит по зони свързани с ориентирано налягане и повишаване на температурата според Кожухарова, (1984_{аб}) бележи началото на прогресивния регионален метаморфизъм.

По-късните алометаморфни изменения под въздействието на хидротермални разтвори довеждат до разнообразни и неравномерно развити промени в ултрабазитите, като късна серпентинизация, оталкозяване, хлоритизация, тремолитизация, антофилизация, и вермикулитизация. Тези изменения са съпроводени, а някои са предшествани от интензивна катаклаза, изразяваща се с развитие на напукани и тектонизирани зони, по които са циркулирали хидротермалните разтвори.

Дребните размери на рудните минерали в ултрабазичните скали доскоро създаваха сериозни затруднения относно коректната им фазова диагностика. Поради това за тях се използваше събирателното наименование "руден прах" (Желязкова-Панайотова, 1965). Това затрудняваше интерпретациите върху условията и процесите довели до формирането им. Едва през последните няколко десетилетия благодарение на сериозното развитие на локалните методи за анализ стана възможна надеждната им диагностика. С тяхна помощ се изясни че "рудния прах" в българските ултрабазити е представен от над 50 минерала, а устойчиво повтарящите се рудни асоциации и парагенези в тях са формирани в резултат на близките и повтарящи се условия на минералообразуване (Михайлова-Данги и др., 1986).

Нискотемпературният хидротермален метаморфизъм оказва съществено влияние за формиране на преобладаваша част (с изключение на хромита и част от магнетита които са първично магматични) от изследваната рудна минерализация. Неравномерното разпределение на хидротермалната рудна минерализация (магнетит и сулфиди) в различните части на тялото сочи за локално променливи условия на f(S₂) и f(O₂) в процеса на кристализация (Oberthür et al., 1997). В случая $f(O_2)$ е имала доминираща роля. Краткотрайна и ограничена в пространството повишена f(S₂) е довела до слаба и локално разпространена сулфидна минерализация. Интимните взаимоотношения между изследваните *мтр* и пентландит обуславят парагенетична връзка между тях и са резултат от разпад на твърди разтвори. При този процес образуваните пламъковидни структури се формират при температура около 150°C, а вероятно и по-ниска (Durazzo and Taylor, 1982). Според експерименталните данни на последните автори може да се твърди, че изследваните мтр-пентландитови агрегати вероятно имат температура на образуване под 150°С. С понижаването й са настъпили структурни промени при хексагоналния пиротин в резултат на което се образува моноклинен пиротин (Naldrett et al., 2000). Липсата на зоналност в пентландита показва, че асоциацията вероятно е възникнала в последния етап на постмагматични промени на ултрабазитите. Пиритът е образуван в други, силно ограничени в пространството условия. Сулфидната кристализация е предизвикала бързо изчерпване на S и промяна на физикохимичните условия, което на места е способствало за обилното образуване на магнетит.

Желязото необходимо за формиране на хидротермалната рудна минерализация е освободено от първичните скалообразуващи минерали на ултрабазитите, където основно присъства в двувалентна форма (Желязкова-Панайотова, 1965). Вероятни източници на Ni могат да бъдат по-рано образувани пентландит и Ni-съдържащи скалообразуващи минерали (Костов и др., 1986).

Литература

- Барска, С. 1972. Вермикулитови месторождения в Ихтиманска Средна гора. II Вермикулитови жили. – Сп. Бълг. геол. д-во, 33, 2, 297-310.
- Божинов, К., М. Желязкова-Панайотова. 1979_а. Азбест и азбестови находища в България. І. Разпространение и структура на азбестовите находища. *Год. СУ, ГГФ*, *71*, кн. 1, геол., 49-60.
- Божинов, К., М. Желязкова-Панайотова. 1979₆. Азбест и азбестови находища в България. III. Азбестови находища. Год. СУ, ГГФ, 73, кн. 1, Геология, 90-135.
- Желязкова-Панайотова, М. 1965. Върху поведението на желязото при постмагматичните процеси в Брусевските ултрабазити. – Год. СУ, ГГФ, 58, кн. 1, 263-283.
- Желязкова-Панайотова, М., Л. Ивчинова. 1971. Минеральные виды шпинелидов из ультрабазитов Болгарии. – *Геол. рудных месторождении*, XIII, 3, 71-90.
- Желязкова-Панайотова, М., К. Колчева, Л. Ивчинова. 1977. Изучение ультрабазитов Болгарии с помощью математических методов. І. Ультрабазитовый магматизм в Болгарии. – *Geologica Balc.*, 7, 3, 49-66.
- Желязкова-Панайотова, М., К. Колчева. 1985. Метаморфическое хром-никель-магнетитовое рудообразование. – В: Эндогенное рудообразование (ред. Кузнецов, В. А.). М., Наука, 150-158.
- Кожухаров, Д., Е. Кожухарова, С. Христов. 1980. Докамбрият от северните отдели на Плана планина и Вакарелския рид. – Сп. Бълг. геол. ∂-во, 41, 3, 211-222.
- Кожухарова, Е. 1984_а. Происхождение и структурное положение серпентинизированных ультрабазитов докембрийской офиолитовой асоциации в Родопском масиве. І. Геологическое положение и состав офиолитовой асоциации. *Geologica Balc.* 14. 4, 9-36.
- Кожухарова, Е. 1984₆. Происхождение и структурное положение серпентинизированных ультрабазитов докембрийской офиолитовой асоциации в Родопском масиве. II. Метаморфические изменения ультрабазитов *Geologica Balc.*, *14*. 6, 3-35.
- Колчева, К., М. Желязкова-Панайотова, Н. Добрецов. 1984. Фрагменты древней офиолитовой ассоциации в районе

г. Ардино (Центральные Родопы, Болгарии). – *Докл. БАН*, 37, 2, 187-190.

- Костов, И., Й. Минчева-Стефанова. 1984. Сульфидные минералы. Кристаллохимия. Парагенезис. Систематика. М., Мир, 281 с.
- Костов, Р., И. П. Лапутина, В. В. Бресковска. 1986. Парагенезисы никелевых сульфидов в Ибреджекском горсте (Восточные Родопы, Болгария). - В: *Кристаллохимия минералов*, С., Изд. БАН, 175-183.

Колман, Р. Г. 1979. Офиолиты. М., Мир, 261 с.

- Штейнберг, Д., И. Чащухин. 1977. Серпентинизация ультрабазитов. М., Наука, 312 с.
- Михайлова-Данги, Е., М. Желязкова-Панайотова, Г. И. Бочарова, Г. Л. Кудрявцевя. 1986. О рудной минерализации в ультрабазитах Болгарии. - В: *Кристаллохимия минералов*, С., Изд. БАН, 185-197.
- Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете (Чвилёва, Т. Н., М. С. Безсмертная, Э. М. Спиридонов и др.). 1988. М., Недра, 504 с.
- Durazzo, A., L. A. Taylor. 1982. Exsolution in the msspentlandite system: Textural and genetic implication for Nisulfide ores. – *Mineral. Deposita*, 17, 313-332.
- Harris, D. C., E. H. Nickel. 1972. Pentlandite compositions and associations in some mineral deposits. – *Canad. Mineral.*, 11, 861-878.
- Naldrett, A. J., J. R. Craig, G. Kullerud. 1967. The central portion of the Fe-Ni-S system and its bearing on pentlandite exolution in iron-nickel sulfide ores. *Econ Geol.*, *62*, 826-847.
- Naldrett, A. J., J. Singh, S. Krstic, Ch. Li. 2000. The mineralogy of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Northern Labrador, Canada: Influence of oxidation state on textures and mineral compositions. – *Econ. Geol.*, 95, 889-900.
- Oberthür, Th., L. J. Cabri, Th. Weiser, G. McMahon, P. Müller. 1997. Pt, Pd and other trace elements in sulfides of the main sulfide zone, Great Dyke, Zimbabwe: a reconnassance study. – *Can. Mineral.*, *35*, 597-609.
- Riley, J. F. 1977. The pentlandite group (Fe, Ni, Co)₉S₈: New data and an appraisal of structure composition relationships. *Mineral. Magazine*, *41*, 345-349.
- Zhelyaskova-Panayotova, M., M. Economou-Eliopoulos. 1994. Platinum-group elements and gold concentration in oxide and sulfide mineralizations from ultramafic rocks of Bulgaria. – Ann. Univ. Sofia, FGG, 86, 1, 196-218.

ALKALINE BASALTS FROM THE VILLAGE DOBRINOVO AREA, KARNOBAT DISTRICT (Southeastern Bulgaria)

B. Banushev¹, K. Tarawneh²

¹ University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: banushev@mgu.bg ² Natural Resources Authority, Amman, Jordan, P.O. BOX 7, e-mail: <u>Tarrawnehkh@hotmail.com</u>

ABSTRACT. Alkaline basalts are determined in the explosive facies products of the Draganovo Formation in the village Dobrinovo area to the south of Karnobat. They are composed from clinopyroxene, olivine, pseudoleucite, K-feldspar, analcime, plagioclase, biotite, apatite, magnetite and titanomagnetite. Alkaline basalts are undersaturated in SiO₂, olivine and nepheline normative. They are with increased potassium alkalinity and refer to the shoshonitic series. The geochemical features determine them as within-plate ocean-island basalts. The petrochemical indexes and parameters are close to these of the primary weakly differentiated magmas. The establishment of these alkaline basalts around Dobrinovo village enlarges the area of distribution of such rocks outside the area of the St. Spas and Tamarino Bakadjik leucite-bearing rocks to which they display close affinity.

АЛКАЛНИ БАЗАЛТИ ОТ РАЙОНА НА СЕЛО ДОБРИНОВО, КАРНОБАТСКО (Югоизточна България)

Б. Банушев ¹, Х. Тараунех ²

¹ Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: banushev@mgu.bg

² Национална служба по полезните изкопаеми, Аман, Йордания, п.к. 7, e-mail: Tarrawnehkh@hotmail.com

РЕЗЮМЕ. Алкалните базалти са установени в продуктите на експлозивния фациес на Драгановската свита, в района на село Добриново, южно от Карнобат. Те са изградени от клинопироксен, оливин, псевдолевцит, К-фелдшпат, аналцим, плагиоклаз, биотит, апатит, магнетит и титаномагнетит. Алкалните базалти са ненаситени на SiO₂, оливин и нефелин нормативни. Те са с повишена калиева алкалност и шошонитова сериалност. Геохимичните особености ги определят като вътрешноплочови океанско-островни базалти. Петрохимичните индекси и параметри са близки до тези на първичните, слабо диференцирани магми. С установяването на алкални базалти около село Добриново се разширява ареала на разпространение на тези скали, извън района на описаните в Св. Спаски и Тамарински Бакаджик левцитсъдържащи скали, с които показват близко петрохимично сродство.

Introduction

In spite of the alkaline rocks insignificant spread, their specific composition, unusual mineral combinations and formation conditions have always risen interest among the research workers. One of the most important reasons of the described alkaline basalts from the Eastern Srednogorie is the presence of pseudoleucite aggregates, which composition and genesis are not well clarified yet.

In the Eastern Srednogorie central parts the leucite-bearing rocks are described in the St. Spas Bakadjik area (Stoinov, 1955, Banushev, 2003) and Tamarino Bakajik (Stanisheva, 1969). Short information about similar rocks in other Eastern Srednogorie areas has been published by Rashkov (1973) and Marinov and Bairaktarov (1981) (Fig. 1). Essentially, the rocks described at the researches are pseudoleucites because there is no intact leucite but only its typical crystal forms and altered products could be determined. The pseudoleucite rocks determination around Dobrinovo village expands the area of these volcanics spread in the Eastern Srednogorie. The paper presents the results from petrology researches of the alkaline basalts containing pseudoleucite aggregates, which are undescribed to the moment for the region. A connection between the rocks geochemical features and the tectonic

settings is made. Some aspects of the so called pseudoleucite problem are discussed.



Fig. 1. Simplified sketch of leucite-bearing rocks spread in the Eastern Srednogorie

Geological setting

The researched region is built from the volcanogenic materials of Draganovo, Tankovo and Medovo Formations. The alkaline basalts are determined in the explosive facies of the Draganovo formation products at about 2 km to the northeast of Dobrinovo village, Karnobat region in the Goliamata river valley. They are as lithoclasts in the pyroclastites, widely disclosing in the area. The Tankovo and Medovo Formations

Banushev B. et al. ALKALINE BASALTS FROM ...

disclose to the north of the Dobrinovo village. They are submitted with agglomerates (containing varied volcanics fragments), ash tuffs and lava rivers. The Upper Cretaceous volcanics and pyroclastites in the region are assigned to different lithostratigraphic units – Novopancharevo Formation (Popov and Antimova, 1982), Burgas group (Petrova and Simeonov 1989), Bakadjik Formation (Popov et al., 1993) and Draganovo Formation (Savov and Filipov, 1995).



Fig. 2. Photomicrographs of alkaline basalts from the Dobrinovo village area: a- magmatically corroded clinopiroxene (1) with pseudoleucite in the periphery and pseudoleucite aggregates built from analcime in the central and K-feldshpar in peripheral parts (2); b - fresh olivine with regular crystallographic shapes and magnetite inclusions; c - pseudoleucite crystal with well intact primary morphology (1) and olivine (2); d - pseudoleucite crystal with inclusions in the central parts (1), a group of pseudoleucite aggregates (2), olivine (3) and clinopyroxene (4). Figures a-d II N. Scale bars – 0.5 mm

Analytical techniques

The microprobe researches of the alkaline basalts from the Dobrinovo villege area are made by microscopes Amplival and Leitz Orthoplan. The microprobe analyses are made by Eurotest-Control LTD, Sofia by JEOL JCM 35 CF electron microprobe (Tracor Northern TN - 2000 microanalyser) using an energy-dispersive system with counting times of 100 s at 20 kV with sample current of 2.10⁻⁹ A. The rocks chemical composition is determined in the University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski" – Sofia by an atomic-emission spectral analysis with inductively connected plasma (ICP-AES). The trace elements are determined by ICP in Amman, Jordan by Phillips 3410 equipment, design A.

Petrography

The area around Dobrinovo village is predominantly built from the Draganovo Formation agglomerates, which are the prevalent rock species. The lappili, ash (crystal and vitric) tuffs and epiclastites are subordinate quantities. Trachybasalts dykes with thickness of about 1 m and lava flow with alkalinebasaltoid composition are determined among the agglomerates. Often, the upper and lower river parts are brecciated and in some parts they turn into typical lava breccia. The agglomerates are massive, built from various volcanics fragments, which quantity exceed to 50-60% of the rock volume, and sizes - predominantly about 10-20 cm. The cement is pyroclastic, consisting of crystal, vitric and fine lithic fragments. The volcanic clasts are presented by olivine basalts, olivine melabasalts (ankaramites), feldspar free basaltoids with transitions to picrites, K-trachybasalts, shoshonites and rarely – to pseudoleucite basanites and latites.

The alkaline basalts are dark green to black with massive structure. They are built from clinopyroxene, olivine, pseudoleucite, K-feldspar, analcime, plagioclase, biotite, apatite, magnetite and titanomagnetite. The phenocrysts are from 25 to 60% from the rock volume. In quantitative ratio, the clinopyroxenes poorly prevail over the olivine. Rarely, the ratio clinopyroxene/olivine is almost equal. The clinopyroxenes (15-35%) are light green, fresh, short-prismatic (1.5-6mm x 0.5-2mm), with zonal-sector structure type "sand-watch". They contain rare inclusions of volcanic glass, olivine subphenocrysts, and magnetite. In some places in their peripheral parts a magmatic corrosion - result from their reactionary interaction with the liquid (Fig. 2a) is observed. The olivine (10-25%) is in typical crystallographic forms in sizes 0.5-1.5 mm (Fig. 2b). It is fresh, rarely - with insignificant peripheral serpentinization, contains rare magnetite inclusions (Fig. 2b). The subphenocrysts generation is presented by pseudoleucite, clinopyroxene and olivine. The pseudoleucite aggregates (5-15%) are equant, rounded, with average sizes 0.09-0.18mm and rarely to 0.4mm (Fig. 2c, d). They are unequally spread as single crystals or in groups and have well intact primary morphology (Fig. 2c). Some of them contain clinopyroxene inclusions, which most often are located in parallel with the crystal walls. They consist of analcime in the central parts and K-feldspar - in peripheral and often they are totally of columnar

fabric aggregate from K-feldspar and form pseudomorphosis on leucite without intact relics. The groundmass is holocrystalline, built from a large quantity of thin-prismatic clinopyroxenic microlites olivine grains, pseudoleucite, Kfeldspar, fine biotite flakes and very rare poorly individualized plagioclase microlites without clear end contours. The accessory minerals are presented by magnetite, rare skeletalnuclear crystals of titanomagnetite and strongly lengthened acicular apatite. The texture is porphyritic, seriate-porphyritic, with tendency to glomeroporphyritic in places. The minerals crystallization order, determined by the crystals morphology and mineral interactions is: magnetite - olivine-clinopyroxene pseudoleucite.

Table 1.

Representative microprobe analyses of the clinopyroxenes, olivines, K-feldspars and analcimes from the alkaline basalts from the Dobrinovo village: c - core; r - rim; s - subphenocrysts

Mineral	cl	clinopyroxenes olivines K-feldspars				olivines			analcimes		
Sample	424c	424r	377s	424c	424r	377s	424	377	377/1	424	377
SiO ₂	50.33	50.96	49.15	40.18	41.73	39.42	61.62	64.14	63.98	55.10	53.67
TiO ₂	0.36	0.58	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	4.24	3.18	2.94	0.00	0.11	0.26	20.65	20.05	18.85	22.93	23.63
FeO ^(t)	6.72	8.27	8.48	9.29	10.01	18.59	1.03	0.93	0.44	0.94	0.77
MnO	0.04	0.06	0.27	0.35	0.20	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	14.83	14.98	17.74	49.15	47.39	41.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	23.10	21.44	20.31	0.49	0.51	0.31	2.32	1.18	0.94	1.00	0.87
Na ₂ O	0.03	0.14	0.22	0.00	0.00	0.00	0.76	0.97	1.09	11.74	12.17
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.29	12.48	14.17	0.26	0.21
H ₂ O*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.03	8.68
Total	99.65	99.61	99.54	99.46	99.95	99.89	99.67	99.75	99.53	100.00	100.00
Wo	47.13	43.95	39.19								
En	42.10	42.72	47.63								
Fs	10.77	13.33	13.18								
Mg [#]	79.7	76.3	78.8								
Fo				90.40	89.41	79.79					
Fa				9.60	10.59	20.21					
Or							81.06	83.49	85.30		
Ab							7.05	9.87	9.96		
An							11.89	6.64	4.74		

*H₂O is calculated by difference to 100%



Fig. 3. Total alkali vs. silica classification diagram (after Le Maitre et al., 1989) with the point of volcanics from the Eastern Srednogorie: 1 – Dobrinovo village; 2 - St. Spas Bakadjik (Banushev, 2003);

3 – Pobeda village (Stoinov, 1955); 4 - Tamarino Bakadjik (Stanisheva, 1969)

Mineral chemistry

The clinopyroxenes are Mg-rich (Mg[#] - 76.3-79.7). In accordance with the Morimoto classification (1988) they are augites and diopsides. The clinopyroxenes have zonal structure. The content in their central parts is $Wo_{47}En_{42}$ and in peripheral $Wo_{43}En_{42}$. An increase of the FeO, Na_2O and SiO_2 is observed to the crystals peripheral parts (Table 1). The subphenocrysts content is $Wo_{39}En_{47}$. The olivines are



Fig. 4. SiO₂ vs. K₂O (Peccerillo and Taylor, 1976) diagram with the point of volcanics from the Eastern Srednogorie. Series: SH – shoshonitic; HKTR – high K transitional. Symbols as in Fig. 3

high-Mg – Fo₉₀Fa₉ in the central and Fo₈₉Fa₁₀ in the peripheral parts. There is an increase in SiO₂ and FeO and decrease in MgO contents from the central to the peripheral parts of the crystals (Table 1). The analcime from the pseudoleucite aggregates has a comparatively constant content without considerable alterations of the major oxides. The most typical feature of the researched K-feldspars, from the pseudoleucite aggregates, chemistry is the Or-molecule (Or₈₁₋₈₅Ab₇₋₁₀) high content corresponding to K-sanidine.

Chemical composition

Major elements

The described alkaline basalts are high-K (according to the Le Maitre et al., 1989 nomenclature), high-Mg and low-Al. The ratio K_2O/Na_2O is from 0.92 to 1.47. The peralkaline index (P.I.) is between 0.63 and 0.66 and a little lower (0.56-0.59) in the St. Spas Bakadjik volcanics (Table 2). The solidification index (S.I. – 39-47) and the differentiation one (D.I. 13-20) are close to those of the primary poorly differentiated magmas.

Table 2.

Chemical composition (wt	%) of the	alkaline	basalts	from	the
Dobrinovo village region					

	377	377/1	424	376/1	376	361
SiO ₂	45.18	45.82	46.06	45.58	46.55	46.30
TiO ₂	0.60	0.54	0.50	0.56	0.62	0.65
AI_2O_3	9.99	9.80	8.76	10.23	9.97	10.57
Fe ₂ O ₃	10.37	9.50	8.94	8.92	9.36	7.44
FeO	3.30	4.66	3.59	3.78	4.10	4.75
MnO	0.23	0.20	0.18	0.14	0.19	0.18
MgO	13.79	12.10	15.41	12.41	11.15	11.03
CaO	10.35	10.08	9.75	11.89	12.31	12.09
Na₂O	2.05	2.32	1.89	2.17	1.89	1.82
K ₂ O	2.66	2.14	2.46	2.27	2.52	2.69
P_2O_5	0.50	0.87	0.68	0.44	0.43	0.47
LOI	1.19	1.71	1.63	1.58	1.15	2.21
Total	100.21	99.74	99.85	99.97	100.24	100.20
K/Na	1.30	0.92	1.30	1.04	1.33	1.47
P.I.	0.63	0.63	0.66	0.59	0.59	0.56
K _f	49.8	53.9	44.8	50.5	54.0	52.4
		CI	IPW norr	ns		
Or	15.89	12.91	14.81	13.65	15.04	16.24
Ab	8.60	18.70	13.71	8.59	10.35	8.52
An	10.27	10.18	8.27	11.63	11.35	12.96
Ne	4.82	0.71	1.38	5.45	3.13	3.89
Di	30.03	27.73	28.70	35.54	37.11	35.74
Hy	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
O	14.64	12.75	18.15	10.56	7.66	9.40
Mt	9.74	14.05	10.90	11.19	12.14	11.01
Hm	3.76	0.00	1.58	1.35	1.07	0.00
II	1.15	1.05	0.97	1.08	1.19	1.26
Ар	1.10	1.94	1.51	0.98	0.95	0.98

K/Na = K₂O/Na₂O; P.I. = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃ (mol); K_f = 100. (Fe₂O₃ + FeO)/(Fe₂O₃ + FeO + MgO); 361, 376 μ 376/1 (Banushev, 2003)

In the total alkali-silica classification diagram the researched volcanics are in the basalts field. Some of the earlier described alkaline basaltoids are on the border with basanites (Banushev, 2003) and others are in the Ktrachybasalts field (Stoinov, 1955), (Fig. 3). According to the diagram of SiO₂ saturation, the basalts from the TAS diagram field B could be divided to alkali (with normative nepheline) and subalkali (without normative nepheline), (Le Maitre et al., 1989), which provides reason to assign the researched rocks to the alkaline basalts. On the normative tetrahedron of Yoder and Tilley (1965) these volcanics are located to the left of the critical plane of undersaturation - in the field of alkaline basalts with normative olivine and nepheline. The olivine presence in the phenocrysts and groundmass is an indication of magma undersaturation with SiO₂, which is confirmed by pseudoleucite aggregates. The K-sanidine and biotite microlites presence is an additional indication for increased alkalinity. On the ground of petrochemical features and minerall composition, which according to the IUGS principles are of great importance at the classification, of the described rocks around Dobrinovo village (Karnobat region), should be determined as alkaline olivine basalts and some varieties - as olivine melabasalts (ankaramites) and pseudoleucite basanites.



Fig. 5. MgO-Al₂O₃-FeO* discrimination diagrams (after Pearce et al.,1977) with the point of volcanics from the Eastern Srednogorie. Symbols as in Fig. 3

Table 3.

Trace element (ppm) in alkaline	basalts from the	Dobrinovo
village region		

	377	377/1	424	376/1	376	361
Li	19	25	24	12	12	27
Be	2	3	3	3	3	3
Sr	910	951	992	1000	1033	888
Ba	270	255	308	292	273	318
Zr	281	272	262	165	161	200
V	202	221	191	194	190	183
Cr	487	692	564	455	455	423
Co	76	77	67	55	54	42
Ni	183	289	206	209	211	177
Cu	102	128	99	145	95	90
Zn	97	102	81	89	83	78
As	84	106	103	98	78	71
Мо	7	18	12	11	11	5
Ag	1	2	1	2	1	1
Pb	7	13	8	17	6	1
Bi	n.d.	19	n.d.	23	10	n.d.
La	31	29	30	28	26	26
Ce	68	65	71	60	52	49
Y	15	13	16	13	12	13
Nb	25	26	22	15	15	12

The alkaline basalts have shoshonitic series. The rest of St. Spas paleovolcano products have prevailing shoshonitic series as well (Banushev, 2001). In contrast to them, the pseudoleucite basanites from Tamarino Bakadjik are high-K transitional series (Fig. 4).



Fig. 6. F_1 - F_2 discrimination diagram of the composition of the clinopyroxene phenocrysts (after Nisbett and Pearce, 1977)

The volcanics major oxides and the clinopyroxenes chemistry have been used for the tectonic settings discrimination. In the diagram MgO - Al_2O_3 - FeO^{*}, (Pearce et al., 1977), the alkaline basalts from Dobrinovo village have features of within-plate ocean-island basalts (Fig. 5). The alkaline basaltoids from St. Spas Bakadjik show the same features, which is confirmed by the clinopyroxene chemical composition (Fig. 6). The leucite basanites from Tamarino Bakadjik have the different substantial characteristic of ocean-floor basalts (Fig. 5).

Trace elements

The trace elements contents are presented in Table 3. In the discrimination diagram for potassic volcanic rocks, the researched alkaline basanites find place in the continental arcs field (Fig. 7). The researched volcanics spidergrams differ from the typical models of basalts in different geodynamic settings. The chondrite-normalized trace elements show enrichment in Nb and Zr, which makes them akin to the model of the alkaline basalts from the ocean islands (OIB). On the other hand, Ti and Y low concentrations are not typical of the basalts from these conditions (Fig. 8a). The MORB-normalized spidergram shows enrichment of the all elements from Sr to Zr regarding the contents in MORB, which is typical for the within-plate ocean-island basalts (Fig. 8b). The rocks geochemical features do not exclude the possibility of mixing the components from two different sources - volcanic-arc and alkaline (within-plate).



Fig. 7. Discrimination diagrams for potassic volcanic rocks (after Muller et al., 1992). WIP – Within-plate, CAP –Continental Arc, PAP – Postcollisional Arc, IOP – Initial Oceanic Arc, LOP – Late Oceanic Arc. Symbols as in Fig. 8



Fig. 8. Spidergrams of the volcanics from the Eastern Srednogorie: a – chondrite-normalized trace element; b – MORB-normalized trace element; 1 - Dobrinovo village region, 2 - St. Spas Bakadjik

Discussion and conclusions

The alkaline basalts from the Dobrinovo village area have analogous mineral composition, texture-structural, petrochemical and geochemical features to the basaltoids from the St. Spas Bakadjik area. Pseudoleucite aggregates present in the volcanics from both areas. Their composition, morphological features, sizes and quantitative ratios display close affinity.

The leucite conversion into nepheline-feldspar pseudomorphosis is researched on part of many research workers (Bowen and Ellestad, 1937; Fudali, 1963; Taylor and MacKenzie, 1975, etc.). Most often the pseudoleucite genesis has been connected with the following processes: reaction of the earlier-formed leucite with a sodium-rich liquid, the so called pseudoleucite reaction; sodium-rich leucite breakdown; pseudomorphosis on K-analcime; ion exchange between the leucite solid solution and sodium glass or with enriched with sodium water vapour.

In contrast to the nepheline-feldspar pseudomorphosis the processes of the substitution of analcime for leucite are not so thoroughly studied. According to Barrer and Hinds, (1953) and Deer et al. (1992) at ion exchange the analcime and leucite easily transform from one to the other: NaAlSi₂O₆.H₂O + K⁺_(aq) \leftrightarrow KAlSi₂O₆ + Na⁺_(aq) + H₂O. The experimental researches (made by Gupta and Fyfe, 1975) show that the leucite transformation to analcime under the impact of NaCl solution in temperature interval 150-300°C accomplishes too fast. At temperature 150°C in thirteen days the leucite transformation to analcime is 14%, and at temperature 325°C the leucite transformation to analcime up to 100% is accomplishes in four days only.

The microprobe researches of the pseudoleucite crystals from the alkaline basalts around Dobrinovo village display that there is no intact leucite. It is totally replaced with analcime and Kfeldspar. The leucite transformation way is likely analogous to that described in pseudoleucite basanites from St. Spas Bakadjik (Banushev, 2003). The mineral paragenesis (olivine + clinopyroxene + pseudoleucite), the pseudoleucite crystals morphology, the zonally ordered inclusions in them and the rocks petrochemical features give reason to presume that initially the pseudoleucite has crystallized as leucite. Later, in the subsolidus area the latter is transformed to analcime as a result from ion exchange. The released potassium enters the composition of the newly formed K-feldspar, which localizes in the peripheral parts of the analcime crystals and in the interstitial space. There is a possibility that the process of pseudoleucite substitution for leucite to have occurred at low temperatures (about 25°C), under the see water (NaCl) impact, for about $10^5 - 10^7$ years (Gupta and Fyfe, 1975), at that the leucite is replaced with analcime according to the diagram: KAISi_2O_6 $_{\rm (solid)}$ + Na $_{\rm (aq)}^{*}$ + H_2O \rightarrow NaAlSi₂O₆.H₂O_(solid) + $K^{+}_{(aq)}$. The analysis of petrographycal and geochemical features give a reason to be regarded as more likely that the leucite has been transformed to analcime in the first way by ion exchange.

The alkaline basalts from the Dobrinovo village area have been formed in conditions of low pressures and fast crystallization. Olivine, clinopyroxene and leucite have crystallized from the SiO₂ undersaturated liquid. It is considered that as a result from ion exchange, the leucite is transformed in analcime - K-feldspar pseudoleucite aggregates. The alkaline basalts from the researched region display close affinity to the alkaline basaltoids from St. Spas and Tamarino Bakadjik by mineral composition, texture-structural and geochemical features. Their substantial features show that they are the most likely products of primary, slightly differentiated, mantle olivine-basalt magma with increased K-alkalinity.

Aknowledgements

The author expresses gratitude to prof. B. Kamenov for the beneficial discussions.

References

- Banushev, B. 2001. Petrological characteristic of agglomerates from the Tamarino and St. Spas paleovolcanoes. *Ann. Univ. Min. Geol.,* 43-44, I geol., 21-26.
- Banushev, B. 2003. Petrological characteristic of alkaline basaltoids from the region of St. Spas Bakadjik, Yambol district. - Ann. Univ. Min. Geol., 46, I – geol. geoph., 21-26.
- Barrer, R. M., L. Hinds. 1953. Ion-exchange in crystals of analcite and leucite. *Jorn. Chem. Soc.*, 1879 p.
- Bowen, N. L., R. B. Ellestad. 1937. Leucite and pseudoleucite. Amer. Mineral., 22, 409-415.
- Deer, W. A., R. A. Howie, J. Zussman. 1992. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman Group Limited, Longman House, 696 p.
- Fudali, R. F. 1963. Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkalic rock system. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 74, 1101-1126.
- Gupta, A. K., W. S. Fyfe. 1975. Leucite survival: The alteration to analcime. *Canad. Mineral., 13,* 361-363.
- Le Maitre, R. W (ed). 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell Sci Public., 193 p.
- Marinov, T., I. Bairaktarov. 1981. Petrologic Characterization of the Subvolcanic Dike Rocks from the Zidarovo Central Magmatic Complex. - *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 42, 1, 56-66.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Fortschr. Miner.*, 66, 2, 237-252.
- Muller, D., N. M. Rock, D. I. Groves. 1992. Geochemical Discrimination Between Shoshonitic and Potassic

Volcanic Rocks in Different Tectonic Settings: a Pilot Study. – *Mineral. And Petrol., 46,* 259-289.

- Nisbet, E. G., J. A. Pearce. 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 149-160.
- Pearce, T. H., B. E. Gorman, T. C. Birkett. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 121-132.
- Pearce, J. A. 1982. Trase element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: Thorpe, R.S. (ed.), *Andesites: Orogenic and related rocks.* New York, Wiley, 525-548.
- Peccerillo, A., S. R.Taylor. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey.- Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63-81.
- Petrova, A., A. Simeonov. 1989. New data on the lithostratigraphy of the Upper Cretaceous in the Eastern Srednogorie.- *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, *50*, 3, 6-14.
- Popov, P., C. Antimova. 1982. On the geological structure of the western parts of Bourgas ore region. – Ann. Geol. Min. Hight Inst., II – geol., 28, 9-31.
- Popov, P., V. Kovachev, Str. Strashimirov, V. Zelev, R. Arnaudova, B. Banushev, P. Stavrev, R. Radichev. 1993. Geology and metallogeny of the Bourgas ore region. – *Tr. MGU*, 1, 93 p.
- Rashkov, R. 1973. Magmatism and ore formation of the Varlibryag orefield. Ann. Geol. Min. Hight Inst., II geol., eng. geol. and hydrogeol., 17, 3-291.
- Savov, S., L. Filipov. 1995. *Description note on the geologic map of Bulgaria scaled 1:100000; map page Yambol.* -Sofia, Geol. Institute, BAS and Geologia and Geofisica Ltd. 49 p.
- Stanisheva, G. 1969. Leucite basanites in the Tamarinski Bakadjik, district of Yambol. – *Izvest. Geol. Inst., Ser. Geochem., Miner. and Petrogr., 18,* 233-257.
- Stoinov, S. 1955. Volcanic and dike rocks in the region of Bakadjiks, Yambol region. *Izvest. Geol. Inst.*, *3*, 57-93.
- Taylor, D., W. S. MacKenzie. 1975. A contribution to the pseudoleucite problem. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 49, 321-333.
- Thompson, R. N., M. A. Morrison, G. L. Hendry, G. L. Parry. 1984. An assessement of the relative role of crust and mantle in magma genesis. – Phil. Trans. R. Soc. London, A 310, 490-549.
- Yoder, J. R., C. E. Tilley. 1962. Origin of Basalt magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock systems. – J. Petrol., 3, 342-532.

Препоръчана за публикуване от катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

ТВЪРДОФАЗОВ СИНТЕЗ НА МИНЕРАЛИ ОТ ГРУПАТА НА ПЕРОВСКИТА И СРОДНИ НА ТЯХ СЪЕДИНЕНИЯ

Л. Бозаджиев, Г. Георгиев

Университет "Проф. д-р Асен Златаров", 8010 Бургас

РЕЗЮМЕ. Чрез твърдофазовия синтез в температурния интервал от 900 до 1500 °C от вещества с квалификация р. и р. а. са синтезирани перовскити и сродни на тях съединения. Технологичната схема на получаването им включва: смилане и хомогенизация на изходните вещества; пресуване; температурна обработка за синтез на перовскитите; смилане и хомогенизация; пресуване и изпичане.Операцията по смилане и изпичане се повтаря двукратно или трикратно до пълното превръщане на масите в съответните перовскити. С компютърна програма са индексирани дифрактограмите на синтезираните перовскити и са уточнени параметрите на елементарните им клетки.

SOLID – PHASE SYNTHESIS OF MINERALS OF THE GROUP OF THE PEROVSKITE AND RELATED COMPOUNDS

L. Bozadjiev, G. Georgiev

University "Prof. dr. Asen Zlatarov", 8010 Bourgas

ABSTRACT. By solid phase synthesis in the temperature interval from 900 – 1500 °C from substances with qualification p. and p. a. perovskites and related compounds are synthesized. The technological scheme for their preparation involves: milling and homogenization of starting materials; pressing; temperature treatment for preparation of the perovskites; milling and homogenization; pressing and firing. The milling and firing operation is repeated double or triple until the entire transformation of the masses to the certain perovskites. With a computer program the diffractograms of the synthesized perovskites are indexed and the elementary cell parameters are specified.

Въведение

Минералите от перовскитовата група имат обща формула $A_{2\ast}B_2O_6$, където A – Ca, Na, Ce и други редкоземни елементи, a B – Ti и Nb (Костов, 1993). Главни представители на перовскитите са перовскит CaTiO₃, таусонит SrTiO₃, луешит NaNbO₃ и лопарит NaCeTi₂O₆. Титанатите, ниобатите, цирконатите и станатите на алкалоземните елементи – Ca, Mg, Ba, Sr, както и техните твърди разтвори са подходящи за изготвяне на кондензатори (Герасимов и др., 2003). Общата им формула $A_2B_2O_6$, съответства на тази на минералите от перовскитовата група (A – алкалоземен елемент, a B - Ti, Nb, Zr и Sn). Някои от тези съединения, като BaTiO₃, притежават сегнетоелектрични свйства. Такива сегнетоелектрични материали са напр. PbTiO₃, PbZrO₃, Pb(Zr,Ti)O₃, Pb(Zr_{0.52}Ti_{0.48})O₃, Pb(Mg_{1/3}Nb_{2/3})O₃ - PbTiO₃ - PbZrO₃.

Калциевият титанат CaTiO₃ е известен в природата като минерала перовскит (Костов, 1993). Той кристализира в ромбичната сингония, пространствената му група е Рсmn, а параметрите на елементарната му клетка са a₀ 0,537 nm, b₀ 0,764 nm, c₀ 0,544 nm. Структурата на синтетичния перовскит е моноклинна (Othmer, 1969), псевдокубична с a₀ 0,765 nm, b₀ 0,765 nm, c₀ 0,765 nm и β 90,6°. Zelezny et al. (2002) считат, че той притежава три полиморфни модификации – кубична Pm3m; a₀ 0, 3822 nm (над 1580° C); тетрагонална (1380 – 1580° C) и ромбична Рсmn. Характерните междуплоскостни разстояния за CaTiO₃ (Костов, 1993) са (в nm): 0,270 – 0,191 – 0,272 - 0,155.

Бариевият титанат BaTiO₃ притежава четири полиморфни модификации – кубична (над 120° C), тетрагонална (5 -120° C), ромбична (-90 – 5° C) и тригонална (под -90° C) (Герасимов и др., 2003). Според (Hahn and Wondratchek, 1994) пространствените групи и параметрите на елементарните клетки на тези модификации на BaTiO₃ са: Pm3m и a_{\circ} 0,402 nm (за кубична структура); P4mm и a_{\circ} 0,399 nm, c_{\circ} 0,404 nm (за тетрагонална); Amm2 и a_{\circ} 0,802 nm, b_{\circ} 0.401 nm c_{\circ} 0,802 nm (за ромбична) и R3m и a_{\circ} 0,566 nm, c_{\circ} 0,712 nm (за тригонална).

Таусонитът SrTiO₃ кристализира в кубичната сингония като пространствената му група е Pm3m, а параметърът на елементарната му клетка е a_o 0,3905 nm (Костов, 1993). Според Sánchez et al. (2001) под 150 К SrTiO₃ има тетрагонална структура I4/mcm с a_o 0,388 nm и c_o 0,392 nm. Неговите междуплоскостни разтояния са (Костов, 1993) са (в nm): 0,276 – 0,195 – 0,159 – 0,225.

Македонитът PbTiO₃ е тетрагонален под 490 °C (Герасимов и др., 2003), а над тази температура кристализира в кубичната сингония. Matsubara et al. (1989) считат, че този преход става между 520 – 630 °C, а пространствената му група и параметрите на елементарната клетка са I4/mcm и a_{\circ} 0,3899 nm, c_{\circ} 0,4154 nm. Междуплоскостните разстояния (Костов, 1993) са (в nm): 0,284 – 0,276 – 0,390 – 0,230.

Стронциевият ниобат SrNbO₃ е ромбичен (Peng and Irvine, 1998), пространствената му група е $P2_12_12_1$, а параметрите на елементарната му клетка са a_0 0,5688 nm, b_0 0,6682 nm и c_0 0,8057 nm.

Бозаджиев Л. и др. ТВЪРДОФАЗОВ СИНТЕЗ НА ...

CaSnO₃, SrSnO₃ и BaSnO₃ кристализират в кубичната сингония (Михеев, 1957). Пространствената им група е Pm3m, а параметрите на елементарните им клетки са (в nm): a_o 0,3928 nm (CaSnO₃), a_o 0,4033 nm (SrSnO₃) и a_o 0,4108 nm (BaSnO₃). PbSnO₃ притежава и тетрагонална структура, където a_o 0,8738 nm и c_o 0,6613 nm. Според Миркин (1961) междуплоскостните разстояния на CaSnO₃ са (в nm): 0,390 (45) – 0,280 (100) – 0,236 (40) – 0,197 (35).

Съединенията от типа AZrO₃ (A - Ca, Sr, Pb или Ba) кристализират в кубичната сингония (Михеев, 1957) с пространствени групи Pm3m и параметри на елементарните клетки (в nm): a_o 0,3998 nm (CaZrO₃), a_o 0,4088 nm (SrZrO₃), a_o 0,3898 nm (PbZrO₃) и a_o 0,4185 nm (BaZrO₃). Според Бережной (1970) CaZrO₃ е моноклинен (псевдокубичен) с параметри на елементарната клетка a_o 0,4003 nm, b_o 0,3997 nm, c_o 0,4003 nm и β 91,7°.

SrZrO₃ кристализира в ромбичната сингония (Beckers and Sanchez, 1996) с пространствена група Pnma и a_0 0,5814 nm, b_0 0,8196 nm, c_0 0,5792 nm. Според (Миркин, 1961) междуплоскостните разстояния за SrZrO₃ са (в nm): 0,290 (100) – 0,204 (40) – 0,145 (30) – 0,109 (27)..

РbZrO₃ е ромбичен до ~ 200° С (Hann et al., 1989), над която става тригонален, а над 232° С – кубичен. Теппегу (1966) установява, че до 210 °С PbZrO₃ е ромбичен, между 210 – 220 °С – тетрагонален, между 220 – 235° С – тригонален, а над 235 °С – кубичен. Други автори (Kamba et al., 2002) сочат, че над ~ 508° С той кристализира в кубичната сингония – O_h¹, а под тази температура в ромбичната - D_{2h}⁹. Според (Pastro and Condrate, 1973) под 505 °С PbZrO₃ е в ромбична сингония и пространствената му група е C_{2v}⁸ – Pba2, а над тази температура тя е O_h¹ – Pm3m. Параметрите на елемен-тарната клетка на ромбичния PbZrO₃ (Chatto-padhyay et al.,1998) са: a_o 0,5884 nm, b_o 1,1768 nm, c_o 0,822 nm.

Експеримент

На основата на вещества с чистота р. и р. а. - оксиди и карбонати чрез твърдофазов синтез са получени минерали от перовскитовата група и сродни на тях минерали с обща формула $A_{2,x}B_2O_6$, където А - Са, Ва, Sr и Pb, а В - Ti, Nb, Zr и Sn. Изходните вещества са взети в количества, съответстващи на стехиометричните формули на съответните перовскити.

Технологията на получаване на перовскитите включва: смилане на масите → пресуване → синтез на перовскитите → смилане и хомогенизация → пресуване → изпичане. Синтезът на перовскитите се осъществява в температурния интервал от 900 до 1300° С, а изпичането им от 1200 до 1500 °С.

Рецептният състав и температурата на изпичане ($T_{\mu sn}$) на изследваните перовскити се дава в табл. 1. Дифрактограмите на титанатите, ниобатите, станатите и цирконатите са представени на фиг. 1 ÷ 4, а резултатите от рентгено-структурните изследвания - в табл. 2 ÷ 15..

Таблица 1.	
Рецептен състав	на перовскитите

· oqomion oʻzomao na nopooonamamo				
Формула	Оксиди	Състав, мас. %	Т _{изп} , °С	
CaTiO₃	CaO TiO₂	41,24 58,76	1350	
SrTiO₃	SrO	56,47	1350	

	TiO ₂	43,53	
PbTiO ₃	PbO TiO₂	73,64 26.36	1200
BaTiO₃	BaO TiO ₂	65,75 34,25	1350
SrNbO₃	SrO Nb ₂ O ₅	43,86 56,26	1350
PbNbO₃	PbO Nb₂O₅	62,68 37,32	1200
CaSnO₃	CaO SnO₂	27,12 72,88	1500
SrSnO₃	SrO SnO₂	40,74 59,26	1300
PbSnO₃	PbO SnO₂	59,69 40,31	1100
BaSnO₃	BaO SnO₂	50,43 49,57	1300
CaZrO₃	CaO Zr O₂	31,28 68,72	1500
SrZrO ₃	SrO ZrO ₂	45,68 54,32	1500
PbZrO ₃	PbO ZrO ₂	64,43 35,57	1200
BaZrO ₃	BaO ZrO₂	55,44 44,56	1500







Фиг. 2. Дифрактограми на SrNbO₃ (5) и PbNbO₃ (6)









Фиг. 4. Дифрактограми на CaZrO $_3$ (11), SrZrO $_3$ (12), PbZrO $_3$ (13) и BaZrO $_3$ (14)

Таблица 2.

Перовскит СаТіОз

°20°	d, nm	I/I _o	hkl
23,05	3,8586	20	110
33,20	2,7128	100	020
38,99	2,3101	8	121
40,61	2,2216	8	022
47,38	1,9188	57	220
58,82	1,5700	22	132
59,18	1,5613	33	024
69,35	1,3551	15	224

Таблица 3.

Tay	сонит SrTiO₃			
	°20°	d, nm	I/I。	hkl
	22,60	3,9344	11	100
	32,30	2,7716	100	110
	39,86	2,2617	61	111
	46,44	1,9552	78	200
	57,80	1,5952	70	211
	67,72	1.3837	42	220

Таблица 4.

Македонит PbTiO₃

	3		
°20°	d, nm	l/l _o	hkl
21,18	4,1949	43	001
22,66	3,9241	72	100
31,42	2,8472	100	101
32,40	2,7633	76	110
39,24	2,2959	72	111
43,40	2,0850	18	002
46,44	1,9554	45	200
49,52	1,8407	14	102
51,64	1,7700	15	201
52,40	1,7461	14	210
55,30	1,6613	24	112
57 16	1 6115	52	211

Таблица 5.

BaTiO₂

a١						
	°20°	d, nm	l/lo	hkl		
	22,36	3,1729	32	001		
	31,60	2,8289	100	101		
	39,00	2,3075	55	111		
	44,94	2,0171	25	002		
	45,42	1,9950	38	200		
	51,22	1,7820	16	201		
	56,36	1,6310	48	211		
	66,01	1,4142	22	202		

Таблица 6.

SrNbO₃

1 11	003			
	°20°	d, nm	l/l _o	hkl
	13,12	6,7482	18	010
	15,12	5,8598	7	100
	17,06	5,1975	19	011
	20,67	4,2972	18	110
	21,96	4,0476	12	002
	22,90	3,8836	24	111
	25,40	3,5067	40	012
	26,78	3,3290	85	020
	27,82	3,2069	44	102
	29,33	3,0453	97	021
	29,62	3,0160	39	112
	31,14	2,8722	50	120
	31,56	2,8349	74	200
	32,40	2,7633	100	121
	33,56	2,6704	17	201
	33,84	2,6489	9	003
	34,84	2,5752	7	022
	37,24	2,4145	14	103
	38,07	2,3638	10	202
	38,30	2,3501	12	122
	39,24	2,2959	9	113
	40,40	2,2327	10	030

Бозаджиев Л. и др. ТВЪРДОФАЗОВ СИНТЕЗ НА ...

41,08	2,1621	46	220
42,80	2,1129	18	023
43,76	2,0687	14	130
44,00	2,0580	15	221
46,08	1,9698	79	123
46,70	1,9451	53	032
48,86	1,8640	37	213
50,46	1,8086	26	310
52,72	1.7348	24	024
53,36	1.7154	15	302
54,02	1.6960	25	223
54,72	1.6760	21	040
55,80	1.6461	17	220
56,78	1,6200	52	123
57,48	1,6019	14	140
57,80	1,5938	10	231
58,60	1,5735	11	141
59,16	1,5603	30	015

Таблица 7.

PbNbO₃

NO3			-
°20°	d, nm	I/I _o	hkl
14,00	6,3203	13	101
25,28	3,5254	8	008
28,24	3,1574	59	202
29,38	3,0375	100	203
33,68	2,6588	84	206
37,28	2,4099	10	212
37,80	2,3779	10	208
47,58	1,9090	41	307
48,94	1,8595	90	221
51,10	1,7859	9	311
56,16	1,6364	22	317
57,98	1,5893	68	403
58,40	1,5788	41	404
60.54	1.5280	23	309

Таблица 8.

CaSnO₃

°20°	d, nm	I/I _o	hkl
22,76	3,9037	90	100
32,30	2,7692	100	110
40,08	2,2477	11	111
46,14	1,9656	68	200
51,95	1,7598	34	210
57,22	1,6086	48	211
67,22	1,3915	19	200

Таблица 9.

SrSnO₃

. • J			
°20°	d, nm	l/l _o	hkl
22,16	4,0080	21	100
31,52	2,8359	100	110
38,18	2,3551	14	111
45,07	2,0102	63	200
55,94	1,6423	65	211
65,52	1,4238	29	220

Таблица 10. *PbSnO*₃

စၥဂစ	d am	1/1	h k l	1
20	0, 1111	1/1 ₀	11 K I	
14,34	6,1712	1	110	
19,72	4,4930	8	111	
24,50	3,6302	1	201	
27,02	3,3971	100	002	
28,90	3,0867	22	220	
31,98	2,7961	60	221	
32,56	2,7476	71	310	
33,92	2,6405	49	202	
35,16	2,5502	35	311	
37,20	2,4149	8	320	
40,02	2,2510	13	222	
40,98	2,2004	7	003	
41,40	2,1791	10	400	
43,66	2,0714	8	401	
44,14	2,0500	11	330	
46,48	1,9528	15	420	
47,42	1,9155	8	213	
51,02	1,7885	32	223	
51,86	1,7615	30	303	
53,25	1,7190	43	313	
54,58	1,6828	6	422	
58,86	1,5676	35	521	
60,00	1,5405	12	440	
62,02	1,4951	10	530	
63,98	1,4539	10	600	
64,84	1,4367	16	304	
64,96	1,4343	11	610	
66,94	1,3966	8	442	
68,52	1,3682	15	433	

Таблица 11.

BaS<u>nO₃</u>

 			
°20°	d, nm	l/l _o	hkl
30,90	2,8914	100	110
38,10	2,3599	9	111
44,12	2,0508	36	200
54,72	1,6760	9	211
64,16	1,4507	16	220

Таблица 12.

CaZ<u>rO</u>₃

 - 0			
°20°	d, nm	l/lo	hkl
22,30	3,9831	89	010
31,30	2,8553	66	110
31,74	2,8167	100	011
39,50	2,2794	7	111
45,38	1,9960	95	020
50,46	1,8070	20	102
50,95	1,7908	43	$11\overline{2}$
51,68	1,7672	17	102
55,60	1,6515	42	$11\overline{2}$
55,94	1,6423	38	$12\overline{1}$
56,55	1,6260	34	121
56,82	1,6189	62	211
64,82	1,4371	9	$20\overline{2}$
65,94	1,4154	30	022
67,02	1,3952	9	202

SrZrO₃

°20°	d, nm	l/l _o	h k l
21,84	4,0660	17	100
31,10	2,8732	100	110
38,36	2,3445	46	111
44,42	2,0377	90	200
50,55	1,7908	98	210
64,48	1,4439	56	220
68,66	1,3658	10	221

Таблица 14.

PbZrO₃

°20°	d, nm	I/I。	hkl
21,50	21,50 4,1295		002
30,66	2,9134	100	200
38,30	2,3480	47	202
43,80	2,0651	59	004
47,06	1,9293	8	301
54,14	1,6926	81	204
57,20	1,6091	9	303
63,16	1,4708	30	400
67 80	1 3810	10	402

Таблица 15.

BaZrO₃

- 0			
°20°	d, nm	I/I _o	hkl
21,40	4,1486	18	101
30,32	2,9453	100	110
37,24	2,4124	22	111
43,40	2,0832	89	200
48,70	1,8681	6	210
53,70	1,7054	94	211
62,76	1,4792	48	220

Дискусия

По твърдофазов път в температурния интервал от 900 до 1500 °С от вещества с квалификация р. и р. а. са синтезирани перовскити и сродни на тях съединения. Индексирането на дифрактограмите на получените титанати, ниобати, станати и цирконати се извърши с помощта на компютърна програма (Фиг. 1 ÷ 4 и табл. 2 ÷ 15), а идентифицирането им – чрез еталонни дифрактограми по ASTM.

Калциев, стронциев, оловен и бариев титанат

СаТіО₃, перовскит (d, nm): 0,270 – 0,191 – 0,156 (08 – 0091); Рстп; а₀ 0,537 nm, b₀ 0,764, с₀ 0,544 nm (Табл. 2).

- SrTiO₃, таусонит (d, nm): 0,283 0,231 0,200 (05 0626); Рm3m; а₀ 0,391 (Табл. 3).
- PbTiO₃. македонит (d, nm): 0,390 0,284 0,276 (06 0452); I4/mcm; a_o 0,390 nm, c_o 0,415 nm (Табл. 4).
- BaTiO₃ (d, nm): 0,283 0,231 0,200 (05 0626); P4mm; a_ 0,399 nm, c_ 0,404 nm (Taбл. 5).

Стронциев и оловен ниобат

SrNbO₃ (d, nm): 0,305 – 0,277 – 0,294 (28 – 1247); P2₁2₁2₁; a_{\circ} 0,569 nm, b_{\circ} 0,668, c_{\circ} 0,806 nm (Табл. 6).

PbNbO₃ (d, nm): 0,306 – 0,267 – 0,315 (43 – 0960); P3m1; a_{\circ} 0,747 nm, c_{\circ} 2,835 nm (Табл. 7).

Калциев, стронциев, оловен и бариев станат

- CaSnO₃ (d, nm): 0,279 0,394 0,198 (31 0312); Pm3m; $a_{\rm o}$ 0,393 nm (Табл. 8).
- SrSnO $_3$ (d, nm): 0,285 0,165 0,202 (22 1442); Pm3m; $a_{\rm o}$ 0,403 nm (Табл. 9).

PbSnO₃ (d, nm): 0,325 – 0,281 – 0,266 (04 – 0550); I4/mcm; a_{\circ} 0,874 nm, c_{\circ} 0, 661 nm (Табл. 10).

BaSnO₃ (d, nm): 0,291 – 0,168 – 0,206 (15 – 0780); Рm3m; а₀ 0,411 nm (Табл. 11).

Калциев, стронциев, оловен и бариев цирконат CaZrO₃ (d, nm): 0,283 – 0,201 – 0,401 (35 – 0790); Pm3m; а_o 0,399 nm (Табл. 12).

- SrZrO₃ (d, nm): 0,291 0,290 0,205 (44 0161); Pm3m; $a_{\rm o}$ 0,409 nm (Табл. 13).
- PbZrO₃ (d, nm): 0,293 0,294 0,170 (35 0739); Pm3m; a₀ 0,390 nm (Табл. 14).
- BaZrO₃ (d, nm): 0,297 0,171 0,210 (06 0399); Pm3m; a₀ 0,419 nm (Табл. 15).

Структурата на перовскита CaTiO₃ е псевдоизометрична. В нея всеки калциев атом е обкръжен от 12 кислородни атома, а титановите атоми – от 6 кислородни атома. От кристалохимична гледна точка, вземайки в предвид размерите на йоните изграждащи структурата, критерият за устойчивост на перовскитовата структура за синтезираните съединения от типа ABO₃ е в границите от 0,8 до 1,1. Вижда се, че синтезираните от нас перовскито с обща формула ABO₃ (Табл. 16) имат стабилна перовскитова структура.

Таблица 16.

Критерии за	устойчивост	(t) н	а перовскитовата
структура			

структура			
ABO ₃	t	ABO ₃	t
CaTiO₃	0.86	CaSnO₃	0.82
SrTiO₃	0.93	SrSnO₃	0.89
PbTiO₃	0.96	PbSnO₃	0.91
CaTiO₃	1.04	CaSnO₃	0.98
SrNbO₃	0.92	CaZrO₃	0.77
PbNbO₃	0.93	SrZrO₃	0.84
		PbZrO ₃	0.85
		CaZrO₃	0.93

Заключение

По твърдофазов път са получени минерали от групата на перовскита и сродни на тях съединения. Синтезираните минерали са идентифицирани посредством рентгеноструктурния анализ. Чрез програмен комплекс са индексирани дифрактограмите на перовскитите и са уточнени параметрите на елементарните им клетки..

Литература

- Бережной, А. С. 1970. *Многокомпонентные системы окислов*. Киев, Наукова думка, 394 с.
- Герасимов Е., А. Герасимов, А. Атанасов, В. Тошев, Д. Петков, Д. Иванов, Л. Георгиева, Л. Павлова, Н. Дренска, П. Винаров, П. Петров, С. Бъчваров, С. Панова, С. Багаров, С. Сербезов, С. Стефанов, С. Джамбазов, Т. Стойкова, Т. Датскова, Х. Берлинов. 2003. Технология на керамичните изделия и материали. С., ИК "Сарасвати", 939 с.

Костов, И. 1993. Минералогия. С., Техника, 733 с.

- Миркин, Л. И. 1961. Справочник по рентгеноструктурному анализу. М., Физматгиз, 437 с.
- Михеев, В. И. 1957. Рентгенометрический определитель минералов. т.1, Ленинград, Госгеолтехиздат, 429 с.
- Beckers, L., F. Sanchez, J. Schubert, W. Zander, Ch. Buchal. 1996. Epitaxial growth of Y-doped SrZrO₃ films on MgO by pulsed laser deposition – In: J. Appl. Phys., 79, 6, p. 3337 -3339
- Chattopadhyay, S., P. Ayyub, V. R. Palkar, M. S. Multani, S. P. Pai, S. C. Purandare, R. Pinto. 1998. *Dielectric properties of oriented thin films of PbZrO₃ on Si produced by pulsed laser ablation* In: Journal of Applied Physics, 83, 12, 7808 7813
- Hahn T., H. Wondratschek. 1994. *Symmetry of crystals*, Introduction to international tables for crystallography, Vol A, Lecture notes provided to the summer school of Gjuletchitsa, Bulgaria, 78 p.
- Haun, M. J., T. J. Harvin, M. T. Lanagan, Z. Q Zhuang, S. J. Jang, L. E. Cross. 1989. *Thermodynamic theory of PbZrO*₃ In: Journal of Applied Physics, 65, 8, 3173 3181
- Kamba, S., E. Buixaderas, T. Ostapchuk, J. Petzelt. 2002. Ferroelectric soft modes and dynamic central modes near some phase transitions – In: Ferroelectrics, 268, 1, 163 -169
- Matsubara S., S. Miura, Y. Miyasaka, N. Shohata. 1989. Preparation of epitaxial ABO₃ perovskite – type oxide thin

*films on a (100) MgAl*₂O₄/S*i* substrate – In: J. Appl. Phys., 66, 12, 5826 - 5832

- Othmer K. 1969. Encyclopedia of chemical technology, vol 20, 414 p.
- Pasto A. E., R. A. Condrate. 1973. *Raman spectrum of PbZrO*₃ – In: J. Amer. Ceram. Soc., 56, 8, 436 - 438
- Peng N., J. T. C. Irvine, A. G. Fitzgerald, 1998. Synthesis and crystal structure of tilt perovskite Sr_{0,97}NbO₃ during high temperature powder diffraction spectroscopy – In: J. Mater. Chem. 8, 4, p. 1033 – 1038
- Sánchez P., A. Stashans. 2001. Computational study of structural and electronic properties of superconducting Ladoped SrTiO₃ – In: Philosophical Magazine, 81, 12, 1963 – 1977
- Tennery, V. J. 1966. *High temperature phase transitions in PbZrO*₃ In: J. Amer. Ceram. Soc., 49, 9, 483 486
- Zelezny V., M. F. Limonov, D. Usvyat, V. V. Lemanov, J. Petzelt, A. A. Volkov. 2002. Soft mode behaviour of incipient ferroelectfic perovskite CaTiO₃ – In: Ferroelectrics, 272, 3, 113 -118

Препоръчана за публикуване от катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

СИНТЕЗ НА ВАЖНИ ЗА ПРОМИШЛЕНОСТТА МИНЕРАЛИ ОТ МАГНЕТИТ-ХРОМИТОВАТА ГРУПА

Л. Бозаджиев, Т. Гавраилова, М. Дойнов

Университет "Проф. д-р Асен Златаров", 8010 Бургас

РЕЗЮМЕ. По керамична технология от прахообразни оксиди с чистота р.а. са синтезирани железни шпинели от магнетит-хромитовата група: треворит NiFe₂O₄, франклинит ZnFe₂O₄, якобсит MnFe₂O₄ и техни твърди разтвори- Ni_{0.36}Zn_{0.45}Fe₂O₄ и Mn_{0.52}Zn_{0.48}Fe₂O₄. С помощта на компютърна програма са индексирани дифрактограмите им и са уточнени параметрите на елементарните им клетки.

SYNHESIS OF IMPORTANT FOR THE INDUSTRY MINERALS OF MAGNETITE – CHROMITE GROUP

L. Bozadjiev, T. Gavrailova, M. Doynov

University "Prof. dr. Asen Zlatarov", 8010 Bourgas

ABSTRACT. By ceramic technique from powder oxides with p. a. purity a ferrous spinels from magnetite – chromite group: trevorite NiFe 2O4, fanklinite ZnFe2O4, jacobcite MnFe2O4 and their solid solutions are synthesized. With the help of a compute program their diffractograms are indexed and the elementary cell parameters are specified.

Въведение

Минералите от магнетит - хромитовата група са изоструктурни с минералите от шпинеловата група и имат обща формула AB2O4, където A - Mg, Zn, Fe²⁺, Mn²⁺, Ni²⁺ и др. а В - Fe³⁺, Cr³⁺ и др.(Костов, 1993). Железните шпинели АВ2О4, известни като ферошпинели, са в основата на феритите с шпинелна структура (Летюк и Журавлев, 1983). Те намират широко приложение в радиотехниката, в радиолокацион- ните и в телевизионните устройства, в изчислителната свръхчестотната техника. И R телемеханиката, в електронното приборостроене и др. Важна група от феритите са магнитомеките материали в системите ZnO-Fe2O3, NiO-ZnO- Fe2O3, MnO-Fe2O3 и в други системи (Герасимов и др., 2003).

Получени са никел-цинкови ферити чрез термично разлагане на шенити–1/3 MeSO4.2/3 FeSO4.(NH4)2SO4.6H20 (Бозаджиев и др. 1982). Методът осигурява интимно смесване на феритообразуващите компоненти на атомно ниво.

Никел-цинкови ферити, синтезирани от оксиди, предварително получени по промишлени технологии, притежават добра за магнитна памет характеристика (Димова и др., 1978). Ферошпинелна керамика от манган-цинков ферит има висока начална магнитна проницаемост, малка коерцитивна сила, ниски стойности на относителния тангенс от ъгъла на загубите и достатъчна микротвърдост (Гавраилова и др., 1988).

Във връзка с развитието на нанотехнологиите все по-голям интерес представлява получаването на нанокристални ферошпинели- ZnFe2O4 (Clark et Evans, 1997); MnFe2O4 (Vetal et Zhang, 2003; Sun et al., 2004).

Целта на разработката е да се получат по керамична технология, някои железни шпинели, важни за технологията на феритите и да се изследват с помощта на рентгенофазовия анализ.

Експеримент

В работата са изследвани ферошпинели и техни твърди разтвори в системите: NiFe₂O₄–ZnFe₂O₄ и MnFe₂O₄– ZnFe₂O₄, които представляват промишлен интерес. Рецептният състав на шихтите се дава в табл. 1.

Таблица 1.

Състав на	а железни	шпинепи и	техните	твърди	разтвори
Bonnao me	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	ananona a	monune	терроа	paomoopa

	Химична		Оксиди	, мас.%.		Сума
Nº	формула	ZnO	NiO	MnO	Fe ₂ O ₄	
1	ZnFe ₂ O ₄	30.76			69.24	100.00
2	NiFe ₂ O ₄		31.87		68.13	100.00
3	MnFe ₂ O ₄			30.76	69.24	100.00
4	Ni _{0.36} Zn _{0.64} Fe ₂ O ₄	21.82	11.27		66.91	100.00
5	$Mn_{0.52}Zn_{0.48}Fe_2O_4$	20.18		19.06	60.76	100.00

Шихтите за получаване на железните шпинели са приготвени чрез механично смесване на изходните оксиди, който са с квалификация р.а. Следва смилане и хомогенизация на оксидите в среда от етилов алкохол, сушене, пресуване, синтез на ферошпинелите и техните твърди разтвори в температурния интервал от 700 до 1100°С през всеки 50 (100)°С в продължение на 2 и 4 часа. Дифрактограмите на изотермично обработените шихти за ферошпинели се дават

Бозаджиев Л. и др. СИНТЕЗ НА ВАЖНИ...

на фиг. 1-2. В табл. 2 се дават еталонните дифрактограми на треворит, франклинит, якобсит и техните твърди разтвори по ASTM, а в табл. 3 – трите най-интензивни линии на евентуалните примеси по ASTM. В табл. 4 са индексирани дифрактограмите на твърдите разтвори- Ni_{0.36}Zn_{0.48}Fe₂O₄ и Mn_{0.52}Zn_{0.48}Fe₂O₄.



Фиг. 1. Дифрактограми на никел - цинкови шпинели със състав $Ni_{0.36}Zn_{0.64}Fe_2O_4$





Фиг. 2. Дифрактограми на манган - цинкови шпинели със състав $Mn_{0.52}\,Zn$ $_{0.48}\,Fe_2O_4$

Таблица 2.		
—	a	

Еталонни дифрактограми на ферошпинели(ASTM)

Tran		1495) a. 0.924 mm
Гревс	орит NIFe2O4 (44-	1485) ao 0.834 nm
d, nm	l / Io, %	hkl
0.4813	11	111
0.2948	33	220
0.2514	100	311
0.2407	7	222
0.2085	22	400
0.1702	9	422
0.16047	28	511
0.14742	34	440
Франкл	инит ZnFe2O4 (2	2-1012)ao 0.844 nm
d, nm	l / Io, %	hkl
0.4873	7	111
0.2984	35	220
0.2543	100	311
0.2109	17	400
0.1723	12	422
0.1624	30	511
0.1491	35	440
0.12872	9	533
0.1128	5	642
0.1099	11	553
0.10553	4	800
Якобо	сит MnFe2O4 (10	-0319)a ₀ 0.850 nm
d, nm	l / Io, %	hkl
0.4906	20	111
0.3005	35	220
0.2563	100	311
0.2450	12	222
0.2124	25	400
0.17342	20	422
0.16355	35	511
0.15031	40	440
0.12962	20	533

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

0.12810	15	622
0.12276	10	444
0.11898	12	511
Ni).36Zn0.64Fe2O4	(8-234) ao 0.840 nm
d, nm	l / Io, %	hkl
0.4849	13	111
0.296	49	220
0.2533	100	311
0.210	23	400
0.1715	9	422
0.1617	25	333
0.1485	33	440
0.128	7	533
0.1093	12	553 и 731
Mn0	.52Zn0.48Fe2O4 ((10-0467) ao 0.847 nm
d, nm	l / Io, %	hkl
0.488	10	111
0.299	70	220
0.255	100	311
0.212	40	400
0.173	30	422
0.1632	70	511
0.1499	80	440
0.1293	20	533
0.133	20	642
0.1104	50	731

Таблица 3.

Минерали-примеси във ферошпинелите

Бунзен (4-0	ит NiO 835)	Цин (5	кит ZnO -0664)
d, nm	l / lo, %	d, nm	I / Io, %
0.2088	100	0.248	100
0.241	91	0.282	74
0.1476	57	0.260	56
Хематит (6 - 0	α-Fe2O3)502)	Mar: F	хемит у- e2O3
d, nm	l / I ₀ , %	d, nm	l / I ₀ , %
0.269	100	0.252	100
0.251	80	0.148	53
0.169	80	0.295	34
Манганоз (7-0	вит – MnO 230)	Хаусма (24	нит - Mn3O4 -0734)
d, nm	l / I ₀ , %	d, nm	l / I ₀ , %
0.222	100	0.249	100
0.257	60	0.277	60
0.157	60	0.154	60

Таблица. 4.

Индексиране на синтезираните твърди разтвори

Mn0.52Zn0.48Fe2O4 ao 0.847 nm													
d, nm l / l ₀ , % hkl													
0.299	220												

0.255	100	311
0.210	25	400
0.173	10	422
0.163	22	511
0.150	34	440
Ni0.36	6Zn0.64Fe2O4(8-234)a	o 0.840 nm
d, nm	l / I ₀ , %	hkl
0.481	11	111
0.296	50	220
0.252	100	311
0.209	25	400
0.171	10	422
	-	

38

Дискусия

0.148

Дифрактометричните изследвания показват, че още при 700°С и задръжка 2 часа протича процес на интензивно образуване на никел-цинкови шпинели (фиг. 1). Част от Fe₂O₃ обаче остава несвързана, идентифицирана на дифрактограмите като хематит α -Fe₂O₃ (0.269-0.251-0.161 nm). С увеличаване на температурата и задръжката при тях количеството на хематита намалява. При температура 1050°С - 2 часа, както и при температура 1000°С - 4 часа хематит не се открива. Това дава основание да се смята, че при температури, по-високи от 1000°С при задръжка 2 часа (или по-високи от 950°С при задръжка 4 часа) се постига пълно превръщане на шихтите съответно в треворит NiFe₂O₄ (0.251-0.147-0.295 nm), франклинит ZnFe₂O₄ (0.254-0.299-0.149 nm) и Ni_{0.36}Zn_{0.64}Fe₂O₄ (0.253-0.297-0.149nm) (фиг. 1 и табл. 2-3).

От дифрактограмите на манган - цинковите шпинели се вижда, че образуването им започва при 700°С – 2 часа (фиг. 2). Количеството на нереагиралите оксиди- хематит α-Fe₂O₃ (0.269 nm), манганозит MnO (0.222 nm) и цинкит ZnO (0.248 nm) при тази температура е значително. С по- нататъшното повишаване на температурата интензитетите на дифракционните максимуми на минералите-примеси постепенно намаляват и при 1050°С - 2 часа и при 1000°С - 4 часа имаме пълно превръщане на шихтите в якобсит MnFe₂O₄ (0.256-0.150-0.301 nm) и Mn_{0.52}Zn_{0.48}Fe₂O₄ (0.255-0.150-0.298 nm) (фиг. 2 и табл. 2- 3).

Дифрактограмите на синтезираните железни шпинели от магнетит-хромитовата група са индексирани с компютърна програма и са уточнени параметрите на елементарните им клетки: $a_{\circ}~0.834$ nm - треворит; $a_{\circ}~0.844$ nm- франклинит; $a_{\circ}~0.850$ nm - якобсит; $a_{\circ}~0.840$ nm- $Ni_{0.36}Zn_{0.64}Fe_2O_4;$ $a_{\circ}~0.847$ nm- $Mn_{0.52}Zn_{0.48}Fe_2O_4.$

Литература

Бозаджиев, Л.С. 1982. Ферити - треворит, франклинит и техни твърди разтвори от шьонити. – В: Годишник на висшите учебни заведения - техническа физика, 19, 1, 39-45.

Гавраилова, Т.Д., Т.М.Тодоров, Л.С.Колева,А.И. Миховски, 1988. Конструкционна ферошпинелна керамика в системата MnFe₂O₄ – ZnFe₂O₄, – В: Доклади на петата национална конференция по механика и технология на композиционните материали. С., БАН, 784-788.

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Бозаджиев Л. и др. СИНТЕЗ НА ВАЖНИ...

440

Герасимов, Е., А. Герасимов, А. Атанасов, В. Тошев, Д. Петков, Д. Иванов, Л. Георгиева, Л. Павлова, Н. Дренска, П. Винаров, П. Петров, С. Бъчваров, С. Сербезов, С. Стефанов, С. Джамбазов, Т. Стойкова, Т. Дацкова, Х. Берлинов. 2003. Технология на керамичните изделия и материали. С. ИК "Сарасвати", 853 с.

Костов И., 1993. Минералогия. С., Техника, 256 с.

- Летюк, Л. М., Г. И. Журавлев, 1983. Химия и технология феритов, Ленинград, Химия, 17 с.
- Clark, Ted M., B. J. Evans. 1997. Enhanced magnetization and cation distributions In: IEEE Transactions on Magnetics., 33,

5, 3745.

- Sun, S., H. Zeng, D. B. Robinson, S. Raoux, P. M. Rice, S. X. Wang, G. Li. 2004. Monodisperse MFe₂O₄ (M = Fe, Co, Mn) nanoparticles. - In: Journal of the American Chemical Society. J. Am. Chem. Soc., 126 (1), 273 – 9.
- Vestal, C. R., Z. J. Zhang. 2003. Effects of surface coordination chemistry on the magnetic properties of MnFe₂O₄ spinel ferrite nanoparticles. - In: Journal of the American Chemical Society. J. Am. Chem. Soc, 125 (32), 9828 – 33.

ON THE STRATIGRAPHICAL DISTRIBUTION OF SMALL BENTHIC FORAMINIFERA AND THE BIOSTRATIGRAPHY OF THE PALEOCENE OF THE COASTAL PART OF EAST STARA PLANINA

B. Valchev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: b_valchev@mgu.bg

ABSTRACT. The biostratigraphical subdivision of the Paleocene of the coastal part of East Stara Planina is of great interest for the Paleogene stratigraphy of Bulgaria, because of the fact that the first find of Paleocene sediments in our country was made in the same area. To elucidate the biostratigraphical value of small benthic foraminifera from the studied area we examined the stratigraphical distribution of 229 species and 5 subspecies from 9 borehole and 4 outcrop sections, comprising two types of assemblages - "Byala-type" and "Flysh-type". Planktic foraminiferal and calcareous nannoplankton zonations defined by previous investigators were used for a biostratigraphical framework.

Fife groups benthic foraminifera (Maastrichtian-Paleocene, Paleocene, Paleocene, transitional, represented by single specimens) in the "Byala-type" and six groups (Maastrichtian-Paleocene, Paleocene, Early Paleocene, Middle-Late Paleocene, transitional, represented by single specimens) in the "Flysh-type" were established. Both assemblages are dominated by transit and Maastrichtian-Paleocene species, which does not allow us to find criteria (first and last occurrence) for a detailed biostratigraphical subdivision. This fact confirms the local character and the ecological nature of the zones defined by Valchev (2003). KEY WORDS: Paleocene, benthic foraminifera, biostratigraphy, East Stara Planina.

ОТНОСНО СТРАТИГРАФСКОТО РАЗПРОСТРАНЕНИЕ НА МАЛКИТЕ БЕНТОСНИТЕ ФОРАМИНИФЕРИ И БИОСТРАТИГРАФСКАТА ПОДЯЛБА НА ПАЛЕОЦЕНСКАТА СЕРИЯ В ПРИМОРСКАТА ЧАСТ НА ИЗТОЧНА СТАРА ПЛАНИНА

Б. Вълчев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: b_valchev@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Биостратиграфската подялба на Палеоценската серия в приморската част на Източна Стара планина е от особен интерес за стратиграфията на Палеогенската система в България, тъй като тук за първи път е доказано наличието на палеоценски седименти в страната. За изясняване на биостратиграфската стойност на малките бентосни фораминифери от изучавания район е проследено стратиграфското разпространение на 229 вида и 5 подвида в 9 сондажа и 4 разреза в естествени разкрития, учасващи в изграждането на два типа асоциации – "беленски" и "флишки". За биостратиграфската рамка са използвани дефинираните от предишни изследователи зони по планктонни фораминифери и варовит нанопланктон.

В "беленския" тип асоциации са отделени 5 групи бентосни фораминифери (мастрихт-палеоценски, палеоценски, палеоцен-соценски, транзитни, с единични екземпляри), а във "флишкия" – 6 групи (мастрихт-палеоценски, палеоценски, ранно палеоценски, средно-късно палеоценски, палеоценеоценски, транзитни, с единични екземпляри). И двата типа асоциации са доминирани от транзитни за Палеоценаската серия видове и такива, идващи от Мастрихтския етаж и изчезващи в най-горните нива на Палеоценската серия, което прави невъзможно намирането на критерии (събития на поява и изчезване) за детайлна биостратиграфска подялба. По този начин се потвърждава локалният характер и еколожката същност на отделените от Valchev (2003) зони.

КЛЮЧОВИ ДУМИ: Палеоценска серия, бентосни фораминифери, биостратиграфия, Източна Стара планина.

Introduction

The biostratigraphical subdivision of the Paleocene of the coastal part of East Stara Planina is of great interest for the Paleogene stratigraphy of Bulgaria, because of the fact that the first find of Paleocene sediments in our country was made in the same area (Трифонова, 1960). Investigating the stratigraphical range of the established species of small benthic foraminifera, the present work aims to find events allowing to define biostratigraphical zones which could be correlated to zones based on planktic organisms.

Material and methods

To elucidate the biostratigraphical value of the small benthic foraminifera from the studied area the stratigraphical

distribution of 229 species and 5 subspecies was examined. As a biostratigraphical framework were used the planktic foraminiferal (Juranov, 1983; Джуранов, 1994) and calcareous nannoplankton zonations (Ivanov, Stoykova, 1994; Sinnyovsky, Sultanov, 1994; Sinnyovsky, Stoykova, 1995; Sinnyovsky, 2001) from the same area. The studied foraminiferal remains were obtained from 251 samples (including 74 samples from the geological mapping carried out in 1993) from borehole and outcrop sections (Fig. 1). The samples from boreholes were given to the author by Assoc. Prof. Dr. Sava Juranov (Sofia University "St. Kliment Ohridski")".

Previous investigations

Investigations of the Paleocene foraminiferal assemblages from the coastal part of East Stara Planina started at the end of the 50s and the beginning of the 60s of the 20 century, when Трифонова (1960) first established Paleocene sediments in Bulgaria and published a list of foraminifera. At the same time Станчева (1961) provided taxonomical descriptions of some agglutinated species from the Kozichino Village area. Darakchieva (1999) published microphotographs of some species, but detailed taxonomical studies have been carried out since the end of the 90s, when Valchev (Valchev, 2000, 2001, 2002; Вълчев, 2002) gave descriptions of some groups benthic foraminifera (Family Nodosariidae, diverse agglutinants and hyaline unilocular forms).



Fig. 1. Simplified geological map of the studied area (emended after Vangelov et al., 1996)

1- Odartsi Fm. (Miocene); 2 – Ruslar Fm. (Oligocene); 3 – Avren Fm. (Upper Eocene); 4 – Obzor Fm. (Middle-Upper Eocene); Dvoynitsa Fm. (Upper Paleocene-Middle Eocene); 6 – Byala Fm. (Upper Campanian-Paleocene);

7 – Emine Fm. (Upper Campanian-Paleocene); 8 – borehole; 9 – outcrop section

The stable taxonomical composition of Paleocene benthic foraminiferal assemblages (small number of first and last occurrence), as well as the cosmopolitan distribution of the most of the species (Berggren, 1984), does not allow a detailed biostratigraphical subdivision. Valchev (2003b) confirmed this fact dividing one zone in the north part and two zones in the south part of the studied area. The author noted that these zones were not based on typical first and last occurrence, and they were of ecological nature. The presence of different paleoecological parameters made the author (Valchev, 2003a; Valchev, 2003c, in press) divide two types of assemblages («Byala-type» and «Flysh-type») characterized by different taxonomical composition and structure.

Results

To elucidate the biostratigraphical value of the small benthic foraminifera I divided the species from both "Byala-type" and "Flysh-type" assemblages into groups according to their stratigraphical range. The stratigraphical distribution of the species in the studied sections is shown on Appendix.

"Byala-type" assemblages

This type was established in the strata of the Byala Formation, and it is characterized by high species diversity (total 228 species). As a whole the assemblage composition is determined by the presence of 34 species (Fig. 2).



Fig. 2. Taxonomical composition of the "Byala-type" assemblages with the maximum percent abundance of the dominant species (emended after Valchev, 2003a, c)

Fife groups based on the stratigraphical range of the species were divided (Fig. 3A): 1) species continuing from the Maastrichtian and disappearing at the end of the Paleocene (11.4% of the total number of species in the assemblages); 2) species, ranging in the Paleocene only (5.7%); 3) species, first occurring at the beginning of the Paleocene and continuing in the Eocene (5.7%); 4) transitional species (17.1%); 5) species, represented by single specimens in the Paleocene section and because of that with unknown stratigraphical range (60.1%).

The most important groups in the assemblage structure are the transitional [the main contributors *Bathysiphon discreta* (Brady), *Rhizammina indivisa* Brady, *Bulimina trinitatensis* Cushman and Jarvis, *Nuttalides truempyi* (Nuttal),

Osangularia velascoensis (Cushman), Oridorsalis megastomus (Grzibowski), Anomalinoides acutus (Plummer), Heterolepa grimsdalei (Nuttal), Heterolepa perlucida (Nuttal), and the secondary Saccammina placenta (Grzybowski), Marssonella indentata Cushman and Jarvis, Marssonella oxycona (Reuss), Bannerella retusa (Cushman), Clavilinoides asperus (Cushman), Lenticulina pseudomamilligera (Plummer). Astacolus gladius (Philippi). Gyroidinoides girardanus (Reuss)] and Maastrichtian-Paleocene species [the main contributor Gavelinella beccariiformis (White) and the secondary Cibicidoides dayi (White), Gyroidinoides globosus (Hagenow), Nodosaria limbata d'Orbigny, Pyramidulina velascoensis (Cushman), Spiroplectinella dentata (Alth)]. The group of Paleocene species is represented by Oridorsalis lotus (Schwager). Clavilinoides trilaterus (Cushman), and the Paleocene-Eocene group - by Gaudryina pyramidata Cushman, Anomalinoides danicus (Plummer), Lenticulina inornata (d'Orbigny).



Fig 3. Structure of the "Byala-type" assemblages based on the stratigraphical range of the species Groups of species: 1 –Maastrichtian-Paleocene' 2 – Paleocene; 3 – Paleocene-Eocene; 4 – transitional; 5 – represented by single

specimens The group of transitional species is the most numerous – 61.7% of total number of dominant species (Fig. 3B), followed by the Maastrichtian-Paleocene group (23.5%), while the other

groups are of low importance (total 14.8%).

"Flysh-type" assemblages

This type was established in the strata of the Emine Formation. It is characterized by moderate species diversity (total 125 species). The assemblage composition is determined by the presence of 18 species (Fig. 4).

Six groups based on the stratigraphical range of the species were divided (Fig. 5A): 1) species continuing from the Maastrichtian and disappearing at the end of the Paleocene (3.9% of the total number of species in the assemblages); 2) species, ranging in the Paleocene only (5.9%); 3) species, disappearing at the end of the Lower Paleocene (2.8%); 4) species, established in the Middle and Upper Paleocene (0.8%); 5) transitional species (6.6%); 6) species, represented by single specimens in the Paleocene section section and because of that with unknown stratigraphical range (80.0%).

The Lower Paleocene is dominated by the Paleocene group (the main contributor *Bathysiphon* sp., and the secondary *Psammosphaera* sp. 1 μ *Trochammina deformis*). Here the transitional [*Bathysiphon discreta* (Brady), *Rhizammina indivisa* Brady, *Saccammina placenta* (Grzybowski)] and the Maastrichtian-Paleocene group [the main contributor for the Middle Paleocene Bathysiphon microrhaphidus Samuel and the secondary Hormosina velascoensis (Cushman), Hyperammina dilatata Grzybowski, Recurvoides imperfectus (Hanzlikova)] are of low percent abundance. The Lower Paleocene is marked by the occurrence of hyaline Nodosaria limbata d'Orbigny, Chilostomelloides sp., Oridorsalis megastomus (Grzibowski), Astacolus gladius (Philippi), but they are not of great importance. In the Middle Paleocene an increase of the importance of Maastrichtian-Paleocene group is observed and it dominates the assemblage structure in this level. This fact is influenced by the sharp increase of Bathysiphon microrhaphidus Samuel percent abundance. Here secondary contributors are from the transitional and Paleocene groups. The Upper Paleocene is strongly dominated by transitional group (because of the sharp increase of Saccammina placenta (Grzybowski) percent abundance), followed by Paleocene and Maastrichtian-Paleocene groups. The Middle-Upper Paleocene species (Reophax duplex Grzybowski), is not of importance.







Fig. 5. Structure of the "Flysh-type" assemblages based on the stratigraphical range of the species

Groups of species: 1 –Maastrichtian-Paleocene' 2 –Lower Paleocene; 3 – Paleocene; 4 – Middle-Upper Paleocene; 5 – transitional;

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

6 - represented by single specimens

The group of transitional species is again the most numerous – 33.4% of total number of dominant species (Fig. 5B), followed by the Maastrichtian-Paleocene (27.8%), and Lower Paleocene (hyaline) (22.2%) groups. The Paleocene (11.1%) and Middle-Upper Paleocene species (5.5%) are not of great importance. As could be seen there are no groups with a strong domination in the "Flysh-type" assemblages.

Conclusions

The study of the stratigraphical distribution of the Paleocene small benthic foraminifera from the coastal part of East Stara Planina leads to the following conclusions: 1) Fife groups benthic foraminifera (Maastrichtian-Paleocene, Paleocene, Paleocene, transitional, represented by single specimens) in the "Byala-type" and six groups (Maastrichtian-Paleocene, Paleocene, Early Paleocene, Middle-Late Paleocene, transitional, represented by single specimens) in

the "Flysh-type" were established; 2) Both assemblages are dominated by transit and Maastrichtian-Paleocene species, which does not allow us to find criteria (first and last occurrence) for a detailed biostratigraphical subdivision; 3) The "Byala-type" assemblages are strongly dominated by the group of transitional species, while in the "Flysh-type" assemblages there are no groups with a strong domination; 4) The actual lack of first and last occurrences in the Paleocene section, as well as the strong dependence of benthic foraminifera on paleoenvironment (appearance and disappearance of some species is influenced by paleoecological reasons), confirms the local character and the ecological nature of the zones defined by Valchev (2003).

Appendix

Distribution of the dominant species in the Paleocene of the coastal part of East Stara Planina.





C-21 (Byala)

1	2	3	4	5	1	2	3	4 5	6	7	8	9	10 11 1:	2 13 1	4 15	16 17	7 18 19	20 2	21 22	23 24 2	5 26	27 28	3 29	30 3	1 32	33 34
0 -/ 10	Zone	P1c		-C-21-10	0		0		0					C	C	0			00			0				
20-	terus	1b		–C-21-37	•	•		0 0)		•] 0 (D		•		0 🗆	0	•	0	0	• •		0
30-	trila	٩		-C-21-52	•] 0				•		Ð			0	٠		0	0 0)	• [0 ב	0 0
40 —	ິບ			C-21-67 C-21-70	0		•	•	0	•	•		0 0		0	••	0 • 0		0	000	0	• c)	0 0		•

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

			C-23 (Byala))																		
1	2	3	4	5	1	2 3	3 4	15	6	7	8	9	10 11 12 13	14 15	16 17 18 1	9 20	21 22 23 2	24 25	26 27	28 2	9 30 31	32 33 34
80 —	e			-C-23-10	•	C	5 C	00	0	0			•		0			0				0
120—	ЧОZ	P3		-C-23-16		C	C							0			0		0	0		
140—	s n			-C-23-19		C	C				0		000		0	0	•	0				0
200— 220—	trilater	41a ₽2		-C-23-37				00					00		C	þ			0			
260— 280—	О	P1b		– C-23-46] (•		0		0	0 🗆			0	0		0	0	0 0	0

C-24 (Byala)

a= (a ;;

~

1	2	3	4	5	1	2 3	4	5	6	7	8	9	10 11	12	13 1	4 15	16 17	18	19 20	212	22	23 24	25	26	27	28	29	30	31	32	33 3	34
20 –⁄	e	P3		– C-24-4		0 0)						0		0			0		0	С	0		0				0	0		0	
40 —	0	P2		-C-24-7	0			•	•	•			• 0	•		0 0	•			•	С	•	0	0	0	•	0	0	•	0		0
60 —	z sn.	P1c		– C-24-10		C)			Ċ	С		0				0		0				0								0	0
80 —	ater	P1b		– C-24-13		C)	0		¢	С						0			(С	0							0	0	,	0
100-	.tril	с К2 0																														
110 —	ပ	P		– C-24-19	0			•	0 (0			0 0	•		• •	0	•		0		0			0	•	0	•			0	С

		С	-25 (Goritsa	a)																													
1	2	3	4	5	1	2	3	4 5	6	7	8	9	10	11	12 1	13 14	15	16	17 ⁻	18 19 :	20	212	22 2	23 24	25	26	27	28	29	30	31	32 3	3 34
20 –⁄	-		444	C-25-1			•			0	_		_	0			•	0				0	•	• •	0		0	0	0	0	0		
	L C		4,4,4,4	0-20-0			-				2	~	_	_			-								_	_			0		-		
	0	٩		- 0-25-6							-	0	Ц	-	•			•					•			Ц	Ц	Ц		Ц		ΟL	
40 —		E		– C-25-8			0	0 [•		0	•				•	0	0	0				•	0		•	•		•	•	C	0 0
	n s		\longrightarrow	- C-25-14						0																							
80	εr			- C-25-15										0			0								0			0					
335-	a t	K ₂																															
	1.1	P2	<u> </u>	– C-25-20					•	0	0				•	• 0		0	0	С		• (0 0	0		•	•	•	0	0	0	C	•
365 — 425 —	tr	?																															
450 —	ن	P2		- C-25-41			0			0	0		0	•	• [] 0	•					(0		0	0		0				

C-28 (Goritsa)

1	2	3	4	5	1	2	3	4	56	7	8	9	10	11	12 1:	3 1 4	15	16 1	7 18	3 19	20	21	22 3	23 24	4 25	26	27	28	29	30	31	32	33 34
10 — 20 — 510 —	rs Zone	K2 P2		−C-28-1 └C-28-2	•	•						-		•		0	0					0 ●	0	•	0	•	•	•		0	0	0	□ 0 ●
520-	C.trilateru	P3		−C-28-9 └C-28-10 −C-28-12	•	0	0 • 0	0	C	0			0					(•			0	• 0		0			0	0		



ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

References

- Berggren, W. A. 1984. Cenozoic Deep Water Benthic Foraminifera: a review of major developments since Benthonics'75.- In: Oertli, H. J., (ed.), *Benthos'83, Second International Symposium on Benthic Foraminifera (Pau,* 1983), 41-43.
- Darakchieva (1999). *Small Tertiary foraminifers from Bulgaria*. Atlas. Sofia, 92p.
- Ivanov, M., K. Stoykova. 1994. Cretaceous/Tertiary boundary in the area of Bjala, Eastern Bulgaria - biostratigraphical results.- *Geol. Balc.*, 24, 6, 3-22.
- Juranov, S. 1983. Planctonic foraminiferal zonation of the Paleocene and the Lower Eocene in part of East Balkan Mountains.- *Geol. Balc.*, *13*, 2, 59-73.
- Sinnyovsky, D. 2001. Periodites from the Cretaceous-Tertiary boundary interval in several sections from East Bulgaria.-*C. R. Acad. bulg. Sci.*, *54*, 4, 65-70.
- Sinnyovsky, D., K. Stoykova. 1995. Cretaceous/Tertiary boundary in the Emine Flysh Formation, East Balkan, Bulgaria: nannofossil evidences.- C. R. Acad. bulg. Sci.,48, 3, 45-48.
- Sinnyovsky, D., A. Sultanov. 1994. Biostratigraphy and Sedimentology of the Emine Flysh Formation in the nearshore part of the East Balkan.- *C. R. Acad. bulg. Sci.*, *47*, 1, 73-76.
- Valchev, B. 2000. Some Representatives of Family Nodosariidae Ehrenberg, 1838 from the Paleocene Part of Bjala Formation (East Balkan Mountains).- *Сп. Бълг. геол. д-во, 61*, 1-3, 87-94.
- Valchev, B. 2001. Genus Nodosaria Lamarck, 1812 from the Paleocene Part of Bjala Formation (East Balkan Mountains).- *Сп. Бълг. геол.* д-во, 62, 1-3, 111-115.

- Valchev, B. 2002. "Flysh-type" Agglutinated Foraminifera from the Paleocene of the Coastal Part of East Stara Planina. Family BATHYSIPHONIDAE Avnimelech, 1952 to Family HIPPOCREPINIDAE Rhumbler, 1895.- Сп. Бълг. геол. дво, 63, 1-3, 69-75.
- Valchev, B. 2003a. Two Types of Paleocene Benthic Foraminiferal Assemblages from the coastal Part of East Stara Planina.- *C. R. de l'Acad. bulg. Sci*, *56*, 3, 43-47.
- Valchev, B. 2003b. Biostratigraphy of the Paleocene of the Coastal Part of East Stara Planina based on Small Benthic Foraminifera.- *Geol. Balc.*, 33, 1-2, 47-59.
- Valchev, B. 2003c. Paleocene Benthic Foraminiferal Assemblages from the coastal Part of East Stara Planina.-*Год. СУ, Геол.-геогр. ф-т., 96,* Кн. 1 – Геология (in press).
- Vangelov, D., Ch. Pimpirev, E. Blunt, 1996. Facies analysis and depositional environments of the Upper Cretaceous and Paleogene sequences in the Emine basin, Eastern Balkanides, Bulgaria.- Γο∂. CY, ΓΓΦ, 89, 1, 81-96.
- Вълчев, Б. 2002. Еднокамерни фораминифери от палеоценската серия в приморската част на Източна Стара планина.- Год. СУ, Геол.-геогр. ф-т, 95, кн. 1 Геология, 17-30.
- Джуранов, С. 1994. Палеоценски планктонни фораминифери от типовата област на Еминска флишка свита.- Палеонт. стратигр. и литол., 30, 1-30.
- Станчева, М. 1961. Фораминифери от Козичинската серия.-*Тр. геол. Б-я, 3*, 257-268.
- Трифонова, Е. 1960. Върху присъствието на палеоцен в Източна България.- Год. Упр. геол. проучв., 10, 155-162.

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и палеонтология", ГПФ

GENUS LENTICULINA LAMARCK, 1804 FROM THE PALEOCENE OF THE COASTAL PART OF EAST STARA PLANINA

B. Valchev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: b_valchev@mgu.bg

ABSTRACT. A rich and diverse (over 230 species) foraminiferal microfauna, including representatives of genus *Lenticulina* Lamarck, 1804, was established as a result of the detailed taxonomical study of the small benthic foraminifera from the Paleocene of the coastal part of east Stara Planina carried out in the last few years. The considerable taxonomical diversity as well as the publishing of the second edition of the Loeblich, Tappan's (1988) catalogue made us to revise the existing concepts about the generic belonging of many of the species.

The present article represents taxonomical descriptions of 12 species small benthic foraminifera from the Paleocene of the coastal part of east Stara Planina belonging to genus *Lenticulina* Lamarck, 1804. 5 of them are first described in Bulgaria, 7 –first described in the Bulgarian Paleocene, 7 –first described in the coastal part of East Stara Planina. The stratigraphical distribution of 1 species was broadened. The Loeblich, Tappan's (1988) classification is applied in the article. KEY WORDS: small benthic foraminifera, taxonomy, Paleocene, East Stara Planina.

РОД LENTICULINA LAMARCK, 1804 ОТ ПАЛЕОЦЕНСКАТА СЕРИЯ В ПРИМОРСКАТА ЧАСТ НА ИЗТОЧНА СТАРА ПЛАНИНА

Б. Вълчев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: b_valchev@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. В резултат от проведените през последните няколко години детайлни таксономични изследвания върху малките бентосни фораминифери от палеоценската серия в приморската част на Източна Стара планина беше установено наличието на богата и разнообразна фораминиферна микрофауна (повече от 230 вида), включваща и представители на род *Lenticulina*. Значителното таксономично разнообразие, както и публикуването на второто издание на каталога на Loeblich, Tappan (1988) налагат ревизия на съществуващите в българската микропалеонтоложка литература схващания за родовата принадлежност на голяма част от видовете.

Настоящата статия представя таксономични описания на 12 вида малки бентосни фораминифери от палеоценската серия в приморската част на Източна Стара планина принадлежащи на род *Lenticulina* Lamarck, 1804. 5 от тях се описват за първи път в България, 7 – за първи път в палеоценската серия в нашата страна, 7 – за парви път в приморската част на Източна Стара планина. Разширено е стратиграфското разпространение на 1 вид. При таксономичните описания е използвана класификацията на Loeblich, Tappan (1988).

КЛЮЧОВИ ДУМИ: малки бентосни фораминифери, таксономия, палеоценска серия, Източна Стара планина.

Introduction

The first taxonomical descriptions of lenticulinids in Bulgaria were made by Бакалов (1942). The author described a few species from the Miocene of North Bulgaria. Later Станчева (1959) published descriptions of various representatives of the genus from "the Cretaceous and Tertiary" of the North-East Bulgaria. Both authors reffered the species to the genera Cristelaria and Robulus. A rich and diverse (over 230 species -Valchev, 2003a, b) foraminiferal microfauna, including representatives of genus Lenticulina Lamarck, 1804, was established as a result of the detailed taxonomical study of the small benthic foraminifera from the Paleocene of the coastal part of east Stara Planina carried out in the last few years. The considerable taxonomical diversity as well as the publishing of the second edition of the Loeblich, Tappan's (1988) catalogue made us to revise the existing concepts about the generic belonging of many of the species. For this purpose 251 samples from holes and outcrops (including 74 samples from the geological mapping in M 1:50 000, carried out in 1993) were investigated. A sketch with the location of the studied sections and outcrops was published by Valchev (2003b). The

stratigraphical distribution of the species was determined on the base of the planktic foraminiferal (Juranov, 1983; Джуранов, 1994) and calcareous nannoplankton (Ivanov, Staykova, 1994; Sinnyovsky, Sultanov, 1994; Sinnyovsky, Stoykova, 1995; Sinnyovsky, 2001) zonations for the studied area. The microphotographs were made in the Central Laboratory of Mineralogy and Crystalography of the Bulgarian Academy of Sciences by scanning electron microscope "Philips SEM-515" (U_{op} = 25 kV).

Taxonomical descriptions

The present article represents taxonomical descriptions of 12 species small benthic foraminifera from the Paleocene of the coastal part of east Stara Planina belonging to genus *Lenticulina* Lamarck, 1804. 5 of them are first described in Bulgaria, 7 –first described in the Bulgarian Paleocene, 7 –first described in the coastal part of East Stara Planina. The stratigraphical distribution of 1 species was broadened. The Loeblich, Tappan's (1988) classification is applied in the article.

Order FORAMINIFERIDA Eichwald, 1830. Suborder LAGENINA Delage and Herouard, 1896. Superfamily NODOSARIACEA Ehrehberg, 1838

Family VAGINULINIDAE Reuss, 1860

Subfamily LENTICULININAE Chapman, Parr, and Collins, 1934

Genus Lenticulina Lamarck, 1804

Type species: Lenticulites rotulatus Lamarck, 1804 (subsequently designated by Children, 1823);

Distribution: Triassic - Holocene; cosmopolitan.

Lenticulina clypeiformis (d'Orbigny, 1846)

Plate I, Fig. 1

1846. *Robulina clypeiformis* d'Orbigny; d'Orbigny, p. 101, tab. 4, fig. 23, 24.

1863. Robulina limbosa Reuss, S. 55, Taf. 6, Fig. 69.

1942. *Robulina* (*Cristelaria*) *clypeiformis* d'Orb.; Бакалов, с.11, табл. 3, фиг. 6.

1959. *Robulus clypeiformis* (d'Orbigny); Станчева, с. 147, табл. 10, фиг. 1,2.

1985. *Lenticulina clypeiformis* (d'Orbigny); Papp, Schmidt, p. 43, pl. 31, figs. 1-5.

1998. Lenticulina clypeiformis (d'Orbigny); Rögl in Cicha et al., p. 110, pl. 23, fig. 8.

Nomenclature. The lectotype was designated by Papp, Schmidt (1985, pl. 31, fig. 3). The species was first described from the Badenian of the Viena Basin.

Material. Byala Formation (23 specimens).

Remarks. The species was described from the Upper Eocene of the North-East Bulgaria (Станчева, 1959) and the Miocene of the North Bulgaria (Бакалов, 1942). Here it is first described from Paleocene sediments.

Distribution. It is known from the Upper Eocene of North America, the Miocene of Ukraine, Viena Basin.

Occurence. C-12 (204.00 m - P1b Zone), C-29 (476.30 m - P5 Zone), Byala 2b Section (NP1-NP3 Zones), the Byala Reka Valley (Paleocene).

Lenticulina cultrata (Montfort, 1808)

Plate I, Fig. 2

1846. *Robulina cultrata* d'Orbigny; d'Orbigny, p. 96, tab. 4, fig. 10-13.

1846. *Robulina similis* d'Orbigny; d'Orbigny, p. 98, tab. 4, fig. 14, 15.

1942. *Cristelaria (Robulina) cultrata* d'Orb.; Бакалов, с. 10, табл. 3, фиг. 5.

1959. *Robulus cultratus* (d'Orbigny); Станчева, с. 150, табл. 7, фиг. 2.

1962. *Robulus cultratus* (Montfort); Hillebrandt, S. 54, Taf. 3, Fig. 15, 16.

1985. *Lenticulina cultrata* (d'Orbigny); Papp, Schmidt, p. 41, pl. 26, figs. 4-7, pl. 29, figs. 1-5.

1988. *Lenticulina cultrata* (d'Orbigny); Loeblich, Tappan, pl. 446, figs. 9, 10.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

Material. Byala Formation (61 specimens).

Remarks. The species was described from the Upper Eocene of the North-East Bulgaria (Станчева, 1959) and the Miocene of the North Bulgaria (Бакалов, 1942). I accept the Papp, Schmidt's (1985) revision according to which *L. similis* d'Orbigny is sinonimous with *L. cultrata* (Montfort).

Distribution. The species is known from the Paleocene of the Alps, the Eocene of the USA, the Oligocene of Bavaria, the Miocene of the Viena Basin, Bavaria. It was also established in recent deposits.

Occurence. C-11 (191.60 m - P1c Zone), C- 12 (167.00 m – Lower Paleocene, 219.00-270.00 m - P1c Zone), C-25 (P1b Zone), C-30 (83.90-86.30 m - P4 Zone), Byala 2b Section (NP1-NP3 Zones), the Byala Reka and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene).

Lenticulina degolyeri (Plummer, 1926)

Plate I, Fig.3

1951. Robulus degolyeri (Plummer); Cushman, p. 14, pl. 3, figs. 21, 22.

1964. *Robulus degolyeri* (Plummer); Pozaryska, p. 540, pl. 1, fig. 22.

1965. *Robulus degolyeri* (Plummer); Pozaryska, p. 62, pl. 7, fig. 4.

1971. *Lenticulina degolyeri* (Plummer); Каптаренко-Черноусова, с. 107, табл. 6, фиг. 2.

1976. *Lenticulina degolyeri* (Plummer); Aubert, Berggren, p. 414, pl. 2, fig. 14.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

Material. Byala Formation (26 specimens), Emine Formation (1 specimen).

Description. Test is slightly elongated, moderately laterally flattened. Chambers are triangular, slightly curved backwards, gradually increasing in size. Sutures are clear, slightly elevated and curved around the central boss. Periphery bears narrow translucent keel. Apertural surface is slightly convex, aperture is terminal, radiate.

Distribution. The species is known from the Paleocene of the USA, Poland, Tunisia, Ukraine.

Occurence. <u>Byala Formation</u>: C-12 (264.00 m – Lower Paleocene), C-29 (474.30 m - P5 Zone), C-30 (99.50 m - P5 Zone), Byala 2b Section (NP2-NP3 Zones); <u>Emine Formation</u>: a sample from the geological mapping (Paleocene).

Lenticulina disca (Brotzen, 1948)

Plate I, Fig. 4

1948. Robulus discus n. sp.; Brotzen, p. 42, pl. 7, figs. 3-5, text-fig. 7.

1957. *Robulus discus* Brotzen; Pozaryska, p. 130, text-fig. 29.

1965. *Planularia discus* (Brotzen); Pozaryska, p. 67, pl. 5, fig. 5.

1971. *Lenticulina discus* (Brotzen); Каптаренко-Черноусова, с. 101, табл. 5, фиг. 7.

Nomenclature. The holotype (S. G. U. No. 2226) is from the Paleocene of Sweden (Klagshamn conglomerate). It was figgured by Brotzen (1948, pl. 7, fig. 4).

Material. Byala Formation (2 specimens).

Description. Test is strongly laterally flattened, composed of low triangular chambers. Sutures are slightly depressed, curved backwards. Central boss is small-sized, convex. Surface is smooth. Aperture is not visible because of the poor preservation of the specimens.

Distribution. The species is known from the Upper Cretaceous of Poland, the Paleocene of Sweden, Danemark, Poland, Australia.

Occurence. Byala 2b Section(NP2-NP3 Zones).

Lenticulina inornata (d'Orbigny, 1846)

Plate I, Fig. 5

1846. *Robulina inornata* d'Orbigny; d'Orbigny, p. 102, tab. 4, fig. 25, 26.

1846. *Robulina simplex* d'Orbigny; d'Orbigny, p.103, tab. 4, fig. 27, 28.

1846. *Robulina austriaca* d'Orbigny; d'Orbigny, p. 103, tab. 5, fig. 1, 2.

1846. *Robulina intermedia* d'Orbigny; d'Orbigny, p. 104, tab. 5, fig. 3, 4.

1866. Cristelaria inornata d'Orb.; Reuss, S. 144.

1942. *Robulina (Cristelaria) inornata* d'Orb.; Бакалов, с. 11, табл. 3, фиг. 10.

1944. *Cristelaria (Robulus) inornata* (d'Orbigny); Ten Dam, S. 88.

1953. *Cristelaria inornata* (Orbigny); Субботина, с. 156, табл. 1, фиг. 1.

1959. *Robulus inornatus* d'Orbigny; Станчева, с. 153, табл. 5, фиг. 8.

1969. *Robulus inornatus* d'Orbigny; Краева, Зернецкий, с. 59, табл. 21, фиг. 1.

1971. *Lenticulina inornata* (d'Orbigny); Каптаренко-Черноусова, с. 108, табл. 7, фиг. 1, 2.

1985. *Lenticulina inornata* (d'Orbigny); Papp, Schmidt, p. 43, pl. 31, figs. 6-8.

1998. *Lenticulina inornata* (d'Orbigny); Rögl in Cicha et al., p. 110, pl. 23, fig. 1.

Nomenclature. The lectotype (GBA Coll. No. 1981/03/120) was designated by Papp, Schmidt (1985, pl. 31, fig. 7). The species was first described from the Badenian of the Viena Basin.

Material. Byala Formation (over 400 specimens), Emine Formation (25 specimens).

Remarks. The species was described from the Upper Eocene of the North-East Bulgaria (Станчева, 1959) and the Miocene of the North Bulgaria (Бакалов, 1942). I accept the Papp, Schmidt's (1985) revision according to which *L. simplex* d'Orb., *L. austriaca* d'Orb., *L. intermedia* d'Orb. are sinonimous with *L. inornata* d' Orbigny.

Distribution. The species is known from the Paleocene of Danemark, Sweden, the Netherlands, Arkansas, East Kamchatka, the Eocene of the Netherlands, the Upper Eocene of Hungary, Ukraine, North Caucasus, the Oligocene of Hungary, the Miocene of Bavaria.

Occurence. <u>Byala Formation</u>: C-11 (191.60-247.00 m - P1c Zone), C-12 (167.00- 169.70 m – Lower Paleocene, 204.00-289.20 m - P1c Zone, 296.10-303.40 m - P1b Zone), C-21 (22.00-38.50 m - P1b Zone), C-23 (271.20 m - P1b Zone), C-24 (40.00 m - P2 Zone), C-28 (56.90 m - P1c Zone), C-29 (433.50-476.30 m - P5 Zone), C-30 (83.90-86.30 m - P4 Zone, 99.50 m - P5 Zone), Byala 1 (NP3-NP5 Zones), Byala 2b (NP1-NP3 Zones), and Byala 2c(NP1-NP2 Zones) Sections, the Byala Reka and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene); <u>Emine Formation</u>: Emona section (NP1 Zone).

Lenticulina macrodisca (Reuss, 1862)

Plate I, Fig.6

1862. *Cristelaria macrodisca* m.; Reuss, S. 78, Taf. 9, Fig. 5. 1928. *Lenticulina macrodisca* (Reuss); White, p. 198, pl. 28, fig. 7.

1959. *Lenticulina macrodisca* (Reuss); Станчева, с. 136, табл.1, фиг. 4.

Nomenclature. Holotype is the specimen figgured by Reuss (1862, Taf. 9, Fig. 5). The species was first described from the Upper Cretaceous of North Germany.

Material. Byala Formation (1 specimen).

Remarks. The species was described from the Upper Cretaceous of North-East Bulgaria (Станчева, 1959).

Distribution. It is known from the Upper Cretaceous of Mexico (Velasco Shale), North Germany, Poland, the Paleocene of Venezuela, the Upper Paleocene and Lower Eocene of Turkmenia.

Occurence. Byala 2b Section(NP3 Zone).

Lenticulina ovalis (Reuss, 1845)

Plate I, Fig. 7

1845. *Cristelaria ovalis* Reuss; Reuss, S. 23, Taf. 8, Fig. 49, Taf. 12, Fig. 19, Taf. 13, Fig. 60-63.

1953. Lenticulina ovalis (Reuss); Hagn, S. 36, Taf. 3, Fig. 6.

1959. *Lenticulina ovalis* (Reuss); Станчева, с. 141, табл. 4, фиг. 4.

1971. *Lenticulina ovalis* (Reuss); Каптаренко-Черноусова, с. 105, табл. 6, фиг. 3.

Nomenclature. I have no data about the holotype. The species was first described from the Upper Cretaceous of Central Europe.

Material. Byala Formation (9 specimens), Emine Formation (5 specimens).

Remarks. The species was described from the Upper Cretaceous of North-East Bulgaria (Станчева, 1959).

Distribution. It is known from the Upper Cretaceous of West and central Europe, the Paleocene of Ukraine.

Occurence. <u>Byala Formation</u>: C-12 (303.40 m - P1b Zone), C-30 (86.30 m - P4 Zone), Byala 2b Section (NP1-NP3 Zone), the Byala Reka and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene); <u>Emine Formation</u>: Kochan Section (P1c Zone); samples from the geological mapping (Paleocene).

Lenticulina pseudomamilligera (Plummer, 1926)

Plate I, Fig.8

1946. Robulus pseudo-mamilligerus (Plummer); Cushman, Todd, p. 47, pl. 7, fig. 10.

1951. Robulus pseudo-mamilligerus (Plummer) Cushman; Cushman, p. 13, pl. 4, figs. 1-5.

1962. *Robulus pseudomamilligerus* (Plummer); Hillebrandt, S. 55, Taf. 3, Fig. 17.

1965. *Robulus pseudo-mamilligerus* (Plummer); Pozaryska, p. 63, pl. 7, fig. 1.

1965. *Robulus pseudomamilligerus* (Plummer); McGowran, p. 27, text-fig. 2 (8).

1969. *Lenticulina mamilligera* Karrer; Краева, Зернецкий, с. 56, табл. 19, фиг. 4.

1971. *Lenticulina pseudomamilligera* (Plummer); Каптаренко-Черноусова, с. 109, табл.6, фиг. 1, табл. 10, фиг. 4.

1976. *Lenticulina pseudomamilligera* (Plummer); Aubert, Berggren, p. 415, pl. 3, fig. 2.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

Material. Byala Formation (over 250 specimens), Emine Formation (26 specimens).

Description. Test is slightly elongated, laterally flattened, composed of low triangular chambers gradually increasing in size. The last whorl comprises 6-11 chambers. Sutures are slightly elevated, branching at the peripheral area. Central boss is irregular or indistinct. Periphery with narrow thin keel. Apertural surface is slightly convex, elongated, bordered with narrow edges. Aperture is terminal, radiate.

Remarks. There are variations in the chamber number and the test inflation.

Distribution. The species is known from the Paleocene of North America, Ukraine, Austria, Australia, Tunisia.

Occurence. <u>Byala Formation</u>: C-12 (204.00-219.00 m - P1c Zone, 296.40-303.40 m - P1b Zone), C-23 (271.20 m - P1b Zone), C-25 (41.00 m - P1b Zone), C-28 (15.00 m - P2 Zone), C-29 (365.00 m - P3 Zone, 395.20-420.60 m - P4 Zone, 433.50-476.20 m - P5 Zone), C-30 (83.90-86.30 m - P4 Zone, 99.50-107.90 m - P5 Zone), Byala 1(NP3-NP5 Zones), Byala 2b (NP1-NP3 Zones), and Byala 2c (NP1-NP2 Zones) Sections, the Byala Reka and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene); <u>Emine Formation</u>: Kochan (P1c Zone), Emona (NP1 Zone), and Banya-Southwest (Lower Paleocene) Sections; samples from the geological mapping (Paleocene).

Lenticulina turbinata (Plummer, 1926)

Plate I, Fig. 9

1956. *Robulus arcuato-striatus* (Hantken); Hagn, S. 127, Taf. 11, Fig. 4.

1971. *Lenticulina klagshamensis* (Brotzen); Каптаренко-Черноусова, с. 103, табл. 5, фиг. 6 (with synonymy).

1976. *Lenticulina turbinata* (Plummer); Aubert, Berggren, p. 415, pl. 3, fig. 4.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

Material. Byala Formation (38 specimens).

Description. Test is moderately laterally flattened. The last whorl is composed of 7-8 chambers gradually increasing in size. Sutures are slightly elevated, curved backwards. Keel is narrow, sharp. Central boss is convex. Apertural surface is narrow, bordered with narrow lips. Aperture is terminal, radiate. *Distribution*. The species is known from the Paleocene of Central Europe, Sweden, Ukraine, Texas, New Jersey, Tunisia, the Eocene of Turkmenia, the Oligocene of Hungary, deep-sea cores in the Atlantic.

Occurence. C-25 (26.40 m - P1b Zone), Byala 2b Section (NP2 Zone).

Lenticulina velascoensis White, 1928

Plate I, Fig. 10

1928. Lenticulina velascoensis n. sp.; White, p. 199, pl. 28, fig. 8.

1959. *Robulus velascoensis* (White); Станчева, с. 159, табл. 8, фиг. 6.

1962. *Robulus velascoensis* (White); Hillebrandt, S. 55, Taf. 3, Fig. 20, 21 (with synonymy).

Nomenclature. The holotype (Columbia University Paleo. Coll. No. 19 884) is from the Paleocene of Mexico (Tampico embayment, locality No. 33).

Material. Byala Formation (40 specimens), Emine Formation (14 specimens).

Remarks. The species was described from the Upper Cretaceous of North-East Bulgaria (Станчева, 1959).

Distribution. It is known from the Upper Cretaceous of Trinidad, the Paleocene of Mexico, California, Central Europe, Georgia, the Upper Eocene of Italy and Panama. It was also established in the deep-sea cores in the Atlantic (Paleocene).

Occurence. <u>Byala Formation</u>: C-12 (203.00-287.00 m - P1c Zone), C-23 (130.50 m - P3 Zone), C-24 (23.00 m - P3 Zone), C-29 (433.50 m - P5 Zone), C-30 (107.90 m - P5 Zone), Byala 1(NP3 Zones), and Byala 2b, (NP1-NP3 Zones) Sections, the Byala Reka and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene); <u>Emine Formation</u>: samples from the geological mapping (Paleocene).

Lenticulina vortex (Fichtel&Moll, 1798)

Plate I, Fig. 11

1846. *Robulina imperatoria* d'Orbigny; d'Orbigny, p. 104, tab. 105, fig. 5, 6.

1926. Cristelaria sp.?; Cushman, p. 601, pl. 19, figs. 11, 14.

1928. *Lenticulina vortex* (Fichtel and Moll); White, p. 199, pl. 28, fig. 9.

1946. *Robulus vortex* (Fichtel and Moll); Cushman, p. 6, pl. 1, figs. 3, 4.

1959. *Robulus vortex* (Fichtel and Moll); Станчева, с. 158, табл. 13, фиг. 5.

1962. *Robulus* cf. *vortex* (Fichtel and Moll); Hillebrandt, S. 56, Taf. 3, Fig. 22.

1985. *Lenticulina vortex* (Fichtel&Moll); Papp, Schmidt, p. 44, pl. 33, figs. 4-8.

1998. *Lenticulina vortex* (Fichtel&Moll); Rögl in Cicha et al., p. 110, pl. 23, fig. 2.

Nomenclature. I have no data about the holotype. Cushman (1946) refigured the original Fichtel and Moll's (1798) images.

Material. Byala Formation (83 specimens).

Remarks. The species was described from the Upper Eocene of North-East Bulgaria (Станчева, 1959). I accept the Papp, Schmidt's (1985) revision according to which *L. imperatoria* (d'Orbigny) is sinonimous with *L. vortex* (Fichtel and Moll).

Distribution. The species is known from the Paleocene of Trinidad, East Kamchatka, the Oligocene of Hungary, from Paleogene to recent sediments in Germany, Italy, Mexico, the Viena Basin.

Occurence. C-12 (204.00-287.90 m - P1c Zone, 296.10 m -P1b Zone), C-28 (15.00 m - P2 Zone, 513.00 m - P3 Zone), C-29 (420.60 m - P4 Zone, 433.50-476.30 m - P5 Zone), C-30 (107.90 m - P5 Zone), Byala 1 (NP3 Zone), and Byala 2b (NP2-NP3 Zones) Sections, the Byala Reka and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene).

Lenticulina wilcoxensis (Cushman&Ponton, 1932)

Plate I, Fig. 12

1932. *Robulus wilcoxensis* Cushman and Ponton, n. sp.; Cushman and Ponton, p. 52, pl. 7, fig. 3.

1951. *Robulus wilcoxensis* Cushman and Ponton; Cushman, p. 15, pl. 4, fig. 17.

1962. "*Darbyella*" sp. H; Ebensberger, S. 62, Taf. 6, Fig. 8, 9. 1962. *Robulus wilcoxensis* Cushman and Ponton; Hillebrandt, S. 56, Taf. 3, Fig. 24.

1965. *Robulus wilcoxensis* Cushman and Ponton; Pozaryska, p. 65, pl. 7, fig. 2, pl. 8, fig. 3.

1971. *Lenticulina wilcoxensis* Cushman et Ponton; Каптаренко-Черноусова, с. 99, табл. 5, фиг. 2.

Nomenclature. The holotype (Cushman Coll. No. 16186) is from the Eocene of Alabama.

Material. Byala Formation (9 specimens), Emine Formation (1 specimen).

Description. Test is laterally flattened, close-coiled excluding the last 1-2 chambers, that are uniserialy arranged. The last whorl is composed of 9-10 chambers separated by flush or slightly depressed sutures, curved backwards and branching at the peripheral area. Periphery is acute. Aperture is terminal, radiate.

Distribution. The species is known from the Paleocene of the USA, Poland, the Alps, the Upper Eocene of the USA. It was also established in the deep-sea cores from the Atlantic (Paleocene).

Occurence. Byala Formation: C-12 (219.20 m - P1b Zone), C-30 (86.30 m - P4 Zone, 107.90 m - P5 Zone), Byala 2b Section (NP2 Zone), the Byala Reka Valley (Paleocene); <u>Emine Formation</u>: Kochan Section (P1c Zone).





Lenticulina clypeiformis d'Orbigny, 1846. Byala Formation, Byala 2b Section, Lower Paleocene, NP3 Zone, sample 52b-13; SEMx93
Lenticulina cultrata (Montfort, 1808). Byala Formation, C-30, 99.50 m, Upper Paleocene, P5 Zone, sample C-30-14; SEMx85
Lenticulina degolyeri (Plummer, 1926). Byala Formation, C-25, 40.40 m, Lower Paleocene, P1b Zone, sample C-25-6; SEMx150
Lenticulina disca (Brotzen, 1948). Byala Formation, C-12, 268.50 m, Lower Paleocene, P1c Zone, sample C-28-2; SEMx143
Lenticulina inornata (d'Orbigny, 1846). Byala Formation, C-28, 16.00 m, Middle Paleocene, P2 Zone, sample C-28-2; SEMx156
Lenticulina macrodisca (Reuss, 1863). Byala Formation, C-12, 303.40 m, Lower Paleocene, NP2 Zone, sample C-12-111; SEMx997
Lenticulina pseudomamilligera (Plummer, 1926). Byala Formation, C-25, 40.40 m, Lower Paleocene, P1b Zone, sample C-25-6; SEMx150
Lenticulina turbinata (Plummer, 1926). Byala Formation, C-25, 26.40 m, Lower Paleocene, P1b Zone, sample C-25-3; SEMx150
Lenticulina velascoensis White, 1928. Byala Formation, C-25, 26.40 m, Lower Paleocene, P1b Zone, sample C-25-3; SEMx178
Lenticulina velascoensis White, 1928. Byala Formation, Byala 2b Section, Lower Paleocene, NP3 Zone, sample C-25-3; SEMx178
Lenticulina velascoensis White, 1928. Byala Formation, C-30, 88.70 m, Upper Paleocene, P4 Zone, sample C-30-10; SEMx221
Lenticulina vilcoxwnsis (Cushman&Ponton, 1932). Byala Formation, Byala 2b Section, Lower Paleocene, NP2 Zone, sample C-30-10; SEMx156
Lenticulina vilcoxwnsis (Cushman&Ponton, 1932). Byala Formation, Byala 2b Section, Lower Paleocene, NP2 Zone, sample 52b-9; SEMx93

References

- Aubert, T, W. A. Berggren. 1976. Paleocene benthic foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of Tunusia.-*Bull. Centre Res. Pau - SNPA*, 10, 2, 379-469.
- Brotzen, F. 1948. The Swedish Paleocene and its Foraminiferal Fauna.- Sverig. Geol. Unders., Ser. C 493, 4, 2, 3-140.
- Cushman, J. A. 1926. The Foraminifera of the Velasco Shale of the Tampico Embayment.- *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 10, 581-612.
- Cushman, J. A. 1946. The Species of Foraminifera Named and Figgured by Fichtel and Moll in 1798 and 1803.- *Cushman Lab. For. Res.*, *Sp. Publ.*, *17*, 15p.
- Cushman, J. A. 1951. Paleocene Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and Adjacent Areas.-*Geol. Survey Prof. Paper*, 232, 1-75.
- Cushman, J. A., G. Ponton. 1932. An Eocene Foraminiferal Fauna of Wilcox Age from Alabama.- *Contrib. Cush. Lab. For. Res.*, 8, 3, 51-72.
- ten Dam, A. 1944. Die stratigraphische Gliederung des Niederländischen Paläocäns und Eozäns nach Foraminiferen (mit Ausnahme von Sud-Limburg).- *Meded. Geol. Sticht., ser. C -V, 3,* 5-142.
- Ebensberger, H., 1962. Stratigraphische und mikropalaeontologische untersuchungen in der Aachener Oberkreide, besonders der Maastricht-Stufe.-*Palaeontographica*, A, 120, 1-120.
- Hagn, H. 1953. Die Foraminiferen der Pingswanger Schichten (Untres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der helwetischen Oberkreide Sudbayerns.-Palaeontographica, 104, A, 1-119.
- Hillebrandt, A. 1962. Das Paleozan und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg.- Bayer. Acad. Wiss., math-natw. Cl., Abh., (N. F.), 108, 1-192.
- Ivanov, M., K. Stoykova. 1994. Cretaceous/Tertiary boundary in the area of Bjala, Eastern Bulgaria - biostratigraphical results.- *Geol. Balc.*, 24, 6, 3-22.
- Juranov, S. 1983. Planctonic foraminiferal zonation of the Paleocene and the Lower Eocene in part of East Balkan Mountains.- *Geol. Balc.*, *13*, 2, 59-73.
- Loeblich, A., H. Tappan. 1988. *Foraminiferal genera and their classification*. New York, Van Nostrand Reinhold C. 970p.
- McGowran, B. 1965. Two Paleocene Foraminiferal Faunas from the Wangerrip Group, Pebble Point Coastal Section, WesternVictoria.- *Proc. Royal Soc. Victoria*, 79, 1, 9-74.
- Orbigny, A. 1846. Foraminifères fossiles du bassin Tertiaire de Vienne. Paris, Gide et Comp., 312 s.
- Papp, A., A. E. Schmidt. 1985. Die fossilen Foraminiferen des Tertiären Becken von Vien. Revision der Monographie von Alcide d'Orbigny (1846).- Abh. Geol. Bundesanstalt, 37, 310 p.
- Pozaryska, K. 1957. Lagenidae du Crétacé Supérior de Pologne.- Palaeont. Polonica, 8, 190 p.

- Pozaryska, K. 1964. On some Foraminifera from the Boryszew Boring (Central Poland).- *Acta Palaeont. Polonica*, *9*, 4, 539-548.
- Pozaryska, K. 1965. Foraminifera and Biostratigraphy of the Danian and Montian in Poland.- *Paleont. Polonica*, *14*, 156p.
- Reuss, A. E. 1845. *Die Versteinerungen der Bömischen Kreideformation.-* 1 Teil, 1-58, Stuttgart.
- Reuss, A. E. 1862. Die Foraminiferen des Norddeutschen Hils und Gault.- Sitz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw., Kl., 46, 5-100.
- Reuss, A. E. 1866. Über die Foraminiferen, Antozoen und Bryozoen des deutschen Septarienthones.- Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 25, 117-238.
- Rögl, F. 1998. Taxonomical Index.- In: Cicha, I., F. Rögl, C. Rupp, J. Ctyroka (eds.), Oligocene - Miocene foraminifera of the Central Paratethys.- *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*, 549, 78-136.
- Sinnyovsky, D. 2001. Periodites from the Cretaceous-Tertiary boundary interval in several sections from East Bulgaria.-*C. R. Acad. bulg. Sci., 54*, 4, 65-70.
- Sinnyovsky, D., K. Stoykova. 1995. Cretaceous/Tertiary boundary in the Emine Flysh Formation, East Balkan, Bulgaria: nannofossil evidences.- C. R. Acad. bulg. Sci.,48, 3, 45-48.
- Sinnyovsky, D., A. Sultanov. 1994. Biostratigraphy and Sedimentology of the Emine Flysh Formation in the nearshore part of the East Balkan.- C. R. Acad. bulg. Sci., 47, 1, 73-76.
- Valchev, B. 2003a. Two Types of Paleocene Benthic Foraminiferal Assemblages from the Coastal Part of East Stara planina.- *C. R. Acad. bulg. Sci.,* 56, 3, 43-47.
- Valchev, B. 2003b. Paleocene Benthic Foraminiferal Assemblages from the Coastal Part of East Stara planina.-*Год. СУ, Геол.-геогр. ф-т., 96*, Кн. 1 – Геология. (in press)
- White, M. P. 1928. Some Index Foraminifera of the Tampico Embayment Area of Mexico. Part I.- *J. Paleont., 2*, 177-215.
- Бакалов, П. 1942. Тортонска фораминиферна фауна от Северна България.- Год. СУ, ФМФ, 38, 1, 1-21.
- Джуранов, С. 1994. Палеоценски планктонни фораминифери от типовата област на Еминска флишка свита.- Палеонт. стратигр. и литол., 30, 1-30.
- Каптаренко-Черноусова, О. К. 1971. Палеоценові нодозарііді північно-східноі Украіни.- Киів, "Науковая думка", 147 с.
- Краева, Е. Я., Б. Ф. Зернецкий. 1969. Фораминиферы палеогена Украины.- Палеонтол. сборник, 3, 197 с.
- Станчева, М. 1959. Lenticulina и Robulus от кредата и терциера в Североизточна България.- *Тр. геол. Б-я, сер. палеонт.,* 1, 115-228.
- Субботина, Н. Н. 1953. Верхнееоценовые лягениды и булиминиды юга СССР. В: *Микрофауна СССР, Тр. ВНИГРИ*, 6, 115-283.

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и палеонтология", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 57-62

CHALCOPHANITE AND CORONADITE FROM AU-POLYMETALLIC MADJAROVO DEPOSIT, EASTERN RHODOPES

M. Vassileva¹, S. Dobrev², B. Kolkovski³

^{1, 2} University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: marvas@mgu.bg; sergey@mgu.bg

³ Sofia University "St. Kliment Ohridski", 1164 Sofia

ABSTRACT. Chalcophanite and coronadite are considered as quite rare minerals of mainly supergene origin. Reported findings of these minerals in our country are comparatively limited.

Chalcophanite and coronadite are determined during investigation of oxidised ore samples from Madjarovo deposit, Patronkaya sector, ore vein No 5 in association with quartz, hetaerolite, pyrolusite, goethite and other Fe and Mn oxides and hydroxides. Studies carried out include optical investigation in polarised reflected light, powder diffraction analyses, quantitative microprobe analyses and infrared spectroscopy.

Chemical composition of chalcophanite from Madjarovo deposit is very close to the theoretical one. No isomorphic presence of Fe, Mg, Ni, or other elements is established. Content of ZnO varies from 18.3 to 19.2 weight %. Infrared spectrum data registered confirm layered structure of the chalcophanite, as reported by other authors (Wadsley, 1955; Post and Appleman, 1988).

Content of PbO in the coronadite studied is from 26.6 to 28.8 weight %.

Chalcophanite and coronadite are observed in close association in the oxidised zone of Madjarovo deposit. As source of Pb and Zn for forming these minerals primary sphalerite and galena from sulphide ores could be accepted.

ХАЛКОФАНИТ И КОРОНАДИТ ОТ АU-ПОЛИМЕТАЛНОТО НАХОДИЩЕ МАДЖАРОВО, ИЗТОЧНИ РОДОПИ

М. Василева¹, С. Добрев², Б. Кольковски³

^{1, 2} Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: marvas@mgu.bg; sergey@mgu.bg

³ Софийски университет "Св. Климент Охридски", 1164 София

РЕЗЮМЕ. Халкофанитът и коронадитът се считат за твърде редки минерали с преобладаващо супергенен произход. Данните за находки на тези минерали в страната ни са сравнително ограничени.

При изследването на образци от окислени руди от находище Маджарово, участък Патронкая, рудна жила 5, халкофанит и коронадит са установени в тясна асоциация с кварц, хетеролит, пиролузит, гъотит и други Fe и Mn оксиди и хидроксиди. За изучаване на минералите са проведени микроскопски изследвания в отразена светлина, рентгеноструктурни анализи, количествени рентгеноспектрални микроанализи и инфрачервена спектроскопия.

Химизмът на халкофанита от находище Маджарово е близък до теоретичния състав на минерала. Не се установява наличие на изоморфни примеси от Fe, Mg, Ni или други елементи. Съдържанието на ZnO варира от 18.3 до 19.2 тегл.%. Регистрираният инфрачервен спектър потвърждава слоистата структура на халкофанита, описана в литературата от предишни изследователи (Wadsley, 1955; Post and Appleman, 1988).

В изследвания коронадит съдържанието на PbO е от 26.6 до 28.8 тегл.%.

Халкофанитът и коронадитът се наблюдават в тясна асоциация в окислителната зона на находище Маджарово. Като източници на Zn и Pb за образуването на минералите, са послужили сфалеритът и галенитът от първичните полиметални руди в находището.

Introduction

Chalcophanite and coronadite are considered as quite rare mineral phases. Findings of these minerals are reported in some Pb-Zn deposits in Central and Eastern Rhodopes and Kremikovtsi iron deposit. Chalcophanite is determined in Pb-Zn deposits Eniovtche, Kechikaya (data of N. Zidarov, after Kostov et al., 1964), Vurba (Kolkovski, 1966), Madjarovo (data of B. Kolkovski, after Kostov et al., 1964) and Kremikovtsi iron deposit (Atanasov et al., 1990). Coronadite is observed in deposits Vurba (Kolkovski, 1966), Madjarovo (Kolkovski et al., 1974) and Kremikovtsi (Radonova et al., 1964; Vassileva, 1986). Mineral phases are determined mainly using X-ray data, only chemical composition of chalcophanite from Kremikovtsi is studied (Atanasov et al., 1990).

Chalcophanite and coronadite in close association with quartz, goethite, hetaerolite, pyrolusite and other Mn and Fe

oxides and hydroxides are determined in oxidized ore from Madjarovo deposit (ore vein No 5). These two minerals are targets of recent study – determining their morphological and paragenetic peculiarities, optical properties, chemical composition, thermal behavior and IRS characteristic.

Gold – base metal deposit Madjarovo, related to the core of Oligocene volcano-plutonic structure is situated in the river Arda valley in the Eastern Rhodopes. Low-sulphidation epithermal veins are localized mainly along radial faults. Ore veins are quartz, quartz-barite and quartz-calcite in composition with different content of sulphide minerals. Oreforming processes are polyphase. Different authors describe various stages of mineralization (Radonova, 1960; Atanasov, 1962; Kolkovski, 1971 – after Breskovska et al., 1976; Breskovska, Gergelchev, 1988; Breskovska, Tarkian, 1993). Kolkovski et al. (1974) describe following hypogene stages: quartz-specularite, quartz-chalcopyrite, quartz-galenasphalerite, quartz-chalcedony-barite and calcite. In the oxidized zone of the deposit over 50 supergene mineral phases are determined – goethite, Mn oxides and hydroxides, phosphates, carbonates, sulphates and other.

Material and Methods

Reflected polarized light observations are made on microscopes NU-2 and Amplival-pol-U, photos taken by digital Panasonic CCD colour camera, fitted on NU-2. Quantitative microprobe analyses were accomplished using scanning electron microscope JEOL JSM 35 CF with Tracor Northern TN 2000 EDEX system in the laboratory of EUROTEST Plc., Sofia. Following standards were used: for Mn, Fe, Zn - pure metals, for Mg, Ca, Si - diopside, for K - biotite, for Al corundum, for Pb - PbTe. Oxygen and water are calculated as difference to 100 %. X-ray powder diffraction patterns are obtained on DRON-1 diffractometer (CuK α , Ni filter) and TUR-M-60 equipment (Ø 57.3 mm camera) in UMG "St Ivan Rilski" and Sofia University "St. Kliment Ohridski". DTA curves are registered on "Derivatograph" device. Infrared spectrum is registered on infrared spectrophotometer UR-20 (Karl Zeiss) within regionn 400-4000 cm⁻¹, using prisms of LiF (3000-4000 cm⁻¹), NaCl (700-1800 cm⁻¹) and KBr (400-700 cm⁻¹).

Results and Discussion

Chalcophanite

Mode of occurrence

Chalcophanite is determined in samples from oxidizing zone of quartz-sulphide veins (ore vein No 5) in close association with quartz, Fe and Mn oxides and hydroxides (goethite, coronadite, cryptomelane-coronadite, hetaerolite, pyrolusite), clay minerals and calcite. The mineral forms rosette-like, spherullitic, radiate-fibrous, bundle-like and fan-shaped aggregates of fine glittering black crystals. Crusts of cellular aggregates, formed by platy chalcophanite individuals, with basal pinacoids oriented transverse to the basement of Fe and Mn hydroxides (goethite, coronadite or hetaerolite) are also observed. In some cases on the surface of chalcophanite aggregates white or pale brown (coloured by Fe hydroxides) tarnish of clay minerals is observed. In some cases chalcophanite is facing as crustification vugs in oxidized ore.

Chalcophanite individuals are shortened along *c*-axes and represent platy $\{0001\}$ pseudohexagonal crystals with size up to 1 mm and thickness to $20 - 40 \ \mu$ m.

Observed in polarized reflected light the mineral is white, white-greyish to grey in colour, with very strong anisotropy and distinct bireflectance. Chalcophanite shows red internal reflexes. It is observed as flaky, fan-shaped and radial-fibrous aggregates, in some cases corroding quartz (Fig. 1 A, B). Platy and elongated prismatic grains (crosscuts parallel to the *c*axes) in some cases with well expressed cleavage (Fig. 1 C, D), as well as lattice-like aggregates (cellular binded platy crystals in crosscuts parallel to the *c*-axes) also present (Fig. 1 E, F). Several generations of chalcophanite are established. Overgrowth of late radial-fibrous or bundle-like aggregates of chalcophanite on unraveled border of coarse platy (along {0001}) chalcophanite crystals is observed (Fig. 1 G), as well as fine-flaked and fan-shaped aggregates over coarse platy chalcophanite individuals (Fig. 1 H). The mineral is often associated with coronadite and hetaerolite and in some cases with pyrolusite and is the latest formed mineral phase, compared with mentioned minerals.

Chemical composition

Published crystallochemical formulas of chalcophanite show significant differences (Dana et al., 1946; Wadsley, 1955; Frenzel, 1980; Ostwald, 1985, 1987; Grice et al., 1994; Post, 1999 and others). Theoretical formula, according to Wadsley (1955) is ZnMn₃O₇.3H₂O, but most of the research-workers presume presence of Mn²⁺ cations replacing isomorphically Zn²⁺ in the chalcophanite crystal structure (Ostwald, 1985). Variation in composition of chalcophanite are mentioned by number of investigators (Radtke et al., 1967; Frenzel, 1980; Ostwald, 1981, 1984, 1985, 1987). In typical ("normal") chalcophanite content of ZnO is within 18 to 22 wt. % (Frenzel, 1980). Zn deficit varieties (ZnO up to 5.5 wt. %) are reported (Ostwald, 1984, 1985). Ostwald (1987) reported microinhomogeneity in mineral composition, observed in basal sections of chalcophanite monocrystals. The author described sectors with size tens of µm depleted in or lacking Zn among "normal" chalcophanite matrix. The heterogeneity observed most probably is due to non-equilibrium physical-chemical conditions during the crystal growth (Ostwald, 1987).

Findings of mineral phases with chalcophanite structure and high content of Ag, Mg and Ni are reported, such as Agbearing chalcophanite (aurorite) containing 7.5 wt. % Ag₂O and 1.3 wt/ % PbO (Radtke et al., 1967). Potter and Rossman (1979) announced unnamed mineral phase representing Maanalogue of chalcophanite, while Ellias et al., (1981) reported Ni-chalcophanite in lateritic Ni-Co deposits (Murrin Murrin) near Kalgoorlie, Western Australia. Later investigations proved two new mineral species, isostuctural with chalcophanite: jianshuiite – (Mg,Mn)Mn₃O₇.3H₂O (Jambor and Grew, 1994) and ernienickelite - NiMn₃O₇.3H₂O (Grice et al., 1994). Discovery of other new mineral species, isostuctural with chalcophanite is quite possible - position of Zn cations, situated in interlayers could be occupied by another cations with size close Zn ones (Potter and Rossman, 1979; Grice et al., 1994).

Quantitative microprobe analyses of single crystals of chalcophanite individuals and flaky aggregates are provided. Platy crystals (along {0001}), single prismatic crystals with well expressed basal cleavage, as well as slantwise cross-cuts were analysed. The results obtained (Table 1) are close to theoretical composition (Wadsley, 1953). ZnO content varies from 18.31 to 19.15 wt. %. Calculated formulas (Table 1) demonstrate some excess of Mn and deficit of Zn, probably due to presence of small quantity of Mn^{2+} , replacing Zn^{2+} . No isomorphic presence of Fe, Mg, Ni or other elements was determined. In two of analyses low concentrations of Pb (PbO -0.2 wt. %) and K (K₂O -0.09 wt. %) were established.

XRD, Thermal data and IRS

X-ray powder diffraction data for chalcophanite from Madjarovo deposit (Table 2) did not differ significantly from published ones (Grice et al., 1994). In some of the X-ray patterns registered an additional weakly expressed line with d-value 3.10 - 3.13 Å is observed, which is an evidence for coronadite admixture. In the samples studied chalcophanite is often close associating with coronadite.

According to Wadsley (1955) chalcophanite is pseudotrigonal of triclinic symmetry, $P \bar{i}$ space group and theoretical compo-

Vassileva M. et al. CHALCOPHANITE AND CORONADITE ...

sition corresponding to formulae ZnMn₃O₇.3H₂O. Mineral has layered crystal structure, based on layers of edge-shared [MnO₆] octahedra, alternating with layers of Zn cations and water molecules in the stacking sequence: Mn - O - Zn - H₂O - Zn - O - Mn. Detail investigations of single chalcophanite crystals (also including chalcophanite from classic Sterling Hill deposit, New Jersey, USA) carried out by Post and Appleman

(1988) and later by Grice at al. (1994) proved trigonal symmetry of chalcophanite, space group **R** 3, or **R** $\overline{3}$. Standard powder X-ray data for chalcophanite (JCPDS 15-807) are made more precise and re-indexed by Grice et al. (1994). X-ray data obtained are compared with those of Grice et al. (1994) in Table 2.



Fig. 1. Microphotographs, showing morphology of chalcophanite and coronadite from Madjarovo deposit. Reflected polarized light, parallel Nicols. A – Flaky chalcophanite aggregates; B – Quartz individuals (dark grey) corroded by flaky chalcophanite; C – Penetration of platy along {0001} chalcophanite crystal into transverse oriented chalcophanite individuals (crosscuts parallel to the c-axes); D – Aggregates of elongated chalcophanite individuals, in places with well expressed basal cleavage. Bireflectance is well observed. Twinning is visible (right, bottom); E – Lattice-like chalcophanite aggregates (cellular-binded chalcophanite crystals in crosscuts parallel to the c-axes); F – Lattice-like chalcophanite aggregates (crosscut of cellularbinded platy chalcophanite crystals). Bireflectance is well observed. G – Overgrown of late radiate-fibrous and bundle-like chalcophanite aggregates on unraveled edges of platy along {0001} chalcophanite crystal; H – Overgrown of fan-shaped fine-flaked chalcophanite aggregates on platy to flaky chalcophanite crystal, which on its turn had overgrown on goethite aggregate; I – Coronadite, fine-grained aggregate with desiccation cracks; J – Finegrained coronadite aggregate with banded structure among goethite (light bands are from coronadite, darker – from cryptomelane); K – Succession of mineral deposition: goethite \rightarrow coronadite \rightarrow chalcophanite (radiate-fibrous, bundle-like and flaky aggregates); L – Coronadite (light thin rim) formed over pyrolusite and fine prismatic chalcophanite individuals. On coronadite rim coloform aggregates of late hetaerolite and chalcophanite are overgrown

59

Vassileva M. et al. CHALCOPHANITE AND CORONADITE ...

DTA curve of chalcophanite from Madjarovo deposit studied is characterized by quite intensive deep endothermal effect at 200° C and weak endoeffect at 540° C. Thermogramm obtained is quite similar to the thermal data for crystal chalcophanite from Sterling Hill (Dasgupta, 1974 - after Frenzel, 1980). The only difference is absence of low temperature endoeffect at about 100° C. In DTA curve registered the first endoeffect (200° C) corresponds to dehydratation of mineral phase and formation of ZnMn₃O₇, according to Frenzel (1980), while the second endoeffect (540° C) is a result of transition to hataerolite (Zn,Mn)Mn₂O₄.

Table 1.

|--|

No			Oxide	s (wt. %)	
INU	MnO ₂	ZnO	PbO	K ₂ O	H ₂ O	Σ
1	65.83	20.54	-	-	13.63	100.00
2	67.41	19.15	-	-	13.44	100.00
3	67.65	18.48	-	-	13.87	100.00
4	68.75	17.67	-	-	13.58	100.00
5	67.37	18.58	-	0.09	13.96	100.00
6	68.68	17.56	0.20	-	13.56	100.00
7	68.34	18.31	-	-	13.35	100.00
8	67.72	18.37	-	-	13.91	100.00

H₂O is calculated as difference to 100 %

1. Chalcophanite ZnMn₃O₇.3H₂O after Wadsley (1953), cited according to Minerals - Handbook (1967).

2-8. Chalcophanite from Madjarovo deposit.

Crystallochemical formulas:

1 . ZnMn ₃ O ₇ .3H ₂ O	2 . Zn _{0.94} Mn _{3.09} O ₇ .2.97H ₂ O
3. Zn _{0.89} Mn _{3.07} O ₇ .3.04H ₂ O	4. Zn _{0.86} Mn _{3.14} O ₇ .3.00H ₂ O
5. Zn _{0.90} Mn _{3.05} O ₇ .3.05H ₂ O	6. Zn _{0.86} Mn _{3.14} O ₇ .3.00H ₂ O
7. Zno mMn3 14O7.2.96H2O	8. Zno 89Mn 3 07O7.3.04H2O.

Infrared spectrum (IRS) of chalcophanite from Madjarovo deposit (Fig. 2) is quite similar to spectrum of chalcophanite from oxidizing zone of Pb-Zn deposits in Tarnowskie Gory, Silezia, Poland, reported by Kulig (1973). It also corresponds to published standard spectrums of mineral (Potter and Rossman, 1979 a, b; Ostwald, 1984, 1985). In IRS obtained four intense absorption bands in region 400 – 550 cm⁻¹ are observed, with maximums at 445, 475, 502 and 535 cm⁻¹, which, according to Potter and Rossman (1979 a, b) are diagnostic for chalcophanite. Other well expressed absorption bands are also established at 1625 cm⁻¹ (OH – deformations), 3320 and 3400 cm⁻¹ (OH - valency vibrations), indicating presence of water molecules in the crystal structure of mineral. Low intensity absorption bands at 1120 and 1150 cm⁻¹, most probably are in a result of impurities in the sample analysed.

Potter and Rossman (1979 a, b) emphasized, that IRS data confirm layered structure of chalcophanite, as described by other researchers (Wadsley, 1955; Post, Appleman, 1988).

The former authors suggest possibility for discovery of new natural mineral species of chalcophanite group, determined by cation types in interlayers - at positions of Zn²⁺ cations. Confirmation of these prognoses is the discovery of 2 new mineral phases isostructural with chalcophanite - its Ni and Mg analogues respectively, as mentioned above (Grice et al., 1994; Jambor and Grew, 1994).

	ab	le	2.	
、		.	1.1	

XRD data of chalcophanite										
Cł	nalcoph	anite	Chalcophanite, Madjarovo							
(Grio	e et al.	, 1994)	Samp	le 1	Samp	le 2				
d(Å)	I/I₁	hkl	d(Å)	I/I₁	d(Å)	I/I₁				
6.96	10	003	6.91	10	6.90	10				
6.23	1	101	6.27	2	6.21	3				
4.08	5	104	4.10	6	4.08	7				
			3.78	<1	3.82	0.5				
3.50	6	015	3.50	7	3.47	8				
3.32	1	113	3.34	1	3.36	1				
3.23	<1	021	3.13*	4						
2.77	2	024	2.78	3	2.77	3				
2.71	<1	107	2.71	1						
2.57	4	205	2.57	5	2.57	6				
2.46	2	211	2.46	4	2.47	3				
2.41	2	122	2.42	3	2.42	2				
2.24	5	214	2.24	7	2.24	7				
2.13	2	125	2.13	2	2.13	2				
1.986	<1	10 [.] 10	1.984	1	1.981	1				
1.900	3	217	1.907	4	1.910	5				
1.849	1	306	1.851	2	1.850	2				
1.795	2	128, 312	1.796	<1	1.799	4				
1.750	<1	02 [.] 10			1.733	1				
1.715	<1	134	1.718	1						
1.668	1	315	1.665	2	1.669	2				
1.597	4	21.10	1.594	6	1.599	7				
1.563	<1	404	1.557	1	1.560	1				
1.507	1	12 [.] 11	1.504	4	1.505	4				
1.431	3	410	1.431	5	1.434	5				
1.402	<1	413	1.401	2						
1.324	<1	416								
1.308	<1	051								
1.279	1	054								

* - coronadite line

Coronadite

Mode of occurrence

Macroscopically it is observed as dense, massive, black to black-brown aggregates in oxidized ore samples, associating closely with guartz, goethite, hetaerolite, pyrolusite and other Fe and Mn oxides and hydroxides.

The mineral is white in reflected light, with clear strong anisotropy. It forms fine-grained masses in some places with desiccation cracks (Fig. 1 I), fine-fibrous or filiform aggregates. Occasionally the mineral is manifesting zonal structure, marked by alternation of light, almost white bands with high content of Pb (PbO - 30 wt. %) and darker bands of cryptomelane-coronadite (K₂O - 3.4 wt. %) - Fig. 1 J. Thickness of separate strips in zonal coronadite aggregates is up to 70-80 µm. Such a zonality and rhythmic texture of coronadite is described in Bou Tazzoult deposit, Imini, Morocco (Frenzel, 1980). Most often coronadite associates with quartz, goethite and chalcophanite. The mineral is filling vugs and forms overgrowth on goethite, in some places coloform, convergence-zonal aggregates are observed - with fine-banded structure and rhythmic alternation of mentioned above two phases. Often transverse or slantwise oriented fan-shaped, bundle-like and flaky aggregates of chalcophanite form overgrowth on fine-grained or finefibrous coronadite (Fig. 1 K). In some cases coronadite is in close association with pyrolusite and hetaerolite (Fig. 1 L). Coexistence of coronadite and Mn oxide and hydroxides, containing manganese as high valence Mn⁴⁺ cations (pyrolusite), as well as lower valence Mn³⁺ cations (hetaerolite) is an evidence of significant variations in composition of solutions and physical and chemical conditions while forming of supergene mineralization.



Fig. 2. Infrared spectrum of chalcophanite from Madjarovo deposit

Chemical composition

Coronadite belongs to hollandite mineral group, which composition could be summarized with universal formulae Roa _{1.5}Mn⁴⁺Mn³⁺₈O₁₆, where R = Ba, Pb, K, Na (Post, 1999). Isostructural minerals of hollandite group (hollandite, coronadite, cryptomelane, manjiroite) are characterized by tunnel-type structure, based on double chains of edge-shared [MnO₆] octahedra (Turner and Buseck, 1979; Potter and Rossman, 1979; Post and Bisch, 1989; Chukhrov et al., 1989; Post, 1999). The type of prevailing cations with relatively large size, situated in structural tunnels, determines separate mineral species: cryptomelane (K), hollandite (Ba), manjiroite (Na), coronadite (Pb). Natural end-members of this isomorphic group are quite rare, phases studied are with non-persistent composition, due to variation of cations, situated in structural tunnels. It is accepted that in discussed mineral phases manganese is mainly as Mn4+, but some quantity of low valence Mn cations is also present. Recent investigations indicate that low valence Mn cations are of Mn³⁺ type (Post and Bisch, 1989; Post, 1999), not Mn²⁺, as it was assumed by previous researchers. Discussion also occurs on the form of water presence - water molecules or/and hydroxyl group (OH).

Tabl	e 3.
------	------

Micro	probe	anal	yses	of	coronadite	
-------	-------	------	------	----	------------	--

Ovidos		Sa	mples (wt.	. %)		
Oxides	1	2	3	4	5	
MnO ₂	59.38	67.25	68.11	69.72	70.66	
MnO	12.85	-	-	-	-	
PbO	26.88	29.12	28.82	28.72	26.63	
ZnO	-	-	2.88	1.66	1.71	
CuO	-	0.26	-	-	-	
Fe ₂ O ₃	-	0.31	0.19	-	-	
Al_2O_3	-	2.77	-	-	-	
K ₂ O	-	0.01	-	-	0.10	
BaO	-	0.04	-	-	-	
SiO ₂	-	0.20	-	-	-	
Σ	99.11	99.96	100.00	100.10	99.10	
Cations	ions Formula coefficients					

Mn ⁴⁺	6.55	7.00	7.22	7.32	7.36
Mn ²⁺	1.74	-	-	-	-
Fe³⁺	-	0.03	0.02	-	-
Cu ²⁺	-	0.03	-	-	-
Zn ²⁺	-	-	0.33	0.19	0.19
Al ³⁺	-	0.49	-	-	-
Σ	8.29	7.55	7.57	7.51	7.55
Pb ²⁺	1.16	1.18	1.19	1.17	1.08
K⁺	-	-	-	-	0.02
Σ	1.16	1.18	1.19	1.17	1.10

1. Coronadite, Maiskoe deposit, Central Kazakhstan (Minerals –

Handbook, 1967); 2. Coronadite, Imini, Morocco (Perseil, Giovanoli, 1988);

3-5. Coronadite, Madjarovo deposit.

Composition of coronadite from Madjarovo deposit is given in Table 3. Content of PbO varies from 26.63 to 28.82 wt. %. Isomorphic admixtures of $Zn^{2\ast}$ (ZnO – 1.66 to 2.88 wt. %), Fe 3* (Fe $_2O_3$ – 0.19 wt. %) and K * (K $_2O$ – 0.10 wt. %) are determined.

XRD data

Because of absence of suitable for analyses monocrystals and impossibility of separating of homogenous material for X-ray powder diffraction analyses, often in XRD patterns obtained lines of admixture components present (chalcophanite, goethite and quartz). Diagnostic for coronadite intense standard reflexes (Frenzel, 1980; JCPDS 41-596; JCPDS 7-361) with d-values (Å) 3.48-3.49; 3.12-3.13; 2.40 and 2.22 are observed, as well as weak, but also characteristic reflexes with following d-values (Å): 2.16; 1.833-1.835; 1.698; 1.642-1.649; 1.552; 1.543; 1.431; 1.370-1.375; 1.365; 1.299 and 1.237.

Conclusions

Chalcophanite and coronadite are observed in close association in the oxidised zone of Madjarovo deposit. Sources of Pb and Zn for forming these minerals are primary sphalerite

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

and galena from sulphide ores in the deposit. Chalcophanite most often is later formed, than coronadite, due to the higher migration ability of Zn, compared with that of Pb within the oxidizing zone.

References

- Atanasov, V., M. Vassileva, L. Andreeva. 1990. Chalcophanite from Kremikovtsi deposit. – Ann. Higher Inst. of Mining and Geol., 36, 1. Geol., 49-54 (in Bulgarian).
- Breskovska, V., Z. Iliev, B. Mavroudchiev, I. Vapzarov, I. Velinov, P. Nozharov.1976. The Madjarovo ore field. *Geochem., Mineral. and Petrol., 5*; 23-57 (in Bulgarian).
- Breskovska, V., V. Gergelchev. 1988. The Madjarovo ore field. – In: *The lead-zinc deposits in Bulgaria*, Technika, Sofia, 114-127 (in Bulgarian).
- Breskovska, V., M. Tarkian. 1993. Mineralogy and fluid inclusion study of polymetallic veins in the Madjarovo ore field, Eastern Rhodopes, Bulgaria. – *Mineral. and Petrol.*, 49, 103-118.
- Chukhrov, F. V., A. I. Gorshkov, V. A. Drits. 1989. Supergene manganese oxides. – Nauka, Moskow, 208 p. (in Russian).
- Dana, J. D., E. S. Dana, C. Palache, H. Berman, C. Frondel. 1946. THE SYSTEM OF MINERALOGY of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana - Yale University 1837-1892 – Volume 1. New York, J. Wiley and Sons, 834 p.
- Elias, M., M. J. Donaldson, N. Giorgetta. 1981. Geology, mineralogy and chemistry of lateritic nickel-cobalt deposits near Kalgoorlie, Western Australia. – *Econ. Geol.*, 76, 1775-1783.
- Frenzel, G. 1980. The manganese ore minerals. In: *Geology and Geochemistry of Manganese*. (Eds. Varentsov, I. M. and G. Grasselly), Akademiai Kiado, Budapest, I, 25-157.
- Grice, J. D., B. Gartrell, R. A. Gault, J. Van Velthuizen. 1994. Ernienickelite, NiMn₃O₇.3H₂O, a new mineral species from the Siberia complex, Western Australia: Comments on the crystallography of the chalcophanite group. – *Canad. Mineral.*, *32*, 333-337
- Jambor, J. L., E. S. Grew. 1994. New mineral names. Jianshuiite. – Amer. Mineral., 79, 185-189.
- Kolkovski, B. 1966. Secondary zonality in the Vurba lead-zinc deposit (Madan ore area) – *Trav. géol. Bulgarie, Sér.* géochim., mineral. et petrogr., 6; 293-313 (in Bulgarian).
- Kolkovski, B., B. Mavroudchiev, Z. Iliev, V. Gergelchev. 1974. The Madjarovo polymetallic deposit. – In: *Twelve ore deposits of Bulgaria*. (Eds. Dragov, P. and B. Kolkovski), 4th IAGOD Symposium, Varna, Guidebook. Publ. House of Sofia Univ. "St. Kliment Ohridski", Sofia, 192-215.

- Kostov, I., V. Breskovska, J. Minceva-Stefanova, G. N. Kirov. 1964. *The Minerals of Bulgaria*. Publ. House Bulg. Acad. Sci. Sofia; 540 p. (in Bulgarian).
- Kulig, M. 1973. Chalcophanite from the Silesian-Cracovian Zn-Pb deposits. – *Mineralogia Polonica, 4,* 23-36.
- Minerals (*Complex oxides, titanates, niobates, tantalates, antimonates*). *Handbook.* 1967. Nauka, Moskow, 2, 3, 676. (in Russian).
- Ostwald, J. 1981. Some observations on the mineralogy and genesis of chalcophanite. *Mineral. Mag., 44,* 109-111.
- Ostwald, J. 1984. A low zinc chalcophanite from Norseman, Western Australia. – *Mineral. Mag.*, 48, 556-558.
- Ostwald, J. 1985. Some observations on the chemical composition of chalcophanite *Mineral. Mag.*, 49, 752-755.
- Ostwald, J. 1987. Chemical variation in a single crystal of chalcophanite. *Mineral. Mag.*, *51*, 321-325.
- Perseil, E. A., R. Giovanoli. 1988. Sur la variation de la composition ponctuelle des termes de la série isostructural: Cryptomélane-Hollandite-Coronadite et les conditions de gisement. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 68; 113-123.
- Post, J., D. E. Appleman. 1988. Chalcophanite, ZnMn₃O₇.3H₂O: New crystal-structure determinations. – *Amer. Mineral.*, 73, 1401-1404.
- Post, J., D. L. Bish. 1989. Rietveld refinement of the coronadite structure. Amer. Mineral., 74, 913-917.
- Post, J. 1999. Manganese oxide minerals: Crystal structures and economic and environmental significance. – *Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 96,* 3447-3454.
- Potter, R. M., G. R. Rossman. 1979 a. The tetravalent manganese oxides: Identification, hydration, and structural relationships by infrared spectroscopy. *Amer. Mineral.*, 64, 1199-1218.
- Potter, R. M, G. R. Rossman. 1979 b. A magnesium analogue of chalcophanite in manganese-rich concretions from Baja California. – *Amer. Mineral.,* 64, 1227-1229.
- Radonova, T. G., Y. Daskalova, L. Pounev. 1967. Rancieite, coronadite and baidellite – new minerals for the Kremikovtsi iron deposit. – *Bull. Geol. Inst., Geochem., Mineral. and Petrogr., 16*; 127-133. (in Bulgarian).
- Radtke, A. S., C. M. Taylor, D. F. Hewett. 1967. Aurorite, argentian todorokite, and hydrous silver-bearing lead manganese oxide. – *Econ. Geol., 62,* 186-206.
- Turner, S., P. R. Buseck. 1979. Manganese oxide structures and their intergrowths. – *Science*, 203, 1024-1027.
- Vassileva, M. 1986. New data about secondary manganese minerals from the Kremikovtsi mineral deposit. – Ann. Higher Inst. of Mining and Geol., 32, 2; 137-147. (in Bulgarian).
- Wadsley, A. D. 1955. The crystal structure of chalcophanite, ZnMn₃O₇.3H₂O. – *Acta Crystallogr., 8,* 165-172.

Препоръчана за публикуване от Катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 63-67

PETROCHEMICAL FEATURES OF THE LATE ALPINE LATE EXTENSIONAL MAGMATISM IN THE EASTERN RHODOPES

V. Georgiev¹, P. Milovanov²

¹ Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences; 1113 Sofia, e-mail: <u>vladogeo@geology.bas.bg</u>

² Research Institute Geology and Geophysics Ltd

ABSTRACT. During the Paleogene the Rhodope massif was affected by extensional processes that produced a number of metamorphic core complexes (domes). The East Rhodope depression formed between the Central Rhodope dome and Harmanli block. It was an area of intensive magmatism mainly of volcanic facies. Subvolcanic bodies and dikes intruded also the metamorphic core complexes outside the depression. According to K₂O content, the magmatic rocks of the East Rhodope depression belong to the high-potassic calc-alkaline and shoshonitic series. Single analyses of some magmatic complexes plot also in the field of the calc-alkaline and potassic-subalkaline series. Rocks of the shoshonitic series dominate along the peripheral parts of the Rhodope massif, in the Northeastern Rhodope and Zlatoustovo depressions. In Momchilgrad depression, located between the Central Rhodope and Byala Reka domes, rocks of the high-potassic – calc-alkaline series prevail.

Key words: magmatism, magmatic groups and complexes, petrochemistry, metallogenic specialization.

ПЕТРОХИМИЧНИ ОСОБЕНОСТИ НА КЪСНОАЛПИЙСКИЯ МАГМАТИЗЪМ В ИЗТОЧНИТЕ РОДОПИ

В. Георгиев¹, П. Милованов²

¹ Геологически институт, БАН, 1113 София, e-mail: <u>vladogeo@geology.bas.bg</u> ² ница Бологически институт, АП

² НИИ Геология и геофизика АД

РЕЗЮМЕ. Родопският масив през палеогена е подложен на екстензия. В резултат се формират редица ядрени комплекси (куполи). Между Централнородопския и Белоречкия купол и Хармалийския блок се формира Източнородопското понижение. То е арена на интензивен магматизъм, проявен преимуществено във вулкански фациес. Субвулкански тела и дайки са внедрени и извън понижението в метаморфните ядрени комплекси. Според съдържанието на К₂О магматичните скали в Източнородопското понижение се отнасят към висококалиево-калциевоалкалната и шошонотовата серия. Отделни анализи на някои магмени комплекси попадат в полетата на калциевоалкалната и калиевосубалкалната серия. По периферията на Родопския масив, в Североизточнородопската и Златоустовската депресия, преобладават скалите от шошонитовата серия. В Момчилградската депресия, разположена между Централнородопския и Белоречкия купол на Родопския масив, доминират скалите от висококалиево-калциевоалкалната серия.

Geological setting

After the end of the Late Cretaceous, the Rhodope massif was affected by extension and as a result metamorphic core complexes formed (Иванов, 2000). In the initial stages of extension (end of Late Cretaceous – Eocene), granitoid intrusions were emplaced. In the interval Paleocene-Oligocene, several depressions formed between the core complexes (domes) or around their periphery. The depressions were areas of intensive late extensional magmatism of dominantly volcanic facies (Eocene – Oligocene).

The Momchilgrad depression is located in the Eastern Rhodopes, between the Central Rhodope, Byla Reka and Kessebir core complexes. The respective magmatic rocks are assigned to the Dambala magmatic group further subdivided into Putocharka intermediate subgroup, Zdravets silicic subgroup and Pcheloyad dike complex (Georgiev, Miovanov, 2003a).

The Northeastern Rhodope depression is situated between the Central Rhodope core complex and Harmanly block. The magmatic rocks of the depression are subdivided into Sarnitsa intermediate group and Chamdere silisic group with Tri mogili dike complex (Georgiev, Milovanov, 2004). The Zlatoustovo depression extends between Byala Reka core complex and Harmanli block. The respective magmatic rocks are subdivided into Madzharovo latite complex and Zlatoustovo silicic group (Fig. 1).

The three depressions join in the area of Kardzhali and together form the Eastern Rhodope Paleogene depression (Иванов, 1960). The magmatic rocks in the area of Kardzhaly are assigned to the Kardzhali silicic group.

The magmatic rocks in the metamorphic framework of the Eastern Rhodope Paleogene depression, which are emplaced in Byala reka and Kessebir core complexes, are defined as Byala Reka magmatic group. It comprises subvolcanic bodies and dikes of rhyolites and basalts.

The distribution of the magmatic groups is spatially limited within definite geographic regions. The magmatic rocks are products of a relatively independent evolution of different peripheral magma chambers of intermediate and acid composition and have a common mantle origin.

State of the problem

Data on the petrochemical composition of the magmatic rocks in the Eastern Rhodopes have been published in many papers

Georgiev V. et al. PETROCHEMICAL FEATURES OF ...

(Ivanov, 1963, 1978; Marchev et al., 1985; Yanev et al., 1989). In most cases these are single analyses from limited regions or from specific varieties. A large part of the analyses has been summarized by Yanev et al. (1998). According to these authors the volcanism is of orogenic affinity and covers the petrochemical range of the CA, HKCA, SH and HKTR (UK) series. They demonstrate that the K_2O content increases in the intermediate volcanics of phase IIA (= II-nd intermediate volcanic region) to south (Momchilgrad-Arda volcanic region). This is interpreted as a result of the increasing depth of primary magma generation in northern

direction – in the zone of lithospheric delamination inheriting a subduction zone (Yanev et al., 1995; 1998).

Data

As a result of the new 1:25 000 geological mapping of the Eastern Rhodopes during the last decade, many new data about the distribution of the magmatic rocks and their petrochemistry were collected (unpublished reports by Haфтали et al., 1994; Георгиев et al., 1995, 1996, 1997, 1998, 1999, National Geological Archive).



Fig. 1. Geological map of the Eastern Rhodopes. 1– Neogene-Quaternary deposits; 2– rhyolite bodies (a) and dikes (b) of Byala reka group; 3– tuffs of the Zlatoustovo acid group (a) and Madzharovo intermediate group with monzonitoid intrusion (b); 4– tuffs of the Chamdere acid group (a), dikes of Tri mogili complex (b) and Sarnitsa acid group with monzonitoid intrusion (c); 5– tuffs (a) and effusive rocks (b) of the Zdravets acid subgroup and dikes of the Pcheloyad complex (c); 6- Putocharka intermediate subgroup with monzonitoid intrusion; 7– tuffs of the Kardzhali acid group; 8– Mesozoic greenschist rocks; 9– "variegated" metamorphic complex; 10– migmatic metamorphic complex; 11– Harmanli block metamorphic rocks; 12– volcanic cones; 13-15– extrusions of Zlatoustovo (13), Chamdere (14) and Kardzhali (15) acid groups; 16– explosive vent of the Kardzhali acid group

The present work is based on 216 new silicate analyses from the geological mapping that include all varieties of the late extensional Paleogene magmatic rocks. The silicate analyses were done by Eurotest Ltd. The analyses from Momchilgrad depression have been published by Georgiev, Milovanov (2003b). The rest will be published in a discussion on the petrochemistry of magmatic groups in selected regions. Here

we discuss the general petrochemical trends in the Eastern Rhodopes.

The petrochemical diagrams in this paper are based entirely on analyses of the authors. Correlation of other published analyses with our subdivision of magmatic rocks is not always possible. Furthermore we think that construction of diagrams based on data from different laboratories seems to be not quite correct.

Results

The individual regions in the discussed area exhibit certain differences in the chemical composition of the magmatic rocks both wit respect to SiO_2 and the other oxides.

SiO₂ content

The largest range in the SiO_2 variation is established in Byala reka region (dome) – 48,0 - 74,4%. There, however, only the end members are present – basalts and rhyolites.

Among the depressions, the largest SiO₂ difference is recorded in the Northeastern Rhodope depression -48,0-76,8%. In Momchilgrad depression, it varies from 53,5 to 75,0 % and in Zlatoustovo depression - from 55,0 to 80,0 %. The smallest interval in the SiO₂ distribution is noted in Kardzhali region (Kardzhali silicic group) - 62,1-79,9 % (Table 1).



Fig. 2. Variation diagrams of the main oxides

Content of other major oxides

The distribution of TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO and P₂O₅ shows similar features (Fig. 2). All of these oxides decrease with increasing SiO₂ content. However, there are some specific trends in individual regions and magmatic groups.

The Zlatoustovo depression (mainly the Madzharovo latite complex), and the Kardzhali and Byala reka regions are characterized by lower TiO_2 content.

All regions and magmatic groups show relatively close values and uniform decrease in the Al_2O_3 content with increasing SiO₂. The Byala reka region (group) and Sarnitza

intermediate group are an exception - Al_2O_3 slightly increases with increasing SiO₂.

The distribution of CaO, MgO and P_2O_5 is monotonous in all regions and magmatic groups, their content uniformly decreasing with increasing SiO₂. Only the basic varieties from Byala reka group differ with higher MgO content, and the intermediate Sarnitsa group – with higher values of P_2O_5 .

Na₂O exhibits an "inert" behavior with contents varying around 3%. Only the Kardzhali region (group) is characterized by lower contents and Na₂O increases with increasing SiO₂.



Fig. 3. K₂O/SiO₂ diagram (after Peccerilo & Tejlor, 1976; Dabovsky et al., 1991). PTSG – Putocharka subgroup; MJC – Madzharovo complex; SRG – Sarnitsa group; KJG – Kardzhali group; ZUG – Zlatoustovo group; CDG – Chamdere group; ZDSG – Zdravets subgroup; BRG – Byala reka group; PCDC – Pcheloyad dike complex; TMDC – Tri mogili dike complex; MGD – Momchilgrad depression; ZUD – Zlatoustovo depression; NERD – Northeastern Rhodope depression; KJR – Kardzhali region; BRR – Byala reka region

K₂O/SiO₂ ratio

On the K_2O/SiO_2 diagrams most analyses plot in the field of the SH series (Fig. 3). A large number of analyses plot also in the fields of the HKTR (UK) and HKCA series and single samples – in the field of the CA series. The trend line of the analyses of all magmatic groups lies entirely in the field of the SH series.

Among the silicic magmatic groups, the K_2O content is highest in Madzharovo Chamdere group. The analyses plot in the fields of the SH and HKTR series. Most analyses from Kardzhali and Zlatoustovo group lie in the fields of the SH and HKCA series.

Among the late dike complexes, the K₂O content is highest in Tri mogili complex and the analyses plot in the field mainly of the HKTR series. The analyses of Pcheloyad complex lie in the field of the SH series. The analyses of Byala reka group are characterized by a wide range of K₂O variation and plot in the interval from the HKCA to HKTR series.

The rocks of the Northeastern Rhodope depression (Sarnitsa and Chamdere group, including also Tri mogili dike complex) are characterized by the highest K₂O content. The analyses of these rocks plot mainly in the fields of the SH and HKTR series. The K₂O trend lines of the rocks from the Northeastern Rhodope depression lie entirely in the field of the SH series.

The rocks of Momchilgrad depression and Kardzhali region are characterized by the lowest K_2O values. The analyses of Dambala and Kardzhali group plot mainly in the fields of the HKCA and SH series. The more basic varieties lie in the field of the HKCA series and the silicic ones – in the field of the SH series.

According to SiO_2 content the rocks of Zlatoustovo depression occupy an intermediate position. The analyses plot mainly in the field of the SH series. A considerable number of analyses plot both in the fields of the HKTR (Madzharovo complex) and the HKCA series (Zlatoustovo complex). The trend of the K₂O content in Zlatoustovo depression lies mainly in the field of the SH series and only the most silicic varieties plot in the field of the HKCA series.

(Na₂O+ K₂O)/SiO₂ ratio

The $(Na_2O + K_2O)/SiO_2$ diagram shows similar features (Fig. 4). They can be explained by the relatively monotonous values of the Na₂O content (Fig. 2).

The highest total alkalinity is related to the rocks of the Northeastern Rhodope depression. Almost all analyses plot in

the fields of the alkaline varieties – trachyandesite basalts, trachybasalts and trachydacites for Sarnitsa group, trachydacites and rhyolites for Chamdere group and trachyandesite basalts, trachybasalts, trachydacites and rhyolites for Tri mogili dike complex.



Fig. 4. (Na₂O+ K_2O)/SiO₂ diagram (after Le Maitre, 1976). Key is same as in Fig. 3

In Momchilgrad depression, the intermediate rocks are characterized by lower total alkalinity and plot in the fields of the subalkaline varieties, and the silicic varieties – by higher total alkalinity and plot in the fields of the alkaline varieties. The analyses from the intermediate Putocharka subgroup of Dambala group plot in the field of the andesitic basalts and andesites, less commonly trachyandesites. The analyses from the silicic Zdravets group lie mainly in the field of trachydacites and less commonly of the rhyolites. The analyses of Pcheloyad dike complex plot in the field of the trachydacites, dacites and rhyolites.

An opposite tendency is established in Zlatoustovo depression – the intermediate varieties are characterized by higher total alkalinity, and the silicic ones – by lower. The analyses from Madzharoco complex plot in the fields of the trachyandesites and the trachydacites and those from the Zlatoustovo group – in the field of the dacites and rhyolites.

The varieties of Kardzhali group, similarly to Zlatoustovo group, are characterized by lower total alkalinity. They are defined as dacites and rhyolites.

The basic varieties of Byala reka complex are defined as absarokites and the acid ones – as rhyolites.

Discussion

The data obtained are consistent with the concepts about the HKCA and SH seriality of the volcanism in the Eastern Rhodopes (Harkovska et al., 1989; Yanev et al., 1998; Georgiev & Milovanov, 2003). SH seriality prevails as a whole. Nevertheless, different tendencies can be detected in individual regions.

The Northeastern Rhodope and Zlatoustovo depressions show very similar petrochemical features. The trend lines of the K_2O content are located entirely within the field of the SH series. On the TAS diagrams, the Na₂O+ K_2O trends plot mainly in the field of the alkaline series.

The petrochemical features of Momchilgrad depression and Karzhali regions are also very close. The K₂O trends of the more basic varieties lie in the field of the HKCA series whereas the silicic ones plot in the field of the SH series. On the TAS diagrams, the Na₂O+ K₂O trends are within the field of the subalkaline series or around the boundary between the alkaline and subalkaline series. This tendency is better expressed in the rocks from Kardzhali region due to the lower Na content.

There are also some specific features in the petrohemical behavior of intermediate and silicic magmatic groups and complexes.

The intermediate magmatic groups and complexes of Sarnitsa group and Madzharovo complex show higher alkalinity and the trend lines of the K_2O content lie entirely in the field of the SH series whereas the Na_2O + K_2O trend plots within the alkaline series. The Putocharka subgroup of Dambala group is characterized by lower alkalinity and the K_2O trends lie entirely in the HKCA field whereas the Na_2O + K_2O trend plots in the field of the subalkaline series. There is a well-expressed tendency toward decreasing alkalinity from NNE to SSW, i. e. from the periphery of the Rhodope massif (Northeastern Rhodope and Zlatoustove depression) to its internal parts (Momchilgrad depression).

The silicic magmatic groups exhibit somewhat different tendencies. The alkalinity is highest in Chamdere and Zdravets subgroup of Dambala group. The trends of the K₂O content plot entirely in the field of the SH series and those of Na₂O+ K₂O – in the field of the alkaline series. Kardzhali and Zlatoustovo groups are characterized by lower alkalinity and the K₂O trend lines plot entirely in the HKCA field and those of Na₂O+ K₂O – in the field of the subalkaline series. The silicic magmatic groups show a general tendency toward decreasing alkalinity from WSW to ENE, the lowest values being concentrated around Zlatoustovo fault.

The Byala reka group, related to the inner parts of Byala reka and Kessebir domes, is likewise characterized by higher alkalinity.

The presence of different series in the individual magmatic groups suggests specific environment for the origin of the parent magma (on the background of the general late extensional tectonic setting) or development of different intermediate magmatic chambers that produced the individual magmatic groups. Processes of fractional crystallization dominated during the later evolutional stages.

Metallogenic specialization

The different magmatic groups are characterized by specific metallogeny.

Mainly metallic deposits (Pb-Zn±Au-Ag; Mo, Sb, Mn) are paragenetically related to the intermediate magmatic groups. One quartz-gold-polymetallic ore field associates with each intermediate magmatic group – Spakhievo ore field with Sarnitsa group, Zvezdel-Pcheloyad ore field with Putocharka subgroup, Madzharovo ore field with Madzharovo complex.

Popsko quartz-gold-polymetallic and Chernichevo quartzgold-polymetallic (with stibnite) ore fields are presumably related to unexposed monzoinitoid intrusive bodies. Occurrences of semi-pricious minerals (jasper, agate) are genetically associated with the intermediate magmatic groups.

Препоръчана за публикуване от катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

Metallic deposits, which are related to silicic magmatism (Pb-Zn±Au-Ag, Lozen ore field and Sveta Marina deposit), are an exception and do not have any commercial significance. Mainly deposits of non-metallic raw materials (zeolites, perlite) associate with the silicic magmatic groups.

References

- Georgiev, V. 2004. Late alpine tectonics and magmatism in Eastern Rhodopes.- C. R. Acad. bulg. Sci. (in press).
- Georgiev, V., P. Milovanov. 2004. Late Alpine late extensional magmatic groups and complexes in the Eastern Rhodopes.- *C. R. Acad. bulg. Sci. (in press).*
- Georgiev, V., P. Milovanov. 2003b. Petrochemical features of the magmatic activity in the Momchilgrad depression (Eastern Rhodopes). - C. R. Acad. bulg. Sci., 56, 9, 27-32.
- Georgiev, V., P. Milovanov. 2003a. Magmatic complexes in the Momchilgrad depresion (Eastern Rhodopes).- Annual of the University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", vol. 46, p. 1, 37-42.
- Ivanov, R. 1960. Der magmatismus in der paeogenen senkung der Ostrodopen.- Trudove Geol. Bulg., Ser. Geochim. Pol. Izkop, Part I. Geology. 311-387. (in Bulgarian with German anstract).
- Harkovska, A., Y. Yanev, P. Marchev. 1989. General features of the Paleogene orogenic magmatism in Bulgaria.- *Geol. Balc.*, 19, 1, 37-72.
- Yanev, Y., F. Innoceti, P. Manetti, G. Serri. 1995. Paleogene collision magmatism in Estern Rhodopes (Bulgaria) -Western Thrace (Greece): Temporal migration, petrochemical zoning and geodynsmic significace.- Geol. Soc. Grecce. Sp Publ. 4. 578-583;
- Yanev, Y., F. Innoceti, P. Manetti, G. Serri. 1998. Upper Eocene-Oligocene Collision-related Volkanism in Eastern Rhodopes (Bulgaria) – Western Thrace (Grecce): Petrogenetic Affinity and Geodinamic Significance -Akta Vulcanologica, 10, 2, 279-291;
- Ivanov, R. 1963. Magmatism in the Eastern Rhodope Paleigene depression. Part II – Petrochemical evolution and provincial peculiarities.- *Trudove Geol. Bulg., Ser. Geochim., Miner. & Petrogr., 4, 297-323 (in Bulgarian with English anstract)*;
- Ivanov, R. 1978. The absarokites in the North-eastern Rhodope Mountains.- Miner. & Petrogr. 9. 47-62 (in Bulgarian with English anstract);
- Marchev, P., Yanev, Y., Quick, J., Pecskay, Z. 1985. The evolution of the Large Borovitsa Volcanic Sysrem, Bulgeria.- IUGG XXI Gen. Ass., A438 (abst);
- Yanev, Y., Mavroudchiev, B., Nedialkov, R. 1989. Paleogene collision-related basalts and basaltic andesites in the Eastern Rhodopes, Bulgaria.- J. Volcanol. Geotherm. Res., 37. 187-202;

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 69-73

MORPHOSTRUCTURES IN MOMCHILGRAD DEPRESSION (Eastern Rhodopes)

V. Georgiev¹, R. Marinova², G. Jelev³

^{1, 2} Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, e-mail: <u>vladogeo@geology.bas.bg</u>

³ Space Research Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, e-mail: gjelev@space.bas.bg

ABSTRACT. The Late Alpine Momchilgrad Depression is located between the Central Rhodopes and the Byala Reka metamorphic core complexes (domes) in the eastern periphery of the Rhodopes massif. Several volcanic edifices of intermediate composition and many acid extrusions have been mapped in the confines of the Depression. These relatively young structures are directly reflected in the modern morphostructural plan and can be easily detected on aerial photographs and space images. Morphostructural and morphometric studies and the GIS potentialities of the relief outline the domes of the metamorphic core complexes as positive arch morphostructures. Between them, the Momchilgrad Depression forms a negative structure contoured by well-manifested morpholineaments. The Paleogene volcanic cones and extrusions are registered as second-order positive morphostructures in the Depression. These features are very well expressed on space images and are interpreted as photoanomalies of linear, arch, or circular pattern.

Key words: morphostructures, Momchilgrad Depression, Eastern Rhodopes, remote sensing, GIS.

МОРФОСТРУКТУРИ В МОМЧИЛГРАДСКАТА ДЕПРЕСИЯ (Източни Родопи)

В. Георгиев¹, Р. Маринова², Г. Желев³

Геологически институт, БАН, 1113 София, e-mail: <u>vladogeo@geology.bas.bg</u> Институт за космически изследвания, БАН, 1113 София, e-mail: <u>gjelev@space.bas.bg</u>

РЕЗЮМЕ. Късноалпийската Момчилградска депресия се разполага между Централнородопския и Белоречкия ядрени комплекси (куполи) в източния фланг на Родопския масив. В нея са локализирани няколко среднокисели вулкански постройки и редица кисели екструзии. Тези сравнително млади структури намират пряко отражение в съвременния морфоструктурен план и се дешифрират по аерофото снимки. Въз основа на морфоструктурни и морфометрични изследвания в релефа добре се очертават куполите на ядрените комплекси като положителни сводови морфоструктури. Между тях като отрицателна структура се очертава Момчилградската депресия, отделена с много добре изразени морфолинеаменти. В пределите на депресията, като положителни морфоструктури от втори ранг, изпъкват палеогенските вулкански конуси и екструзии.

Geological setting

The Momchilgrad Depression is located between the Central Rhodopes (to NW), the Byala Reka and the Kessibir (to SE) metamorphic core complexes (domes) of the Rhodope massif, and the Kurdzhali block to the north (Georgiev, 2004).

The basement and framework of the Depression comprise pre-Paleogene metamorphic rocks (various gneisses, marbles, amphibolites, serpentinized ultrabasites).

The Kurdzhali block, occupying an intermediate hypsometric level between the core complexes and the Momchilgrad Depression, is composed mainly of Eocene sediments and Lower Oligocene acid pyroclastic rocks.

The basal parts of the Depression are build up of Paleocene-Oligocene terrigenous sediments and reefal limestones.

In the end of the Priabonian and during the Oligocene formed the Iran Tepe, Sveti Iliya, Bivolyane, Dambaluk, and Zvezdel volcanoes (Fig.1). They are composed of the materials of the Putochara intermediate subgroup and the Zdravets acid subgroup pertaining to the Dambala magmatic group. The Nanovitsa caldera, located between them, is filled with products of the Sveti Iliya trachyrhyodacite and the Ravena rhyolite complex.

Extrusives from the Perperek trachyrhyolite and the Ustren rhyolite complex are exposed along the northern and western

periphery of the Depression and its framework (Georgiev, Milovanov, 2003).

Trachyrhyodacite to trachyrhyolite and latite dikes from the Pcheloyad dike complex occur in the southern part of the Depression and its frame.

Methods

To highlight the morphostructure of the Momchilgrad Depression and its framework, aerial photographs and space images (LandSat TM) in scale 1:20,000 and 1:100,000 were deciphered and an aerophototectonic map was compiled (Fig.2). A morphostructural map of the tectonoisohypses was constructed, too (Fig. 3).

In the process of deciphering of aerial photographs and space images, both direct and indirect methods for interpretation of lineaments and ring structures were used. Nowadays, the quick development of computer engineering and the integration of data bases into GIS enables to use interactive methods in georeferencing, processing, deciphering, and interpretation of modern remote sensing data, as well as to use this data in complex with ground-based data. The spatial juxtaposing of complex data allows to separate surface and in-depth lineament manifestations (Кац Я. и др. 1988).

Geogiev V. et al. MORPHOSTRUCTURES IN MOMCHILCRAD .

The generalized outlook of the Momchilgrad Depression, its constituent higher-order morphostructures, and its metamorphic framework are reflected on the tectonoisohypse map. The area structures manifested directly in the modern relief are fixed by the circular form of the tectonoisohypses outlining positive morphostructures. Furthermore, the modern dynamics of these morphostructures is outlined by the centrifugal configuration of the river-gorge network. The linear tectonic elements (morpholineaments) are manifested either by congestion of the rectilinear tectonoisohypses or by their kneelikebendings. The morpholineaments are also outlined by the rectilinear segments of the river valleys.



Fig. 1. Geologic-structural map of the Momchilgrad Depression. 1– fault; 2 – volcanic cone or extrusive; 3 – Neogene-Quaternary deposits; 4 – acid tuffs (a) and effusives (b); 5 – intermediate tuffs (a), effusives (b) and intrusions (c); 6 – Paleogene sediments; 7 – pre-Paleogene basement; ZV- Zvezdel volcano; DV- Dambaluk volcano; BV- Bibolyane volcano; SIV- Svety Iliya; ITV- Iran Tepe volcano; CRD- Central Rhodopes dome; BRD- Byala Reka dome;KSD- Kessibir dome

Morphostructures of the metamorphic framework

In the beginning of Paleogene, the factor accounting for relief formation was arch formation, related with the formation of core metamorphic complexes in connection with extension processes (Ivanov, 2000). On the modern morphostructural plan, the first-order tectonic structures are well manifested – the Central Rhodopes, the Byala Reka, and the Kessibir core complexes (domes). These form morphoarches, which feature a high and strongly segmented relief. To the north of the Byala Reka morphoarch, a second-order positive morphostructure is identified which may be regarded as an element of the Surt arch (Вапцаров, Дилинска, 1980). The crestal parts of these first-order morphodomes feature a hypsometric level of over 900 m. Their low peripheral parts around the border with the Momchilgrad Depression feature a hypsometric level of 500-600 m.

The inner structure of these first-order positive morphostructures is complicated by a number of second-order morpholineaments. Extensional stresses in the crestal and peripheral parts of the domes produced superimposed negative structures that are filled with continental and marine sediments.

Along the border between the arch-block morphostructures, Neogene-Quaternary valley extensions are formed, often featuring asymmetric structure.

Boundary morphostructures

In most cases, the boundary between Momchilgrad Depression and the surrounding Central Rhodepes, Kessibir, Byala Reka, and Popovo morphostructures is traced by well-pronounced first-order morpholineaments. The eastern margin of the Depression is well outlined by a system of NNE morpholineaments inheriting the Avren-Madzharovo fault bundle. The southern margin is marked by a system of ENE, less commonly WNW first-order morpholineaments along

Geogiev V. et al. MORPHOSTRUCTURES IN MOMCHILCRAD

which the valleys of the Kessibir river, the upper part of the Vurbitsa river and other valleys are formed. The western margin of the Depression is also well outlined by fault systems of different orientation. The northern boundary of the Momchilgrad Depression with its relatively slightly elevated Kurdzhali block is traced by morpholineaments of WNW and ENE trend. Along these, the valley of the Arda river is formed.



Fig. 2. Aerophototectonic map. 1 - lineaments; positive (2) and negative (3) ring structures; 4 - neck; 5-9 - same as in Fig. 1

When the geologic boundary between the Depression and the surrounding arches is not determined by faults, but by transgressions, the morphostructural boundary is marked by knee-like bendings of the tectonoisohypses and by abrupt change in their values. In this way, the western boundary of the Depression SW of the town of Kurdzhali is outlined.

Morphostructures of the Momchilgrad Depression

The Momchilgrad Depression is well outlined as a first-order negative morphostructure against the surrounding morphoarches featuring a high and strongly segmented relief. The areas, which are built-up of Paleogene sediments and pyroclastic rocks, show a relatively smooth and less-segmented low relief (400-600 m). Such is the situation within

the area of the Dzhebel depression constituting a second-order negative structure within the Momchilgrad Depression. The northern margin of the Depression, the Kurdhali block, features a similar pattern.

There are also a number of higher-order positive morphostructures in the Depression, which inherit various paleo-volcanic structures. The volcanic forms imprinted in the relief show up as strongly elevated inverse forms against the background of the structural depressions filled with Paleogene, Neogene, and Plio-Pleistocene sediments.

On aerial photographs and on the tectonoisohypse map, volcanic cones are usually well marked in the relief as positive ring morphostructures. Of the volcanic cones from the Dambala group, the relatively isolated volcanic edifices of Zvezdel and the Iran Tepe volcanoes are best outlined. They form positive, relatively isometric morphostructures marked by the ring form of the tectonoisohypses and the centrifugal configuration of the river-gorge network. The periphery of their volcanic cones is well marked also by the arch-like configuration of the Vurbitsa and Krumovitsa rivers and by a part of their tributaries.

The Iran Tepe stratovolcano is imprinted in the relief as an asymmetric ring morphostructure with steep eastern and southern slopes and with longer and more shallow-dipping western and northern slopes. Along its periphery, some parasitic volcanoes project as truncated dome-like peaks.

The Zvezdel volcano features a complex orographic plan. A central cone-like core shows up in the relief around the Strumni

Rid peak as well as a peripheral frame, built-up of long, arcuate asymmetric hills. It is morphologically emphasized by the radially developed river-gorge network, too. According to Vaptsarov (1983), it constitutes an inner caldera edifice, which was formed during the final development stages of the Zvezdel caldera. In the geological context, no data pointing to an existing caldera structure within the Zvezdel volcano are available. The peripheral arch-like hill is a result of fault deformations of the Zvezdel volcano, however preserving some fragments from the periphery of its volcanic cone.



Fig. 3. Morphostructural map. 1 - morpholineaments; 2 - tectonoisohypses; 3 - neck; 4-8 - same as in Fig.1

In the confines of the Zvezdel volcano, some second-order ring structures can be also deciphered, which in most cases coincide with parasitic volcanic cones, confirmed as well by geologic data. The most typical one is the parasitic volcanic cone along the northern slope of Zvezdel volcano, built-up by the Momchilgrad trachydacite complex.

The Dambaluk, Bivolyane, and Sveti Iliya volcano form a joint first-order positive ring morphostructure (the Ravena one). In its confines, only individual fragments of the volcanic cones of the near-by volcanoes constituting it have been deciphered. However, their centers are well marked by their late acid phases which are characterized by light phototone and high relief. The southern part of this first-order structure is deformed by the Zvezdel volcano. Along its northern periphery, the extrusions of the Perperek trachyrhyolite complex are emplaced mainly along the Hissarya magma-conducting zone.

In the inner parts of this first-order positive morphostructure, a negative ring morphostructure is outlined. Spatially, it coincides with the Nanovitsa caldera, nevertheless featuring much greater dimensions while nearly touching the tops of the surrounding volcanic cones. This negative structure should be considered as an erosion caldera (Vaptsarov, 1983).

The actuate peripheral ridge is built-up of acid lavas and pyroclastics, forming imprinted in the relief volcanic vents and

lava flows. They form well-expressed lava plateaus with steep to vertical slopes. The inner caldera depression has circular form. It is drained by the valley of the Bouyukdere river (which forms an epigenetic defile crossing the caldera's actuate ridge) and its radial tributaries. In the inner parts of the erosion caldera, the genuine Nanovitsa caldera with its modern dimensions is deciphered as an inverse higher-order positive ring morphostructure.

In the southwestern part of the Depression, the Dzhebel negative form is well outlined, which is filled with Oligocene sediments.

In the NE part of the studied area, part of the positive morphostructure of the Madzharovo volcano is deciphered.

Transform morphostructures

Several inner or transit morpholineaments are observed. Along the lower part of the Vurbitsa river, a first-order lineament with meridional orientation can be traced. It separates the Dzhebel depression and the NE fragment of the Central Rhodopes dome (to the east) from the volcanic edifices (to the west). In the eastern part of the studied region, an area of ENE oriented morpholineaments is outlined. They can be identified in both the Kessibir morphoarch, as well as in the inner part of the Momchilgrad Depression, including positive the morphostructure of the Iran Tepe volcano. Another morpholineament system can be traced from the Kurdzhali block and the Ravena morphostructure in the NW part of the studied area up to the Byala Reka dome to the SE. In the SE periphery of the Momchilgrad Depression, these lineaments mark the Loudetino graben, wedged in-between the Kessibir and the Byala Reka dome.

Conclusions

1. The first-order tectonic structures of the metamorphic basement (Central Rhodopes, Byala Reka, and Kessibir core complexes) are well expressed on the modern morphostructural plan. They form morphoarches which feature a high and strongly segmented relief.

2. The Momchilgrad Depression is outlined as a firstorder negative morphostructure against the background of the surrounding morphoarches. The regions built-up of Paleogene sediments and pyroclastic rocks feature a relatively smooth and less segmented low relief. 3. The boundary between the Momchilgrad Depression and the surrounding morphoarches is marked in most cases by well manifested first-order morpholineaments.

4. Volcanic structures are usually well expressed in the modern relief as higher-order morphostructures. They are reflected on both the aerophototectonic and the morphostructural map. Two types of ring volcanic morphostructures are outlined:

Positive, relatively isometric morphostructures with centrifugal orientation of the river-gorge network, which inherit volcanic cones and extrusives. The larger volcanic cones are also well marked by the arcuate configuration of the river beds along their periphery.

Negative, relatively isometric morphostructures with centrifugal orientation of the river-gorge network, which mark caldera edifices.

5. The use of remote sensing methods and the potentialities of modern technologies provide for more detailed deciphering and more correct interpretation of the boundaries of the individual morphostructures and their spatial relationships.

References

- Georgiev, V. 2004. Late alpine tectonics and magmatism in Eastern Rhodopes.- C. R. Acad. bulg. Sci. (in press).
- Georgiev, V., P. Milovanov. 2003. Magmatic complexes in the Momchilgrad depresion (Eastern Rhodopes).- Annual of the University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski" vol. 46, p. 1, 37-42.
- Ivanov, Z., Central Rhodopes: Regional seology.- *Guide, ABCD-GEODE, Bulgaria, 2000, 1-4;*
- Вапцаров, И., Т. Дилинска. 1980. Морфотектонски проблеми в Родопския масив.- *Пробл. на геогр., 3, 53-68.*
- Вапцаров, И. 1983. Вулканические кальдры оседания и их отражение в рельефе горного хребета Стрымни-рид (Восточные Родопы).- Докл. БАН, 36, 10,1327-1330.
- Кац, Я., А. Тевелев, А. Полетаев, 1988, Основы космической геологии. Москва, Недра. 126 с.
- Спиридонов, Х., Г. Желев. 1999. Геолого-геоморфоложко дешифриране на вулканогенни структури с помощта на космически снимки.- *Пробл. на геогр., 1-2, 89-95.*

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и палеонтология", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 75-82

ГЕОЛОГИЯ НА МЕДНОПОРФИРНОТО НАХОДИЩЕ ЕЛАЦИТЕ, БЪЛГАРИЯ

Г. Георгиев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: ggeorgiev@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Меднопорфирното находище Елаците се намира в Елашко-Челопешкото рудно поле, на около 6 кm северозападно от центъра на Челопешкия вулкан. В ареала на находището се разкриват старопалеозойски нискометаморфни скали, долнокарбонският Веженски плутон, горнокредният Елашки дайкоподобен интрузив и многобройни дайки, асоцииращи с него. Орудяването е свързано пространствено и генетично с Елашкия интрузив. Главен промишлен елемент в находището е медта, а второстепенни са златото и молибдена. В участъка на находището се проследяват три главни разломни структури: Елашки разлом, Мургански разлом и Кашански възсед-навлак. В обсега на кариерата субвертикалните разривни нарушения са радиално разположени, което е резултат от тектонския натиск, породен от внедряването на синрудни кисели дайки. Рудната минерализация изгражда един голям щокверк с елипсовидна форма, който е издължен в североизточна посока. Основна магмоконтролираща и рудоконтролираща роля имат контактът на Веженския плутон със старопалеозойските метаморфити и субпаралелният на този контакт Кашански възсед-навлак. Конкретното местоположение на рудния щокверк се определя от участъка на пресичане между този контакт, Елашкия интрузив, Елашкия и Мурганския разлом. Последните два разлома, както и границата на Веженския плутон с метаморфитите, имат рудопроводяща роля. Удължението на рудния щокверк на североизток следва посоката на контакта между палеозойските гранодиорити и метаморфитите.

GEOLOGY OF PORPHYRY COPPER DEPOSIT ELATSITE, BULGARIA

G. Georgiev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: ggeorgiev@mgu.bg

ABSTRACT. The Elatsite porphyry copper deposit is formed in the Elatsite-Chelopech ore field which is locate about 6 km north-west from the center of Chelopech volcano. In the area of the deposit reveal Lower Paleozoic low-grade metamorphic rocks, Late Carboniferous Vejen pluton, Late Cretaceous dike-like Elatsite intrusion and plenty of dikes associated with it. The appearance of the deposit is genetically related to the Late Cretaceous Elatsite intrusion. Copper is the main commodity in the deposit and of secondary importance are gold and molybdenite. In the area of the deposit there are three main fault structures: Elatsite fault, Murgana fault and Kashana reverse-thrust fault. The subvertical faults measured in the open pit possess radial pattern. The latter resulted from the tectonic stress related to the intrusion of syn-ore acid dikes. Ore mineralization builds one large ellipsoid stockwork elongated in north-east direction. The contact between Vejen pluton and metamorphic rocks and subparallel to it Kashana reverse-thrust fault have performed main magma-control and ore-control role in the deposit. The knot of intersection of this contact as well as the Elatsite intrusive, Elatsite and Murgana faults has predestined the location of ore stockwork. Elatsite and Murgana faults or conductive role. The elongation of ore stockwork in north-east direction follows the contact between the Vejen pluton and the metamorphic rocks.

Увод

Меднопорфирното находище Елаците е едно от действащите големи български находища за добив на мед и злато. То е разположено по северния склон на вр. Челопешка баба, на около 55-60 km източно от гр. София и на около 6 km южно от гр. Етрополе. Находището е формирано в рамките на Елашко–Челопешкото рудно поле, в най-северните части на Панагюрския руден район.

Неговата експлоатация започва през 1981 г. и до началото на 2004 г са добити 204,384 Мt руда със съдържания на Сu-0,402 %, а добития метал е 812 572 t Cu. Оставащите проектни запаси към 01.01.2004 са 364,491 Мt руда и 941 733 t метал Cu, като от тях 91,959 Мt руда и 33088 t метал Cu са изчислени при съдържание на Cu-0,362 %, а 272,533 Мt руда и 908645 t метал Cu при съдържание на Cu-0,333%.

В ареала на находището се разкриват старопалеозойски нискометаморфни скали, долнокарбонският Веженски плутон, горнокредният Елашки дайкоподобен интрузив и многобройни дайки, асоцииращи с него (фиг. 1, фиг. 2). Старопалеозойските нискометаморфни скали се разкриват в южната част на находището. Тяхната литостратиграфска принадлежност се интерпретира различно. Чешитев и др. (1995) ги отнасят към Берковската група, Ангелов и др. (1995) към Грохотенската свита, а Antonov and Jelev (2002) към Дългиделската група. В последните изследвания на Antonov et al. (2003) се отбелязва, че тези скали не могат да се отнесат към нито една от горе споменатите литостратиграфски единици и затова авторите ги поделят на две картируеми литоструктурни единици, които условно означават като долна и горна.

Веженският плутон представлява едно голямо магмено тяло изтеглено в И-З посока с дължина около 50 кm и ширина от 3 до 9 кm. В находището той заема централните и северните му части. Абсолютната възраст на плутана определена по ²⁰⁶Pb/²³⁸U цирконов метод е 314<u>+</u>4,8 Ma (Von Quadt et al., 2002; Kamenov et al., 2002), което отго-варя на долен карбон.

Находище Елаците е свързано пространствено и генетично с горнокредния Елашки интрузив и асоцииращите с него дайки (Хаджийски и др., 1970; Калайджиев и др., 1984; Богдан Богданов, 1987; Димитров, 1988; Ророv et al., 2001). Тези скали вероятно са продукт на единна магмена каме-
Георгиев Г. ГЕОЛОГИЯ НА МЕДНОПОРФИРНОТО ...

ра, генерирала магмите образували горнокредните интрузивни и ефузивни скали в района на Елашко-Челопешкото рудно поле (Ророv et al., 2001). Изотопната характеристика на някой горнокредни магматити от находището и района на Елашко-Челапешкото рудно поле показват, че магмите са образувани в обогатена горна мантия с вариращо участие на коров материал взаимстван от горележащите литосферни слоеве на земната кора (Von Quadt et al., 2002; Stoykov et al., 2003).



Фиг. 1. Геоложка карта на района на меднопорфирно находище Елаците. Легенда: 1 - гранодиоритови порфирити - К₂; 2 - Елашки интрузив - кварц-монцодиоритови порфирити - К₂; 3 микродиоритови порфирити - К₂; 4 – Пъсъчникова задруга – пясъчници – К₂; 5 - Въгленосна задруга – конгломерати - К₂; 6 -Петроханска теригенна група – пясъчници – Т₁; 7 – гранодиоритови порфирити – Р*z*; 8 – Веженски плутон – гранодиорити - Р*z*; 9 старопалеозойски метаморфити (филити, възлови шисти, хорнфелзи) - Р*z*; 10 – разломи; 11 – Кашански навлак; 12 - реки; 13 кунтур на находището; А-В, С-D – профилни линии.



Фиг. 2. Разрези по профилни линии А-В и С-D. Легенда: 1 гранодиоритови порфирити - K₂; 2 - Елашки интрузив - кварцмонцодиоритови порфирити - K₂; 3 - микродиоритови порфирити - K₂; 4 - Веженски плутон - гранодиорити - Pz; 5 - Старопалеозойски метаморфити (филити, възлови шисти, хорнфелзи) - Pz; 6 – Кашански навлак; М – Мургански разлом; Е – Елашки разлом.

Датирането по U/Pb цирконов метод определя възрастта на горнокредните магмени тела в находището в диапазона 92,1±0,3 Ma – 91,42±0,15 Ma (Von Quadt et al., 2002), което отговаря приблизително на границата между ценомана и турона. Handler et al. (2003), по Ar/Ar анализ на амфибол и биотит от Елашкия интрузив определят неговата възраст съответно на 90,78±0,44 Ma и 91,72±0,70 Ma. Възрастта на горнокредния магматизъм в находището, определена по K-Ar метод (Лилов и Чипчакова, 1999), е ограничена в диапазона от 90 до 91 Ma и частично съвпада с горепосочените данни. Горнокредните магматити са засегнати интензивно от пред- и синрудната хидротермална метасоматоза и рудната минерализация.

Хидротермалните метасоматити в находището са представени от пропилитови (епидот + актинолит + албит + биотит + кварц + калцит или епидот + хлорит + албит + биотит + кварц), К-силикатни (К-фелдшпат + биотит + кварц + илит + албит + калцит или К-фелдшпат + хлорит + кварц + илит + албит), К-силикат-серицитови (хлорит + албит + кварц + илит + пирит или хлорит + кварц + илит + пирит) и серицитови (илит + кварц + пирит) изменения (Kanazirski in Strashimirov et al., 2002; Kanazirski et al., 2002).

По Rb-Sr метод е определена абсолютната възраст на предрудните калиево-силикатни изменения в находище Елаците, която е 90,55±0,8 Ma (Von Quadt et al., 2002).

Главен промишлен елемент в находището е медта, а второстепенни са златото и молибденът, като молибденитов концентрат е добиван само в отделни периоди от експлоатацията. Рудната минерализация е представена от няколко последователно формирани минерални асоциации: кварц-магнетитова, кварц-магнетит-борнит-халкопиритова, кварц-пирит-халкопиритова, кварц-молибденитова, кварц-пиритова, кварц-галенит-сфалеритова и кварцкарбонат-зеолитова.

Възрастта на орудяването, получена при Re/Os метод на молибденит, е 92,43±0,04 - 92,03±0,05 Ma (Zimmerman at al., 2003).

Таблица 1.

Абсолютна възраст на магмени тела и рудна минерацизация от Епацико-Чепорецикото рудно п

	neukonio p	yono nonc
Метод	Възраст Ма	Автори
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	91.72 <u>+</u> 0.70	Hander et al.,
биотит		2003
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	90.78 <u>+</u> 0.44	Hander et al.,
амфибол		2003
206Pb/238U	92.10 <u>+</u> 0.30	Von Quadt et
циркон		al., 2002
206Pb/238U	91.84 <u>+</u> 0.31	Von Quadt et
циркон		al., 2002
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr,	90.55 <u>+</u> 0.80	Von Quadt et
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr –		al., 2002
биотит,		
фелшпат		
Re-Os	92.43-92.03	Zimmermann et
молибденит		al. 2003
206Pb/238U	92.30 <u>+</u> 0.50	Stoykov et al.,
циркон		2004
206Pb/238U	91.30 <u>+</u> 0.30	Stoykov et al.,
циркон		2004
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	89.95 <u>+</u> 0.45	Hander et al.,
биотит		2002
206Pb/238U	91.30 <u>+</u> 0.30	Stoykov et al.,
циркон		2004
206Pb/238U	91.47 <u>+</u> 0.15	Moritz et al.,
циркон		2003
	Метод Метод ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar биотит ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar амфибол ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U циркон ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U циркон ⁸⁷ Sr/ ⁶⁶ Sr ⁸⁷ Rb/ ⁶⁶ Sr ⁶⁰ For ⁸⁷ Rb/ ⁶⁶ Sr ⁸⁷ Rb/ ⁶⁶ Sr ⁸⁷ Rb/ ⁶⁶ Sr ⁸⁷ Rb/ ⁶⁶ Sr ⁸⁷ Rb/ ⁶⁶ Sr ⁹⁷ Rb/ ⁶⁶ Sr ⁸⁷ Rb/ ⁶⁶ Sr ⁹⁷ Rb/ ⁶⁶ Sr ⁹⁷ Rb/ ⁶⁵ Sr ⁹⁷ Sr ¹⁰ Sr ⁹⁶ Sr ⁹⁷ Sr ¹⁰ Sr ⁹⁷ Sr ⁹⁶ Sr ⁹⁷ Sr ¹⁰ Sr ⁹⁷	Штод Възраст Ма 40 Аг/39 Аг 91.72±0.70 биотит 91.72±0.70 40 Аг/39 Аг 91.72±0.70 6иотит 91.72±0.70 40 Аг/39 Аг 91.72±0.70 206 Рb/238 U 92.10±0.30 циркон 91.84±0.31 206 Рb/238 U 91.84±0.31 циркон 91.84±0.31 40 Кон 90.55±0.80 87 Rb/86 Sr – 6иотит, биотит, 92.30±0.50 циркон 92.30±0.50 циркон 91.30±0.30 циркон 91.30±0.30 циркон 91.30±0.30 циркон 91.30±0.30 циркон 91.30±0.30 циркон 91.47±0.15 206 Pb/238 U 91.47±0.15

Трябва да се отбележи, че като цяло рудните минерализации в Панагюрския район са локализирани в кониассантонски вулкански скали и отчасти в скалите от фундамента. Същевременно късове от тях се установяват на много места в горележащите сантон-кампански поствулкански седиментни скали. Тези взаимоотношения се наблюдават особено отчетливо в Челопешкото рудно поле (Мутафчиев, 1967; Попов и Мутафчиев, 1980; Попов и др., 1983; Ророv et al., 2000; Ророv et al., 2001). Посочените факти еднозначно определят сантонската възраст на рудните находища. По хроностратиграфската скала тя отговаря на около 84-87. Факта, че определената абсолютна възраст на магматизма и орудяванията в район на Елашко-Челопешкото рудно поле е в рамките на 89,5-92,43 (Табл. 1) показва, че данните за абсолютните възрасти са слабо завишени в сравнение с палеонтоложките.

Геология на находището

В находището старопалеозойските метаморфити граничат с Веженския плутон. В тях е внедрен Елашкият горнокреден интрузив. Те са изградени от филити, в които понякога се наблюдават малки диабазови тела. Освен филитите, Хаджийски и др. (1970) описват и хлорит-серицитови шисти. В екзоконтакта на Веженския плутон и горнокредните дайки филитите са контактно променени в хорнфелзи и възлови шисти. Трябва да се отбележи, че промените породени от дайковите скали са значително по-слаби.

Извън контурите на кариерата нискометаморфните скали са широко застъпени, като генералната посока на разпространението им е 90-110° и затъват на юг с наклон 15-45°. На около 750 m южно от кариерата те граничат със скалите на Въгленосната задруга. Контактната повърхнина между тях е с посока 91° като затъва на юг под ъгъл 45°. Дебелината на Въгленосната задруга в този участък е около 75 m, след което на юг с постепенен преход тя се покрива от скалите на Пясъчниковата задруга.

Макроскопски филитите са със сивозелен до тъмно сивозелен цвят с добре изразена шистозна текстура, която на места е огъната. В тези скали се наблюдават кварцови жили и лещи с метаморфен произход. Структурата на филитите е микролепидобластна, микрогранобластна и гранолепидобластна. Главните минерали, които ги изграждат, са кварц и серицит, като тяхната ориентировка в една посока определя шистозността в скалата. Тези скали са орудени предимно от кварц-пиритни жили, които не представляват икономически интерес.

Хорнфелзите са сиво-черни до черни на цвят с множество жили и лещи от метаморфогенен кварц. Те са микрозърнести с микрогранолепидобластна структура. Понякога се наблюдават хорнфелзи, при които контактната промяна не е протекла докрай и в тях се забелязва шистозност. Главните минерали, които ги изграждат, са кварц, биотит, К-фелдшпат и плагиоклаз. От акцесорните е наблюдаван апатит. Те са орудени предимно от тънки кварц-пирит-халкопиритови жилки.

Веженският плутон е представител на "Старопланинската калциево-алкална формация", дефинирана от Димитров (1939). Той е изграден от три наставки: кварцови диорити, гранодиорити и гранити, като преобладаващи са гранодиоритите (Куйкин и др. 1971; Чешитев и др., 1995; Каmenov et al., 2002). В периферните му части често се срещат мафични включения от габро, диорити и монцодиорити (Kamenov et al., 2002). Жилната наставка на плутона, която се състои главно от гранодиоритови порфирити, гранит порфири и аплити и много рядко от кварц-диоритови порфирити и кварц-монцодиоритови порфирити, се наблюдава предимно извън пределите на находището внедрена както в плутона, така и в старопалеозойските метаморфити. Гранодиоритите на Веженския плутон са средно- до едрозърнести мезократни скали с розов отенък. Текстурата им е масивна, а структурата е гранитова и по-рядко монцонитова. На някои места се срещат и порфирни разновидности (Kamenov et al., 2002). Главните минерали, които изграждат скалата, са плагиоклаз, К-фелдшпат, кварц, амфибол и биотит. От акцесорните се наблюдават апатит, циркон, титанит, магнетит, аланит и рутил. Според преобладаващото съдържание на амфибол или биотит те биват: биотит-амфиболови и амфибол-биотитови (Хаджийски и др., 1970; Kamenov et al., 2002).

Голяма част от промишлената рудна минерализация в находището е отложена в скалите на Веженския плутон. Орудяването е от жилково-впръснат тип, като основно са представени кварц-пирит-халкопиритовата и кварц-магнетит-борнит-халкопиритовата асоциация.

Контактът между плутона и хорнфелзите в най-северозападните части на находището е с посока около 100°, след което той завива на югоизток (145°), като по-на юг се маркира от Мурганския разлом. Следва около 120 метра контакт между плутона и Елашкия горнокреден интрузив, също проследен по Мурганския разлом (140°). После границата на плутона завива рязко на североизток (60°), като отново тя е между него и хорнфелзите и в най-източните части на находището посоката му е около 80°. В последния участък по контактната повърхнина се наблюдава тектонско брекчиране, което е резултат от по-млади тектонски деформации. Като цяло, Веженският плутон затъва на ЮИ-ЮЮИ с наклон от 20-25° близо до повърхността, а в дълбочина - до 40-55°.

Палеозойските гранодиоритови порфирити и гранитпорфири са дребнозърнести левко до мезократни скали. Текстурата им е масивна, а структурата им е порфирна. Изградени са от кварц, К-фелшпат, плагиоклаз, амфибол и биотит. Те не са наблюдавани в пределите на находището. Преобладаващата посока на тези скали по наши наблюдения и по данни на Антонов (1979), Челебиев и Казълова-Станкова (1997) е СИ-ЮЗ. Голям брой гранодиоритови порфирити се срещат и с И-З и ИСИ-ЗЮЗ направление. По-рядко са представени дайките от двата вида със СЗ-ЮИ и меридионална посока. Ширината и дължината на гранодиоритовите порфирити варира в широки граници (ширина от 10-50 m до 380-630 m и дължина от 100 m до 1800 m). Ширината на гранитпорфирите е в границите 25-50 m, а дължината им е около 150 m, като изключение прави само едно тяло в северната периферия на Веженския плутон с ширина 130 m и дължина 500 m.

Палеозойските аплити процепват както Веженския плутон. така и метаморфните скали. Те са сивобели на цвят с розов отенък. Текстурата им е масивна, а структурата аплитова. Изградени са от К-фелшпат, кварц и плагиоклаз и съвсем малко тъмноцветни минерали. Те се наблюдават на редица места из Етрополския Балкан (Вутов, 1970). Посоката им е най-различна: меридионална, ССЗ, СЗ, ЗСЗ, СИ и ИЮИ. В пределите на находището преобладаващата посока на тези жилни скали е СИ-ЮЗ, което съвпада с посоката на един от контактите между Веженския плутон и старопалеозойските метаморфити. Дебелината им е от 3-4 ст до 15-50 ст. В находището палеозойските аплитите са процепени от множество пресичащи се хидротермални кварцови жилки, които на места образуват своеобразни мрежи в тях. Това свидетелства за интензивната им преди синрудна тектонска обработка. В пределите на рудника

Георгиев Г. ГЕОЛОГИЯ НА МЕДНОПОРФИРНОТО ...

се наблюдават и друг вид аплити, които предимно процепват кварц-рудните жилки и са свързани с горнокредния магматизъм. Те ще бъдат разгледани по-долу. Присъствието на два вида разновъзрастни, различни по макроскопски белези, минерален състав и връзка с орудяването аплити в находище Елаците е отбелязано още от Вутов (1970).

През време на горнокредната магмена активизация във Веженския плутон и старопалеозойските метаморфити в района се внедряват множество дайки. Те са представени от диоритови порфирити с преходи към микродиорити, микромонцодиорити и техните кварцови разновидности, кварц-монцодиоритови порфирити, гранодиоритови порфирити (с преходи до гранитпорфири и сиенитпорфири) и аплити (Трашлиев и Трашлиева, 1964; Вутов, 1970; Von Qradt et al., 2002).

Елашкият интрузив (Голямата дайка) е с кварц-монцодиорит порфиритов състав, като в някои участъци на находище Негърщица той прехожда в кварц-диоритов (Драганов, 1993).

Кварц-монцодиоритовите порфирити са мезократни със сив цвят, на места със слабо зелен отенък. Те имат масивна текстура и порфирна структура. Порфирната генерация е представена главно от плагиоклаз, амфибол и биотит и в по-малки количества К-фелдшпат. Основната маса на скалата в находището е доста променена, затова е трудно да се говори за първична структура на скалата. Наблюдаваната структура е микроаплитова, изградена главно от Кфелдшпат и кварц и в подчинено количество фемични минерали и плагиоклаз. От акцесорните се наблюдават апатит и циркон. Орудяването в тези скали е от жилково впръснат тип и е представено предимно от агрегатите на кварц-пирит-халкопиритовата асоциация.

Елашкият интрузив е внедрен в зоната на контакта между старопалеозойските метаморфити и Веженския плутон (Фиг. 1). Очевидно неговата позиция в голяма степен се определя от ширката зона на разломяване на Кашанския възсед-навлак. Този интрузив представлява силно удължено пластинообразно тяло, чиято дължина надхвърля 3.2 km, а ширината му варира от 200 m до 400 m. Посоката му се променя значително, като в западната част на находището е около 90°, в централната 110-120°, след това рязко завива на североизток (45°), а в най-източните му части също рязко завива на югоизток. В горните нива интрузивът затъва на юг с наклон 20-45°, а в дълбочина наклонът му вероятно достига 55-70° (Трендафилов и Цветков, 1997). Извън пределите на находището в западна посока Елашкият интрузив запазва И-З си направление и затъва на юг под ъгъл 40-45° (Драганов, 1993), като в него е локализирано златорудното находище Негърщица. След пресичането на река Негърщица на запад интрузивът сменя посоката си на 3C3. В неговия западен край се намира полиметалното рудопроявление Даскалските ливади. В находище Елаците маломощни дайки с подобен състав се срещат както в старопоалеозойските метаморфити, така и в плутона и вероятно представляват апофизи на Елашкия интрузив. Елашкият интрузив е пресечен от няколко дайкови тела, които Von Quadt et al. (2002) по данни на Fanger (2001) причисляват към горнокредните гранодиоритови порфирити.

Северозападно от находището в близост до Елашкия интрузив в пределите на гранодиоритовия плутон се разкриват още две по-големи дайкови тела с кварц-монцодио-

ритов състав, които са издължени в И-З посока. Те са с дебелина съответно 50 m и 120 m и дължина 350 m и 500 m.

Другите горнокредни дайкови скали, представени в находището, са диоритови порфирити с преходи към микродиорити, микромонцодиорити и техните кварцови разновидности, гранодиоритови порфирити (с преходи до гранитпорфири и сиенитпорфири) и аплити.

Диоритовите порфирити (с преходи към микродиорити, микромонцодиорити и техните кварцови разновидности) са дребнозърнести меланократни скали. Тексурата им е масивна, а структурата порфирна. Порфирите са от плагиоклаз и амфибол. Рядко се наблюдават единични порфири от кварц. В находището и тези скали са били подложени на интензивни метасоматични промени, поради което и при тях е трудно да се говори за първична структура на основната маса в скалата. Наблюдаваната основна маса е с микроаплитова структура изградена от дребнозърнест плагиоклаз, кварц и К-фелдшпат. От акцесорните се наблюдават апатит, циркон и титанит. Диоритовите порфирити са орудени от множество жилки и впръслеци предимно от халкопирит и пирит.

Тези скали са широко застъпени в Етрополския Балкан, като с тяхната проява се свързват болшинството горнокредни орудявания в района. В находището те са с малка дебелина от 2 m до 15 m и дължина от 25 m до 350 m (фиг. 1). Тяхната ориентировка следва посоката на контактната повърхнина между Веженския плутон и хорнфелзите и е съответно СИ, ИСИ и ЗСЗ. Изключение прави едно малко тяло в северната част на кариерата със С-Ю направление. С близка до тази посока (ССИ-ЮЮЗ) Von Quadt et al. (2002) описват горнокредните аплити. Извън кариерата на рудника ширината на диоритовите дайки по наши наблюдения, по данни на Челебиев и Казълова-Станкова (2000) и на Von Quadt et al. (2002) варира от няколко до 50 m, а дължината им е от 100 m до 800 m. Най-често срещаната посока на разпространение на тези скали в района е ССИ до меридионална, също добре са застъпени ССЗ, СЗ. Порядко те се наблюдават с И-З и СИ направление.

Горнокредните гранодиоритови порфирити с преходи до гранитпорфири и сиенитпорфири са левко до мезократни скали с розов отенък. Те имат масивна текстура и порфирна структура. Порфирите са представени предимно от плагиоклаз и амфибол и по-рядко от кварц, К-фелдшпат и биотит. Понякога се наблюдава и сериалнопорфирна структура, образувана от плагиоклазови порфири. И тези скали са променени така, че не може да се говори за първична структура на основната маса. Наблюдаваната структура на основната маса е микроаплитова, изградена главно от К-фелдшпат, кварц и малко плагиоклаз. От акцесорните се наблюдават апатит, титанит и циркон. Орудяването в тях е от жилково впръснат тип предимно от кварцмагнетит-борнит-халкопиритовата и кварц-пирит-халкопиритовата асоциация.

В кариерата тези скали се разкриват предимно в СИ част на находището, в пределите на Веженския плутон. Освен това, те са наблюдавани в Елашкия интрузив и хорнфелзите (Von Quadt et al., 2002). Размерите им варират в широки граници - от няколко сантиметра до 25–30 m ширина и от 30 m до 230 m дължина. Посоката им на разпространение съвпада с посоката на контакта на хорнфелзите с плутона, като в СИ части на рудника тя е ИСИ и СИ, а в западните му части е 3СЗ и СЗ. Те са неравномерно орудени. В тях се наблюдават ксенолити от хорнфелзите и

Веженския плутон. На места пресичат горнокредните диоритпорфиритови дайки. Наблюдавани са гранодиоритови порфирити пресечени и такива пресичащи хидротермалните кварцови жилки. Последните са по-слабо засегнати от хидротермалните промени протекли в находището. Всичко това говори за многоимпулсното внедряването на горнокредните гранодиоритови порфирити.

Извън находището гранодиорит порфиритовите дайки са широки от 25 m до 50 m и се простират на дължина от 170 m до 500 m, като болшинството от тях са ориентирани в СЗ посока и рядко се срещат такива издължени в СИ направление.

За пръв път Вутов (1970) описва горнокредните аплити в находище Елаците. Той отбелязва, че те пресичат както палеозойските гранодиорити, така и старопалеозойските метаморфити. При настоящите изследвания те са наблюдавани само във Веженския плутон.

Горнокредните аплити секат хидротермалните кварцови жили и много рядко са процепени от тях, което показва, че те са внедрени след началото на хидротермалните дейност в находището.

Горнокредните аплити са червени на цвят микрозърнести скали. Дебелината им достига максимум 3-4 cm. Структурата им е микропорфирна. Порфирите са от К-фелдшпат, кварц и малки количества тъмноцветни минерали, които са изцяло променени в карбонат. Структурата на основната маса е микроаплитова, изградена от К-фелшпат и кварц. Външните части на аплитите са с по-дребнозърнест строеж в сравнение с централните, което е резултат на по–бързото ИМ охлаждане. При микроскопските наблюдения на аншлифи от тези аплити се установи, че те са съвсем слабо орудени от впръслеци халкопирит, борнит, магнетит и хематит. Същите рудни минерали са открити и в състава на тънки кварцови жилки, процепващи аплитите. Освен това в тях са наблюдавани жилки от халкопирит и пирит и впръснато орудяване от халкопирит, пирит и сфалерит (Вутов, 1970).

Имайки предвид гореизложеното, смятаме, че началото на горнокредната магмена активизация в северната част на Елашко-Челопешкото рудно поле се маркира с проявата на среднокисел магматизъм с нормална алкалност, който е довел до образуването на дайки с диоритов и кварцдиоритов състав. Вероятно те нямат пряко отношение към рудообразувателния процес в меднопорфирното находище Елаците, но несъмнено са продукт на същата магмена камера, дала по-късните рудосвързани дайки, за което говори и установените преходи в състава на тези дайки от диоритов към монцодиоритов. След това следва повишаване на алкалността на магмите и образуване на кварцмонцодиорит порфиритовите дайки. Именно тогава е внедрен Елашкия интрузив, който е носител на меднопорфирното орудяване в находището. Следва многоимпулсното внедряване на гранодиоритовите порфирити. Първите импулси са били предрудни, а последните са проявени в самия край на хидротермалния процес и затова са съвсем слабо орудени и променени. По време на хидротермалния процес в находището се внедряват и аплити.

Структура на находището

Изследвайки структурата на находище Елаците, Калайджиев и др. (1984) предполагат развитието на гъста мрежа от праволинейни разломи с изток-югоизточна, север-северозападна и североизточна посока. Настоящите изследвания не потвърждават тази картина. Практически, в участъка на находището се проследяват три главни разломни структури - Елашки разлом, Мургански разлом и Кашански възсед-навлак (фиг. 1, фиг. 2).

Елашкият разлом е с посока, варираща от 75° до 125°. Дебелината му е най-често между 1-2 m. В западната част на находището той пресича надлъжно Елашкия интрузив, а на изток преминава по неговия южен контакт с метаморфитите. Той затъва на юг с наклон 70-85°. В общи линии той се покрива с Първия Елашки разлом по Калайджиев и др. (1984). В пределите на находище Негърщица Елашкият разлом е описан от Драганов (1993) като тектонско нарушение с посока 90° и наклон 70-80° на юг, разместващо главната рудна жила. На запад от коритото на река Негърщица в Елашкия интрузив на контакта му с Веженския плутон е наблюдавана 17 метрова брекчирана и силно хидротермално променена зона с посока 124° (СЗ-ЮИ) и наклон 77° на СИ, която вероятно представлява проявление на Елашкия разлом.

Мурганският разлом разсича диагонално находището. По него е осъществено дясно отсядане с амплитуда 200-250 т и пропадане на ЮЗ блок на находището с около 80-150 m (Хаджийски и др., 1970) при което Елашкият интрузев е разделен на две. В най-южните части на кариерата Мурганският разлом е с посока 155°, а в северните ѝ части посоката му достига до 110°, като накрая заглъхва в метаморфитите, при което посоката му става почти И-З. В централните и северните части на кариерата той се намира на границата между Веженския плутон и хорнфелзите. Вероятно тази граница е предопределила и неговото появяване. Наклонът му е субвертикален, като варира от 75° до 90° и затъва предимно на югозапад. Дебелината му варира от 2 m до 5 m. Отбелязан е от Калайджиев и др. (1984), като Централноелашки разлом. На югоизток, където е проследен от Ророу et al. (2001), посоката му е 150-155°. Този разлом приемаме за проявление на Панагюрската дълбочинна разломна зона описана от Цветков (1974) и Цветков и др. (1978).

Кашанският възсед-навлак е маркиран за първи път от Трашлиев (1961), а след това е проследен и описан от Куйкин и Миланов (1970) и Куйкин и др. (1971). В първата статия на последните автори той е приет за австрийски, а във втората - за ларамийски (или следтуронски). Генералното му направление е И-З, което е паралелно на посоката на контакта между Веженския плутон и метаморфитите. Във филитите в южната и в западната част на находището е развита една възсед-навлачна разломна зона с ширина около 350-400 m. съставена от серия орудени субпаралелни разломни повърхности с посока ИСИ до И-З, затъваща на юг под ъгъл от 20° до 40°. Най-вероятно тази зона представлява проява на Кашанския възсед-навлак в този участък. На запад след долината на река Негърщица се наблюдава същата геоложка картина, като зоната на навличане е широка около 90 m. При геологопроучвателните работи Д. Драганов (1993) подсичат с три сондажа пясъчниците на Петроханската теригенна група на границата между Елашкия интрузив и Веженския плутон, погрешно взети от тях за Лиаски кварцови пясъчници. Същият колектив установява тези седименти и в дерето между Средния Елак и Крайния Елак, този път на границата между старопалеозойските метаморфити и Веженския плутон (фиг 1). И в двата случая Елашкият интрузив оста-

Георгиев Г. ГЕОЛОГИЯ НА МЕДНОПОРФИРНОТО ...

ва от южната страна на пясъчниците. На запад от долината на река Негърщица пясъчниците на Петроханската теригенна група се разкриват на контакта между метаморфитите и Елашкия интрузив, като този път те остават от южната страна на горнокредното тяло. От това се вижда, че пясъчниците на Петроханската теригенна група, които маркират Кашанския възсед-навлак в района на находище Елаците, се разполагат от двете страни на Елашкия интрузив. Това недвусмислено показва, че горнокредното тяло е внедрено между навлачните повърхнини на Кашанския възсед-навлак.

Обстоятелството, че в тази първоразрядна структура е внедрен частично Елашкият интрузив, както и интрузива при Кашана и други по-малки тела, говори за неговата австрийска възраст. Същевременно по него са осъществени и по-млади, най-вероятно ларамийски, следрудни възседни движения с амплитуда от около 2 m, които се маркират по разместването на субвертикалните разломи и пиритни жили в находището.

За целите на правилната интерпретация на данните от измерванията на разломните нарушения, находището е разделено на девет участъка. За всеки един от тях е построена полюсна диаграма на долна полусфера, използвайки екваториалната мрежа на Вулф (фиг 3). От диаграмите се установи, че в пределите на кариерата субвертикалните разривни нарушения са радиално разположени, което вероятно е резултат от тектонския натиск, породен при внедряването на синрудните кисели дайки в находишето. Посоките на субвертикалните разривни нарушения в отделните диаграми са както следва: 1) в диаграма D1 преобладават СЗ-ЮИ и ССЗ-ЮЮИ разломи и по-рядко са проявени такива със С-Ю направление; 2) в диаграма D2 тези посоки са ССЗ-ЮЮИ, С-Ю и ССИ-ЮЮЗ; З) в диаграма D3 основните посоки са ССИ-ЮЮЗ и СИ-ЮЗ, а тези със С-Ю и ИСИ-ЗЮЗ са слабо проявени; 4) в диаграма D4 са ед-накво представени ССИ-ЮЮЗ, СИ-ЮЗ и ИСИ-ЗЮЗ посоки; 5) в диаграма D5 те са ИСИ-ЗЮЗ, И-З и ИЮИ-3СЗ, а разломите със СИ-ЮЗ посока са малко на брой; 6) в диаграма D6 посоките са И-3 и ИЮИ-3СЗ; 7) в диаграма D7 субвер-тикалните разломи са с посока предимно ССИ-ЮЮЗ и СИ-ЮЗ, но се срещат и такива с С-Ю и И-З посока; 8) в диаграма D8 преобладават разломи със СИ-ЮЗ и рядко такива с И-З и СЗ-ЮИ посока; 9) данните в диаграма D9 са твърде малко за да се изведе някаква тенденция на разпростране-нието на разломните нарушения в този участък на кариерата. От друга страна в южните и югозападни части на находището в пределите на метаморфните скали е изразена и друга разломна система с генерална посока И-3. затъваша на юг под ъгъл 20-40° (D1, D3, D4), която както беше споменато по-горе свързваме с проявата на Кашанския навлак. В СИ части на находището се очертава и разломна система със СИ-ЮЗ посока затъваща на ЮИ под ъгъл 35° (D8), което съвпада с посоката и наклона на разломния контакт между Веженския плутон и хорнфелзите и най-вероятно появата и е генетически свързана с тектонските движения по този контакт.

По-време на полевата работа в различни локални участъци от находището е замервана пукнатинната мрежа в магмените и метаморфните скали. От получените структурни диаграми се установи голямо разнообразие от различно ориентирани пукнатинни групи във всички видове скали. Силната тектонска обработка на скалите преди и по време на орудяването е благоприятствала проникването на хидротермалните разтвори и образуването на жилкововпръснатото орудяване.



Фиг. 3. Структурна карта на находище Елаците. Легенда: 1гранодиоритови порфирити - K₂; 2 - микродиоритови порфирити - K₂; 3 – Елашки интрузив - кварц-монцодиоритови порфирити - K₂; 3 -Петроханска теригенна група – пясъчници – T₁; 4 – Веженски плутон – гранодиорити - Pz; 5 - старопалеозойски метаморфити (филити, възлови шисти, хорнфелзи); 7 – разломи; D – структурна диаграма; Т-брои структурни измервания

Структурна позиция на рудното тяло

Рудната минерализация изгражда един голям щокверк, който е развит в интензивно напуканите хорнфелзи, палеозойския гранодиорит, както и в горнокредните дайки. В интрузивните скали тя е представена от многочислени жилки и впръслеци, докато в метаморфитите е предимно от жилки. В хоризонтален план рудният щокверк е с елипсовидна форма, като е удължен в североизточно направление. Дължината му е около 1200 m, а ширината му варира от 200 m до 750 m, като площта на хоризонталната му проекция е около 0.616 km² (Хаджийски и др., 1970). На повърхността рудният щокверк е разкрит от ерозията на кота 1400 т (преди началото на експлоатацията), като в дълбочина рудната минерализация е проследена до кота 550 m. Оста му е с генерален наклон 40-50° на юг, като в основни линии следва контакта между скалите на стария палеозой и гранодиоритите на Веженския плутон. В дълбочина рудният щокверк не е оконтурен, тъй като повечето сондажи не достигат неговите граници. Той е издържан по посока и наклон. Границата на рудното тяло с вместващите скали е постепенна, като се определя по съдържание на мед 0,18 %. Преходът е значително по-бърз в метаморфитите с отдалечаване от техния контакт с магмените скали, като следва да се отбележи, че рудната минерализация е развита основно в хорнфелзите, а пъпчивите шисти и филитите, поради тяхната пластичност, са имали екранираща роля по време на рудоотлагането. Направеният 3D модел на рудното тяло (Popov et al., 2002) отразява пространствените закономерности в разпределението на съдържанието на Cu и морфологията на рудното тяло в находището. Изведената анизотропия по Си има сложна морфология, поради усложнения геоложки строеж и различните посоки на тектонските нарушения, както и изменението в посоката на контактите между вместващите скали. Като цяло измененията в съдържанията на медта са

най-плавни в СИ-ЮЗ направление, докато в СЗ-ЮИ посока се наблюдават най-големите стойности на променливост.

Заключение

Основна магмоконтролираща и рудоконтролираща роля в находището са имали контактът между Веженския плутон със старопалеозойските метаморфити и субпаралелният на него Кашански възсед-навлак. Конкретното местоположение на рудния щокверк се определя от участъка на пресичане между този контакт, Елашкия интрузив и Елашкия и Мургански разломи. Последните два разлома, както и границата на Веженския плутон с метаморфитите, имат рудопроводяща роля. Именно участъка на отбелязаното пресичане на различни структурни елементи се отличава с найвисока проницаемост, което се маркира от най-голямата концентрация на мед в рудното тяло (Ророv et al., 2002). Удължението на рудния щокверк на североизток следва посоката на контакта между палеозойските гранодиорити и метаморфитите. Този контакт също контролира развитието на по-високи съдържания на метал в находището (Popov et al., 2002).

Литература

- Ангелов, В., Илиев, К., Хайдутов, И., Сапунов, И., Чумаченко, П., Чунев, Д., Цанков, Ц., Маринова, Р., Русанов, Ив., Янев, Сл. 1995. Обяснителна записка към геоложката карта на България М 1:100000, картен лист Ботевград. *Геол. и-т БАН, "Геология и геофизика" АД, София,* 117 с.
- Антонов, П. 1979. Доклад за резултатите от геолого-търсещите работи, проведени на месторождение "Свищи плаз" – Софийско, участъците "Капалу", "Курдуна", през периода 1969-1971 г. Министерство но Околната Среда и Водите, Национален Геофонд, I-944.
- Богданов, Б. 1987. *Медните находища в България*. С., Техника, 388 с.
- Вутов Ив. 1970. Върху аплитите от Етрополския Балкан. Годишник на Висшия Минно-геоложки институт София, XIV, св. II, 143-151.
- Димитров, С. 1988. Минерален състав на плутогенновпръснатото медно-молибденово находище Елаците. – Год. КГ, 28, 67-84.
- Драганов, Д. 1993. Записка за резултатите от извършените геологопроучвателни работи по жила № 1 и рудна зона № 4, в участък "Негърщица", Етрополско, през периода 1987 - 1989 г. (допълнение към доклада за резултатете от детайлните геологопроучвателни работи, проведени на златорудното месторождение "Негърщица" - жила № 1, Софийско, през периода 1961-1963 г. с изчисление на запасите към 01.01.1966 г. и допълнение за извършените проучвания, през 1966-1967 г. с автор Пелов, П. и Х. Цветков). – Министерство но Околната Среда и Водите, Национален Геофонд, I-1102.
- Калайджиев, С., Г. Хаджийски, К. Ангелков. 1984 Структурни условия за локализацията на медно-порфирното находище Елаците. – Сп. БГД, XLV, 2, 189-196.

- Куйкин, С., Миланов, Л. 1970. Бележки за геоложкия строеж на част от Златишка Стара планина. *Сп. БГД, 31, 1,* 120-126.
- Куйкин, С., Герчева, Я., Миланов, Л., Христов, Ст. 1971. Геологичен строеж на Стара планина между Златишкия и Троянския проход. – Юбил. Год. КГ, 179-200.
- Лилов, П., Чипчакова, С. 1999. К-Аг датиране на горнокредни магматити и хидротермални метасоматити в Панагюрския вулкано-интрузивен район на Централното Средногорие. *Геох. минер. и петрол.*, 36, 77-91.
- Мутафчиев, И. 1967. Върху структурата на медно-златното находище "Челопеч", Пирдопско. *Год. Ком. Геол.*, 17, 131-147.
- Попов, П., Мутафчиев, Ив. 1980. Структура на Челопешкото меднорудно поле. Год. ВМГИ, 25, 2, 25-41.
- Попов, П., Владимиров, В., Бакырджиев, С. 1983. Структурная модель полиформационного Челопечского меднорудного поля. *Геология рудных месторождений*, *5*, 3-10.
- Трашлиев, С. 1961. Върху генезиса и възрастта на баритовото находище Кашана, Пирдопско. Сп. БГД, 22, 3, 245-252.
- Трендафилов, Б., А. Цветков. Доклад за резултатите от изпълнението през 1997 г. на задача "Съставяне на гравиметрична карта в М 1: 25 000 в района на рудник Елаците". *Национален Геофонд*
- Хайдутов, Ив., Янев, С. Тронков, Д., Николов, Т., Сапунов, И, Чумаченко, П., Цанков, Ц., Димитрова, Р., Попов, Н. 1995. Обяснителна записка към геоложката карта на България М. 1:100 000, картен лист Берковица. *Геол. ит БАН, "Геология и геофизика" АД, Соф. Ун. "Св. Климент Охридски", София,* 120 с.
- Хаджийски, Г., К. Ангелков, Ц. Недкова, Х. Цветкова. 1970. Доклад за резултатите от геоложките проучвания на медно-рудното месторождиние "Елаците" – Етрополе извършени през 1959–1968 г., с изчисляване на запасите от медна прожилково впръсната руда, по състояние към 1.07.1968 г. Министерство на околната среда и водите, Национален Геофонд, I–744.
- Челебиев, Е., Т. Казълова-Станкова. 2000. Доклад: Изучаване със сондажни работи на фланговите участъци на находище "Елаците" – участкък "Капалу-запад", проведени през 1997 г. Министерство но Околната Среда и Водите, Национален Геофонд, I-1368.
- Чешитев, Г., Миланова, В, Сапунов, И., Чумаченко, П. 1995. Обяснителна записка към геоложката карта на България М. 1:100 000, картен лист Тетевен. *Геол. и-т БАН, "Геология и геофизика" АД, София,* 94 с.
- Amov, B., Arnaudov, V., Pavlova, M., Dragov, P., Baljieva, Ts., Evstatieva, S. 1981. Lead isotope data on the Paleozoic granitoids and ore mineralization from the Western Balkan Mountains and Tran District (West Bulgaria). I. Isotopic ratios and geochronology. – *Geologica Balc.*, *11*, *2*, 3-26.
- Antonov, M., Jelev, V. 2002. Ductile Shear Zone and Brittle Faults in the Southwestern Slope of Zlartitsa-Teteven Mountain (Central Bulgaria). – Ann. Univ. Min. Geol., Sofia, 45, 1, 13-20.
- Antonov, M., S. Pristavova, V. Jelev, K. Shipcova, 2003. Deformations and metamorphism at the base of the Diabase-phyllitoid complex in Etropole and Zlatitsa-Teteven Mountain (Central Bulgaria). *50 year University of*

Mining and geology "St. Ivan Rilski". Annual, vol. 46, part I, Geologi and Geofphysics, Sofia, 2003, 7-12.

- Fanger, L. 2001.Geologie einer Kupferporphyr-Lager-stätte: Diploma work. *ETH-Zurich.* 167.
- Hander, R., Velichkova, S., Neubauer, F., Ivanov, Z. 2002. Late Cretaceous magmatic and tectonic processes in the Srednogorie zone, Bulgaria: constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar age dating results. – *GEODE Workshop on Srednogorie, Abstracts, Sofia, 2002, 7.*
- Handler, R., Neubauer, F., Velichkova, S. and Ivanov J. (2003): ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints on the timing of the formarion of Cu-Au deposits in the Panagyurishte region, Bulgaria. In: Neubauer, F. and Handler, R. (eds), Geodynamics and Ore Deposit Evolution of the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride Province. *Final GEODE-ABCD Workshop, Seggauberg, Austria. Programme and Abstracts*, 28.
- Kamenov, B., Albrerecht von Quadt, I. Peycheva. 2002. New insight into petrology, geochemistry and dating of the Vejen pluton, Bulgaria. – *Geochemistry, Mineralogy and Petrology, Sofia*, 1-14.
- Moritz, R., Jacquat, S., Chambefort, I., von Quadt, A., Petrunov, R., Fontignie, D. 2003. Control on ore deposition at the high-sulphidation Au-Cu Chelopech deposit, Panagyurishte ore region, Bulgaria. – *Final GEODE-ABCD* (2003) Workshop, Seggauberg, Austria, 22-24 March, 2003, 37-38.
- Popov, K., Ruskov, K., Georgiev, G. 2002. 3D geostatistical model of the ore body in Elatsite porphyry copper deposit, Panaguriste ore region. – 50 year University of Mining and geology "St. Ivan Rilski". Annual, vol. 46, part I, Geologi and Geofphysics, Sofia, 2003, pp. 113-118.

- Popov, P., Petrunov, R., Kovachev, V., Straschimirov, S., Kanazirski, M. 2000. Elatsite-Chelopech Ore Field. – In: (Strashimirov, Popov, Eds.) Geology and Metallogeny Features of the Panagyurishte Ore Region (Srednogorie Zone, Bulgaria), ABCD-Geode 2000 Workshop, Borovets, Bulgaria, 8-18.
- Popov , P., Radichev, R., Dimovski, S., 2001. Geology and evolution of the Elatsite-Chelopech Porfyry Copper – Massive Sulphide Ore Field. – Ann. Univ. Min. Geolo., Sofia, 43-44, I, 31-43.
- Stoykov, S., Yanev, Y., Moritz, R., Fontignie, D. 2003. Petrology, Sr and Nd isotope signature of the Late Cretaceous magmatism in the South-eastern part of Etropole Stara planina, Srednogorie magmatic zone. – 50 year University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski". Annual, 46, part I, Geology and Geophysics, Sofia, 2003, 201-207.
- Stoykov, S., Peytcheva, I., von Quadt, A., Moritz, R., Fontignie, D. 2004. Timing and magma evolution of the Chelopech volcanic complex (Bulgaria) (*in print*).
- Zimmerman, A., H. Stein & R. Markey. 2003. Re-Os ages for the Elatsite Cu-Au deposit, Srednogorie zone, Bulgaria. – *Mineral Exploration and Sustainable Development* (Eliopoulose et al., Eds). 2003 *Millpress, Rotterdam.*
- Von Quadt, A., I. Peycheva, B. Kamenov, L. Fanger, A.Heinrich and M. Frank. The Elatsite porphyry copper deposit in the Panagyuriste ore district, Srednogorie zone, Bulgaria: U-Pb zircon geochronology and isotopegeochemical investigation of magmatism and ore genesis.
 – In: Blundel. D. J., Neubauer, F. & Von Quadt, A. (ed) 2002. The Timing and Lokation of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen. Geological Society, London, Special Publications, 204. 119-135.

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

ВЪРХУ ПРОИЗХОДА НА ОЧНИТЕ ГНАЙСИ И ШИСТИ В ЗОНИ НА СРЯЗВАНЕ ОТ ЦЕНТРАЛНИТЕ РОДОПИ

Я. Герджиков

Софийски университет "Св. Климент Охридски", 1504 София, e-mail: janko@gea.uni-sofia.bg

РЕЗЮМЕ. Теренни и микроструктурни изследвания на очни гнайси и шисти от мигматитовото ядро на Родопите дават възможност за прецизиране на процесите довели до тяхното формиране. Тези скали представляват биотитови или двуслюдени гнайси и шисти, чийто матрикс обгръща полиминерални кварц-фелдшпатови лещи или мономинерални деформирани фелдшпатови кристали. В редица случаи раглежданите скали са привързани към милонитни зони, свързани с еволюцията на метаморфните комплекси в етапа след термалния пик на метаморфияма. Анализът на минералните парагенези и микроструктурните особености на изучаваните скали показва, че формирането им е станало при температури под 600°С. В този температурен интервал реоложките разлики между левкосомния материал и матрикса са значителни и синметаморфии деформации често водят до разкъсване на левкосомата. Деформационите градиенти в зоните на срязване позволяват изучаването на различни стадио от процеса на дезинтеграция на левкосомите и формиране на очни гнайси и шисти. Мезоструктурните особености на очните шисти и гнайси дава важна информации често водят до разкъсване на левкосомите и а очни гнайси и шисти. Мезоструктурните особености на очните шисти и гнайси дава важна информация на дезинтеграция на левкосомите и формиране на очни гнайси и шисти. Мезоструктурните особености на очните шисти и гнайси дава важна информация на характера на синметаморфините деформации след термалния пик на метаморфияма. От друга страна липсата на информация за първичната геометрия на изходните левкосоми е пречка за точната количествена оценка на деформацията в тези метаморфии тектонити.

THE ORIGIN OF THE AUGEN GNEISSES AND SCHISTS FROM THE SHEAR ZONES - A CASE STUDY FROM THE CENTRAL RHODOPES

I. Gerdjikov

Sofia University, Department of Geology and Paleontology, 1504 Sofia, e-mail: janko@gea.uni-sofia.bg

ABSTRACT. Field and microstructural studies in the migmatitic core of the Rhodope zone give new constraints on the origin of the widespread augen gneisses. The studied rocks are biotite or two mica gneiss and schists containing quartz-feldspar lenses or deformed feldspar crystals. In a number of cases these rocks are found in the mylonitic zones that have been active during the retrograde stage of the evolution of the migmatitic core. Judging from the mineral paragenesis and from the microfabric it seems that the formation of the augen-containing rocks was at temperatures lower that 600°C. At these temperatures the rheological differences between the leucosomes and the matrix are high and the synmetamorphic deformation often leads to disintegration of the leucosomes. The fabrics of the augen schists and gneisses provide important information about the character of the synmetamorphic deformation, but on the other hand the lack of the information about the initial geometry of the leucosomes hinders the precise quantitative estimate of strain.

Въведение

Очните гнайси са едни от най-честите скални типове, срещани в метаморфните комплекси на Родопите. В миналото те са били разглеждани като продукт на промяна на теригенни седименти или на мигматизация, съпроводена с бластеза на фелдшпат. В последните години за много от очните гнайси бе мотивиран орто-произход. В тези случаи очите са изградени от К-фелдшпатови кристали или от прекристализирали фелдшпатови зърна. Тази реинтерпретация на очните гнайси има сериозни последствия не само за стратиграфирането на метаморфните комплекси, но също така и за тектонската подялба на метаморфния разрез. Така например, считаните за Архайски ултраметаморфити очни гнайси от ядрото на Белоречкото подуване, от Харманлийско и южните части на Сакар (Пъновска свита по Кожухаров, 1987) се оказаха пластично деформирани едропорфирни гранити, чиято структура запечатва динамотермална обработка при температури не по-високи от 600° (Macheva and Kolcheva, 1992, Иванов и др., 2001). По този начин се мотивира сравнително нискотемпературен характер за скални комплекси, доскоро считани за най-стари и най-високотемпературни ядра на кристалина на южна България (Вергилов и др., 1963; Zagorchev, 1993). Проблематиката, свързана с различаването на мигматитите от деформирани при условия на нисък до среден амфиболитов фациес гранитоиди е с ключово значение за създаването на съвременни схеми за литотектонска подялба на разреза на метаморфитите от Родопската зона (Саров и др., 2004).

От друга страна проведените структурни и петрографски изследвания на скали от зони на срязване от Централните Родопи показаха присъствието на още един генетичен тип очни гнайси. Те са развити за сметка на мигматизирани скали, и са формирани в етапа след термалния пик на метаморфизма. Този тип очни гнайси са привързани към пластични зони на срязване и не рядко индикират найинтензивно деформираните домени. Целта на настоящата работа е да характеризира находищата на тези скали, да опише възможните механизми за формирането им и да се оцени тяхното значение за създаването на тектоностратиграфски модели.

Терминологични бележки

Характеризирането на метаморфните тектонити във високостепенните метаморфни терени е свързано с използ-

Герджиков Я. ВЪРХУ ПРОИЗХОДА НА ...

ването на редица термини, в които не рядко се влага различен смисъл. Поради тази причина накратко се излагат най-важните термини, свързани с описанието на структурите в тези метаморфити. Те са съобразени с най-новите препоръки на подкомисията по терминологията и систематика на метаморфните скали към IUGS (Brodie et al., 2002, Wimmenauer and Bryhni, 2002).

Терминът мигматит няма генетичен смисъл и с използването му се означават хетерогенни скали, състоящи се от светли (левкосоми) и тъмни (меланосоми) домени (Mehnert, 1968; Wimmenauer and Bryhni, 2002). Левкосомите са с гранитен състав (най-често аплити, пегматити, по-рядко гранитоиди). Произходът на левкосомите може да е свързан както с процеси на топене на място, така и с процеси на инжекция на материал от дълбочина.

Според Brodie et al. (2002), като гнайси се означават скалите, които притежават ясно изразен доменен строеж и се цепят на пластини не по-тънки от 1 сm. Доменният строеж се изразява в редуването на ивици изградени от слюдени минерали и кварц-фелдшпатови агрегати. Този тип номенклатура, основаваща се на структурните особености на метаморфитите е много по-лесна за използване по време на теренна работа.

Пластичните деформации на материал с гранитоиден състав при температури под 600° в повечето случаи води до формирането на порфиркокластни системи (Hanmer and Passchier, 1991), което е резултат от високата якост на калиевия фелдшпат. Тези системи се състоят от порфирокласт, и динамично прекристализирали "опашки" или "крила". В ултрамилонитните нива се достига до диспергиране на "опашките" в матрикса, като по този начин се получават "голи" порфирокласти (naked porphyroclasts), които някои автори наричат "мъниста" (beads – Stauffer and Lewry, 1993).

Находища

Пластичните зони на срязване (ПЗС) са едни от най-важните структури в метаморфния фундамент на Родопите. В редица случаи тези интензивно деформирани нива засягат мигматизирани литотектонски единици. Някои от тези зони притежават регионален характер (синметаморфен навлак на Burg et al., 1990; зоната на срязване Канарата – Sarov and Gerdjikov, 2002, Чепеларска зона на срязване - Gerdjikov et al., 2003) и са развити в мигматитовото ядро на Родопския кристалин - т. е. както лежащото, така и висящото крило са изградени от мигматизирани скали. Други пластични зони на срязване са локализирани на границата на мигматизирани литотектонски единици, с такива метаморфозирани в по-нисък фациес. Характерът на тези зони е различен – прим. Местенската зона на срязване е с компресионен характер (Barr et. al., 1999), като лежащото й крило е изградено от сравнително нискостепенните метаморфити на единицата Пангеон-Пирин, а висящото крило от мигматизираните скали на единицата Сидиронеро-Места. С екстензионен или отседно-екстензионен характер е Боровишката зона на срязване (Саров и др., 2004) с лежащо крило, изградено от мигматите на Старцевската единица и висящо крило от по-нискостепенните метаморфити на Бойновската единица. Независимо от разликите в характера им, пластичните зони на срязване имат редица общи черти:

(1) В рамките им се наблюдават градиенти на крайната деформация от протомилонити до ултрамилонити.

(2) Контактите на зоните с вместващите скали не са резки. Този факт, както и присъствието на по-слабо променените протомилонити, дава възможност да се оценят особеностите на протолитите на тектонитите от пластичните зони на срязване.

(3) Не рядко, в милонитните и ултрамилонитните нива, се установява прогресивна локализация на деформацията синхронно с понижаването на температурата в етапа на ексхумиране на метаморфитите към повърхността. Това дава възможност за по-добро разбиране на ретроградния етап от еволюцията на метаморфните комплекси.

Изброените особености на зоните на срязване дават възможност за изучаване на структурно-метаморфната еволюция на тектонитите, а също така за прецизиране характера на изходните скали, подложени на интензивни пластични деформации. Важно е да се отбележи, че изброените специфики на пластичните зони на срязване не са зависими от мащаба – те се срещат от мезо- до макрониво. Но поради: (1) по-добра разкритост; (2) разлики в литоложките разновидности, от което следва по-голяма вероятност за прецизиране на метаморфните условия; и (3) попродължителна динамо-метаморфна история именно регионалните зони са най-благоприятен обект за изследване на структурно-метаморфната история на метаморфните комплекси.

Когато в пластична зона на срязване бъдат въвлечени мигматити, възниква специфична структурна асоциация. В случаите на различно ориентирани спрямо фолиацията в мигматитите левкосоми, а така също в случаите на зараждане на ПЗС под ъгъл спрямо фолиацията в мигматитите, може да се очаква формирането както на будинажни структури, така и на гънки на надлъжно огъване (buckle folds). От друга страна, някои аргументи дават основание да се счита, че именно екстензионната деформация ще е доминираща за левкосомите. Те се основават на общи разсъждения, а така също и на моделите за деформиране на линейни обекти при прогресивна деформация (Passchier and Trow, 1996):

- ПЗС представляват региони на по-високи скорости на деформацията в скалните обеми, въвлечни в коровомащабни деформации в дълбоките части на земната кора.

- Не се забелязва разлика в ориентировката на фолиацията извън и вътре в ПЗС. Тези факти насочват към идеята, че формирането на ПЗС не води до значително преориентиране на по-ранните структури и следователно формирането на гънкови форми ще е по-малко вероятно.

- В повечето мигматити левкосомата е паралелна на фолиацията. Това е т. нар. синмигматично разслояване (Vanderhaeghe, 2001). Единствено някои секущи на фолиацията жили може да попадат в полето на свиване на прирастния елипсоид на деформацията.

Следователно може да се очаква, че огромната част от левкосомния материал ще бъде подложен на екстензия. Едни от най-специфичните структури, породени от екстензията на левкосомен матариал са порфирокластните системи, които в някои случаи доминират структурата на скалата и тя може да се характеризира като очен гнайс или шист.

Структури породени от екстензията на левкосомен материал

Екстензията на левкосомите поражда редица структури, които дават ценна информация за кинематиката на деформацията, а също така и за метаморфните условия по време на деформацията. Това са структури, които възникват във времето след термалния пик на метаморфизма, довел до формирането на мигматити. Породената структурна парагенеза е характеристична за ретроградния етап от еволюцията на метаморфните комплекси. Краен продукт на деформацията на левкосомите и включващия ги матрикс са очните гнайси и очните шисти. Вероятно формирането на очните шисти, характеризиращи се със богат на слюди матрикс се осъществява в относително по-нискотемпературни условия в случаите на локализиране на деформацията в по-дискретни нива (Hippertt and Hongn, 1998). Важно е да се отбележи, че формирането на този тип метаморфни тектонити е възможно в температурния интервал под 600°, където реоложките разлики между левкосомите и матрикса им са значителни. При по-високи температури деформацията е много по-еднородна и води до формиране на едрозърнести ивичести гнайси, при които левкосомата е транспозирана във фолиационните плоскости. За такива скали е характерен гнайсов строеж с дебели (>2 cm) кварц-фелдшпатови домени, които представляват преработената левкосома (фиг. 1).

В процеса на формиране на очни шисти и гнайси може да се обособят три стадия:

(1) Начален етап на пластична деформация на левкосомите и тяхното разкъсване. Типични тук са будинажните структури и структурите pinch & swell. Освен в случаите на значителни реоложки разлики между матрикса и левкосомите, се наблюдава пластична деформация и в левкосомите.

(2) Стадий на пълна дизентеграция на левкосомите. Разкъсването на левкосомите води до формирането на конгломератоподобни нива, тъй като от левкосомите остават само отделни фрагменти. Характерни са порфирокластичните системи, които са не само ценен кинематичен индикатор, но дават и информация за степента на некоаксиалност на течението на веществото в ПЗС (Hamner and Passchier, 1991; Stauffer and Lewry, 1993). Типичен случай в България са скалите от обхвата на Константиновката зона на срязване (Gerdjikov, 1999). В централните части на Родопите подобни скали са наблюдавани в рамките на Чепеларската зона на срязване (фиг. 2). Възможно е при тези два стадия будинажа да се използва за количествена оценка на деформацията (Lacassin et al, 1993). От друга страна наскоро бяха описани структури, напомнящи будинаж, за които се мотивира произход, свързан с внедряване на топилка (Bons et al., 2004). Това налага внимателен анализ на произхода на структурите.

(3) Стадий на формиране на "голи порфирокласти" или структура тип "мънисто", потопени в милонитен матрикс. Хомогенизацията на структурата на скалата е пълна, и на практика за заличени реоложките контрасти. Подобен тип скали (очни шисти) притежават структура тип "свързан слаб матрикс" (interconected weak layers – Handy, 1994) и са способни да акомодират значителни деформации чрез пластично течение на веществото (фиг. 8). Точна количествена оценка на деформацията в тези нива не може да се направи, но редица аргументи насочват към идеята, че това са нивата, които са акомодирали найзначителните транслации.



Фиг. 1. Високотемпературна гнайсов структура, оформена в резултат от преработка на левкосоми. Зона на синметаморфния навлак на Burg et al. (1990), северно от гр. Чепелара. Дълга ос на снимката – 40 ст



Фиг. 2. Дезинтегрирана аплит-пегматитна левкосома в милонитно ниво на Чепеларската зона на срязване. Дълга ос на снимката – 4 m

Едни от най-ясните примери за деформация на левкосоми може да се наблюдава в разкритията на Местенската зона на срязване, северно от гр. Ксанти. В тези локалитети мигматизираните гнайси от най-долните нива на единицата Сидиронеро са подложени на интензивни деформации в условията първоначално на амфиболитов, а е последствие и на зеленошистен фациес (Gautier et al., 2002). Милонитизацията в амфиболитов фациес има площен характер, докато зеленошистните милонити и ултрамилонити са локализирани в по-тесни зони, което е вероятно резултат от "канализирането" на флуидния поток по време на ретроградния етап от еволюцията. Интензитетът на пластичните деформации е изключително висок, и мигматитовия характер на изходните скали се долавя в изолирани, по-слабо деформирани домени (фиг. 3). В типичните случаи левкосомата е напълно дезинтегрирана и скалата притежава особеностите на очен шист/гнайс (фиг. 4).



Фиг. 3. Милонитизирана и частично разкъсана левкосома в относително слабо преработен домен на Местенската зона на срязване. Северно от гр. Ксанти. Дълга ос на снимката – 60 cm



Фиг. 4. Очен шист от Местенската зона на срязване. Северно от гр. Ксанти

Микроструктурните особености на лещовидните фрагменти левкосома индикират интензивна вътрешнокристална деформация и прекристализация. В защитените участъци около резистентни класти калиев-фелдшпат се наблюдава струпване на прекристализирал левкосомен материал (фиг. 5). Редица особености на тези скали изключват възможността те да са формирани за сметка на порфирни гранити – широко застъпените мраморни и кварцитни нива в разреза, хетерогенния характер на очните шисти/гнайси и присъствието на нетипични за ортогнайси порфиробласти от гранат в матрикса на очните шисти/гнайси (фиг. 6, 7). Краен стадий на деформацията на мигматите са мусковит-хлоритови филонити, съдържащи мъниста (beads) от резистентен калиев фелдшпат (фиг. 8). Филонитите са привързани към локалните зони на проява на зеленошистни деформации.

В значителна степен морфологията на крайните структури зависи от особеностите на изходните скали. Както е известно мигматитите са изключително хетерогенни скали, състоящи се от три основни компонента – палеосома, меланосома и левкосома. Особено важна за описание на поведението на мигматите е присъствието и количеството на меланосомата. Тя е изградена от биотит и при всякакви Р/ Т условия е най-некомпетентния елемент в скалния обем. При разглеждане процесите на деформиране на левкосомите може да се обособят два сценария, в зависимост от характера и количеството на матрикса, включващ левкосомите: (1) Левкосомите са включени в гнайсов матрикс, съдържащ малко количество меланосома. В този случай деформацията следва описания по-горе тристадиен процес.

(2) Левкосомите са включени в слаб, доминиран от биотит матрикс. Тук първичните особености на мигматите играят значителна роля при определяне характера на деформацията на меланосомата и левкосомата. Формираните структури са далеч по-малко информативни за интерпретиране на Р/Т условията, тъй като те се доминират от течението на слабия биотитов матрикс. Поради локализирането на деформацията, в слабия матрикс е възможно левкосомния материал да не бъде интензивно проникващо деформиран. От друга страна високата пластичност на матрикса не дава възможност за кристализиране на материал в междубудинните пространства. Високите реоложки контрасти между левкосомата и матрикса водят до нейното интензивно разкъсване и в тези случаи се достига почти винаги до формиране на голи "порфирокласти" или структура тип "мънисто". В някои случаи високата степен на локализиране на деформацията в матрикса (strain partitioning) се маркира от липсата на видими белези за интензивна вътрешнокристална деформация на порфирокластите (фиг. 9).

Как да различаваме видовете очни гнайси?

В някои от изследваните ПЗС с регионален характер (Местенска зона на срязване, Боровишка зона на срязване) в непосредствена близост се разкриват очни гнайси, които са с различен генезис - едните са продукт на милонитизацията на порфирни по калиев фелдшпат гранитоиди, а другите представляват силно деформирани мигматити. Разграничаването на двата типа очни гнайси е съществено и е възможно чрез използване на петроложки и геохимични анализи. Допустимо е и прилагането на някои по-достъпни критерии: (1) В случаите на милонитизирани левкосоми, много рядко се наблюдават идиоморфни К-фелдшпати. Докато дори в милонитизирани порфирни гранити, в слабодеформирани домени може да се установят идиоморфни кристали К-фелдшпат. (2) Милонитизираните порфирни гранити се характеризират с по-хомогенен строеж и състав, докато структурата и състава на деформираните мигматити варират на малки разстояния. (3) Милонитните порфирни гранити често оформят големи тела, докато милонитизирани мигматити са привързани към сравнително тесни зони.

Заключение

В редица случаи очни гнайси и шисти възникват в резултат на милонитизиране на мигматити. Различаването на този генетичен тип очни гнайси от тези, формирани при динамометаморфната преработка на порфирни по калиев фелдшпат гранитоиди е от твърде съществено при работата във високостепенните метаморфни терени. Формираните при милонитизацията на мигматити очни гнайси и шисти маркират най-интензивно деформираните домени в пластичните зони на срязване. Често срещаните в тях кластни системи са едни от най-сигурните кинематични индикатори, които също така позволяват и оценка степента на некоаксиалност на деформацията (Buttler et al., 2002). Данните за тези скали са ценен източник на информация за ретроградния етап от развитието на метаморфните комплекси и дават възможност за прецизиране на условията на ексхумация на високостепенните метаморфити.

Литература

- Вергилов, В., Кожухаров, Д., Боянов, И., Маврудчиев, Б., Кожухарова, Е. 1963. Бележки върху допалеозойските метаморфни комплекси в Родопския масив. - *Изе. геол. инст.*, *12*, 187-211.
- Иванов, Ж., Герджиков, Я., Кунов, А. 2001. Нови данни и съображения за структурата и тектонската еволюция на Сакарската област, ЮИ България. Год. Соф. Унив., Геол. и Геогр., 91, 1, 35-80.
- Кожухаров, Д. 1987. Литостратиграфия и строение докембрия в ядре Белоречкого поднятия в Восточных Родопах. -*Geologica Balc.*, *17*, 2, 15-38.
- Саров, С., Чернева, З., Колчева, К., Войнова, Е., Герджиков, Я., Овчарова, М. 2004. Строеж на източните части на Централнородопската есктензионна структура – литотектонска подялба на метаморфния разрез. - Сп. Бълг. геол. д-во (под печат).
- Barr, S., Temperley, S., Tarney, J. 1999. Lateral growth of the conitinental crust trough deep level subduction-accretion: a re-evaluation of Central Greek Rhodope. - *Lithos*, 46, 69-94.
- Bons, P. D., Druguet, E., Hamann, I., Carreras, J., Passchier, C. W. 2004. Apparent boudinage in dykes. *– Journ.of Structural Geology, 26*, 625-636
- Brodie, K., Fettes, D., Harte, B., Schmid, R. 2002. Structural terms including fault rock terms. *A proposal on behalf of the IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rocks. Web version of 31.10.2002.*
- Burg, J. P., Ivanov, Z., Ricou, L. E., Dimov, D., Klain, L. 1990. Implication of shear sense criteria for the tectonic evolution of the Central Rhodope Massif, Southern Bulgaria. -*Geology*, 18, 451-454.
- Butler, R.W.H., Casey, M., Lloyd, G.E., Bond, C.E., McDade, P., Shipton, Z.K. and Jones, R., 2002. Vertical stretching and crustal thickening at Nanga Parbat, Pakistan Himalaya: a model for distributed continental deformation during mountain building. - *Tectonics* 10.1029/ 2001TC901022.
- Gautier, P., Moriceau, R., Kostopoulus, D., Sokoutis, D., Monie, P., Van Den Driessche, J. 2002. Alpine thrusting versus late Alpine extension in norther Aegean: an

evaluation of the ductile record in the Rhodope Massif.-Geol. Balc. 31, 104-107.

- Gerdjikov, I. 1999. Konstantinovo megashear 145-120 Ma old ductile strike-slip fault. - *C. R. Acad. Sci. Bulg.* 52, 11-12, 75-78.
- Gerdjikov, I., Gautier, P., Cherneva, Z., Kostopoulos, D. 2003. Tectonic setting of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Chepelare area, Central Rhodopes.- *Bulgarian Geological Society, Annual Scientific conference, Abstract volume*, 44-45.
- Handy, M., R. 1994. Flow laws for rocks containing two non linear viscous phases: a phenomenological approach. – *Journ.of Structural Geology*, *16*, 287-301.
- Hanmer, S., Passchier, C. W. 1991. *Shear-sense indicators: a review*. Geol. survey of Canada, Sp. paper 90-17, 72 p.
- Hippertt, J. F., Hongn, F. D. 1998. Deformation mechanisms in the mylonite/ultramylonite transition. – *Journ.of Structural Geology*, 20, 1435-1448.
- Lacassin, R. P., Leloup, H., Tapponier, P. 1993. Bounds on strain in large Tertiary shear zones of SE Asia from boudinage restoration. – *Journ.of Structural Geology*, 15, 677-692.
- Macheva, L., Kolcheva, K. 1992. Metagranitoids from East Rhodopes – occurrences and main features. - C. R. Acad. bulg. Sci., 45, 6, 63-66.
- Mehnert, K. R. 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Amsterdam. 391 pp.
- Passchier, C. W., Trow, R. A. J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289 p.
- Sarov, S., Gerdjikov, I. 2002. Unroofing the central Rhodopian dome from the east - Kanarata extensional shear zone. -*C. R. Acad. Sci. Bulg.*, 55, 2, 71-74.
- Stauffer, M., Lewry, J. 1993. Regional setting and kinematic features of the Needle falls shear zone, Trans-Hudson orogen. – Can. Journ. Earth. Sci., 30, 1338-1354.
- Vanderhaeghe, O. 2001. Melt segregation, pervasive melt migration and magma mobility in the continental crust: the structural record from pores to orogens. *Phys. Chem. Earth*, *26*, 213-223.
- Wimmenauer, W., Bryhni, I. 2002. Migmatites and related rocks. A proposal on behalf of the IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rocks. Web version of 31.07.2002.
- Zagorchev, I. 1993. Alpine evolution of the pre-Alpine amphibolite facies basement in south Bulgaria. - *Mitt. Osterr. Geol. Ges., 86*, 9-23.

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и палеонтология", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 89-92

ХАРАКТЕРИСТИКА НА НАПУКВАНЕТО В КАРБОНАТНИ КОЛЕКТОРИ ОТ СЕЛАНОВСКИ ТИП (на примера на Селановското находище)

М. Дончева, В. Балинов, Е. Занева-Добранова, Й. Николова

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail:geoenergy@mail.mgu.bg

РЕЗЮМЕ. В североизточната част на Ломската депресия в среднотриаските (анизки) седименти е отделен специфичен генетичен тип (Селановски) карбонатен колектор, който се отличава от едновъзрастните наслаги, с които са свързани известните досега нефтени находища. При характеристиката на пукнатинната система в карбонатния колектор от Селановската нефтено находище е използван геолого-геофизичен комплекс от изследвания. Изучени са плътността, ориентацията и разпределението на пукнатините. Характерна особеност е присъствието на каверни и пори, развити па тяхната дължина. Анализът на последователността на процесите на минерално запълване и взаимоотношенията на пукнатините помежду им и със стилолитите, дава основание да се предположи, че отворените пукнатини се отнасят към две генерации. По-късната генерация формира основната проводяща система на продуктивния хоризонт.

CHARACTERIZATION OF FRACTURING IN CARBONATE RESERVOIRS OF SELANOVTZY TYPE (on the base of Selanovtzy deposit)

M. Doncheva, V. Balinov, E. Zaneva-Dobranova, J. Nikolova

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: geoenergy@mgu.bg

ABSTRACT. In the north-eastern part of the Lom depression in the Middle Triassic (Anisian) sediments is separated a specific Selanovtzy genetic type carbonate reservoir that differentiates from the same age deposits with which are connected known oil deposits. In the characterization of the fracture system in the carbonate reservoir of the Selanovtzy oil deposit is used geologic-geophysical complex of investigation. The density, the orientation and the distribution of the fractures are studied. Special feature is the presence caves and pores formed along their longitude. The analysis of the processes of mineral filling sequence and the relationships of the fractures with the stylolites allows to be supposed that the open fractures refer to two generations. The later generation forms the providing system of the productive horizon.

Увод

В източната част на Ломската депресия по генетични белези е отделен Селановски тип природен резервоар в среднотриаските (анизки) карбонатни седименти. Неговото разпространение се контролира от наличието на специфични биогенни скали, установени в Северокнежанската тераса, Селановския грабен и източната част на Ярловско-Селановската ивица. Идентифицирането му се базира на литолого-фациални белези на колекторното тяло и съчетанието му с подстилащите и покриващите го наслаги (Балинов и др., 2002). Скалите-колектори са представени основно от пелетни, пелетно-биодетритни и биодетритно-пелетни варовици. Това предопределя специфично развитие на постседиментационните процеси и оформянето на нов тип колекторно среднотриаско пространство. От гледна точка на ролята на различните типове празнини при формирането на капацитивния и филтрационен потенциал са отделени две относително автономни флуидонаситени системи: пукнатинно-кавернова и матрична (блокова). Филтрационният потенциал се формира от пукнатинната система, с характерните за нея разширения от пори и каверни. Тази нестандартно представяща се пукнатинно-кавернова система е обект на изследване в настоящата статия.

Материал и методика

Пукнатинно-каверновата система е добре изучена в Селановското нефтено находище. Получена е значителена по обем информация за всичките 7 броя сондажи, включително и поради значителното количество ядков материал. Това позволява да се използва сравнителният анализ за оценка на данните от различните видове изследвания (визуални и сондажно-геофизични).

На базата на визуалните наблюдения на ядковия материал е направена характеристика на морфоложките признаци (степента на запълване, разположението спрямо слоестостта и формата) на тази пукнатинно-каверновата система. Количествените показатели (дължина, отвореност и плътност на пукнатините) са определени по методиката на Е. Смехов и Л. Гмид (1969).

По данни от интерпретацията на резултатите от детайлните геофизични изследвания в сондажите (електрометрични, радиометрични и акустични) са оценени следните показатели: дължината на интервалите с присъствие на пукнатини; ориентацията на пукнатините; пукнатинната и каверновата вместимост.

При характеристиката на показателите е взета предвид представителността на определенията, получени по различните методи.

Морфология на пукнатинно-каверновата система

Пукнатинно-каверновата система в природния резервоар е със специфично развитие в сравнение с това на изучените досега у нас карбонатни колектори. Тя се отличава от тях по присъствието на каверни и пори, развити по дължината на пукнатините, чрез които се увеличава пукнатинната вместимост на варовиците. Характерно за напукването е незакономерното му изменение както по сондажните разрези, така и по площ. Проведеното изследване, с използване на компютърна програма, с цел отделяне на еднородни интервали по съвкупност от показатели (групи и гъстота на пукнатините, пукнатинна вместимост и проницаемост, съдържание и размер на пори по пукнатините) също потвърждава нееднородността на разрезите (Дончева и др., 2003).

Пукнатинно-каверновата система има значително разви-тие в границите на колекторното тяло. Макро- и микропукнатините са ориентирани вертикално, косо и хоризонтално на наслояването. Вертикалните пукнатини са с относително по-голям дял и освен самостоятелно, те най-често са спрегнати с останалите групи. По тях се наблюдава насищане с въглеводороди.

Пукнатините са предимно вътрешнопластови. Дължината им е разнообразна и по този признак се класифицират като къси, средни и дълги. Късите са в границите на минералните пукнатини и представляват части от тях. От този тип са и междуфрагментарните пукнатини, често нефтонаситени. Средните се ограничават от стилолитови повърхнини (фиг.16). Дългите са междупластови, с дължина до 1-2 m. По данни от интерпретацията на сондажно-геофизичните изследвания дължината им варира от 0,4 до 12 m. Отделените групи пукнатини са от 1 до 3 броя. Косите пукнатини често са с различна ориентация (под ъгъл от 45° или 75°) и тогава в разреза присъстват 4 групи. Това определя неравномерната плътност на пукнатините както по разрезите, така и в площта. Обикновено тя се променя от единици до 40 1/m, рядко повече. Най-често срещаните стойности са между 10 и 20 1/m.

Пукнатините често са минерализирани. В продуктивния хоризонт е регистрирана доломит-целестинова минерализация. Частично запълнените пукнатини са с налепи от доломит, а целестинът представлява по-късна генерация, която понякога изцяло ги затваря. Те са с променлива отвореност - от 0,08 до 0,2 mm, като средната стойност е предимно 0,1 mm. Често тя бързо намалява и макропукнатините преминават в микропукнатини или в минерални пукнатини.

Каверните и порите представляват верижно разположени уширения по хода на макро- и микропукнатините (фиг.1а,б,в). Те са удължени до силно удължени, рядко изометрични. Диаметърът им най-често се изменя от 0,04 до 15 mm. Тяхното присъствие е доста неравномерно по разреза на сондажите и в площта. Представени са по вертикалните и по-рядко по косите пукнатини. По сондажногеофизични данни дължината на интервалите, съдържащи каверни (не е изключено тук да са включени и каверните в матрицата) е от 0,4 до 10 m.



Фиг. 1. Пример за разпределение на пукнатинно-каверновата вместимост (m_{n+k}) в сондажен разрез и характерни макропукнатини (а, б, в и г), с уширения и нефтонасищане в пелетно-биотетритните варовици Стилолитите са характерен елемент за скалните разновидности. В продуктивния разрез се проявяват на границата на литотипните разновидности. Рядко се срещат по коси пукнатини, импрегнирани от нефт. Стилолитите присъст- ват основно като една група. Ролята им във филтрацията на флуидите е нищожна. Те са предимно запълнени от глинесто вещество (фиг.16). По рядко по тях са развити хоризонтални пукнатини. Когато се пресичат от вертикални пукнатини по тях се наблюдава частична импрегнация от нефт. В тези случаи са съпроводени и с развитие на нефтонаситени каверни.

Генезис на пукнатините

Формирането на напукването винаги се разглежда във връзка със структурно-тектонските особености на изследвания район. Основна роля в това отношение имат тектонските сили, които определят интензитета при оформянето на структури и образуването на разломи с определена посока (Finkbeiner et al., 1997). Установено е, че посоката на регионалния тектонски стрес съвпада с посока на главните разломни нарушения, който е и определящ за посоката на пукнатините.

Локализирането на посоката на пукнатините в конкретни- те условия е свързано с оформянето на Селановската структура. Тя е разположена в източната част на Ярловско-Селановската валоподобна ивица. В тази част тя граничи от юг със Селановския грабен. Тези тектонски единици са отделени от разлом с посока запад-изток, който продължително време (още от триаса) е играл роля в развитието на района (Боков и др., 1997, непубл. данни). Следвайки основния фактор на влияние, може да се предположи, че посоката на пукнатините ще бъде паралелна на този разлом - запад-източна. По-точното определяне на посоката и ориентацията (вертикални, наклонени или хоризонтални) на пукнатините е възможно чрез използване на графичен модел на ориетирана ядка, при който се отчита отклонението на сондажа и наклона на пластовете в оформената структура (Narr, 1991). Поради липса на тази информация изучаването на генетичната природа на пукнатинната система е доста затруднено.

Опитът за отделяне на различни генерации пукнатини е направен на базата на наблюденията основно върху взаимоотношенията на пукнатините помежду им, както и със стилолитовите повърхнини (фиг.16,в,г). Първоначалното присъствие на отворени пукнатини с различна ориентация и различна морфология е благоприятствало развитието на процесите на излужване. В резултат на тези процеси по дължината на пукнатините са образувани разширения с различна дължина и форма. От друга страна, показателна е последователността на процесите на запълването им с минерално вещество. Варовиците, изграждащи продуктивния разрез, се характеризират със специфична минерализация, предизвикана от проникване на разтвори, носители на доломит и целестин. Обикновено целестинът окончателно запечатва пукнатините. Тъй като той се среща в значителна част от отворени пукнатини, това позволява да се предполага, че част от пукнатинната система е била развита още преди процесите на инфилтрация на тези разтвори. В този смисъл, към по-раната генерация следва да се отнесат предимно частично запълнените пукнатини.

С по-късната генерация са свързани изцяло отворените пукнатини. Тези пукнатини имат по-голяма дължина (до 1-2 m). Те пресичат стилолити и хоризонтални пукнатини (фиг.1в,г), като по този начин формират основната проводяща система на продуктивния хоризонт. Към по-късната генерация могат да се отнесат и някои частично отворени под действието на тектонските сили минерални пукнатини на ранната генерация, макар че механизмът на тази изява е неясен.

Количествена характеристика на пукнатиннокаверновата система

По данни от визуалните наблюдения пукнатинната вместимост на варовиците варира в границите от 0,01 до 0,57%. Преобладаващите стойности са между 0,1 и 0,3%. Свързаната с уширенията по пукнатините кавернова вместимост се изменя от 0,1 до 0,7%. Когато към вместимостта на пукнатините се прибави и тази на привързаните към тях каверни и пори, средната сумарна вместимост е в границите от 0,04 до 1,03%. Пукнатинната проницаемост на варовиците е доста променлива по разреза на продуктивния хоризонт. Стойностите съставляват от 200 до 980 md, но най-често не превишава 650 md.

По данни от интерпретацията на детайлните геофизични изследвания в сондажите средната стойност на пукнатинната вместимост се променя в границите от 0,56 до 1,66%. Дължината на интервалите, съдържащи каверни е от 0,4 до 10 m. Стойностите на каверновата вместимост варират в границите от 0,2 до 1,8%. Средните стойности на пукнатинно-каверновата вместимост варират от 0,99 до 2,1%. Те са по-високи от изчислените по данни от визуалните наблюдения стойности, тъй като включват и вместимостта на каверните от матрицата. Пример с маркирано присъствие на пукнатини е показан на фиг.1.

Различията в количествените показатели на пукнатиннокаверновата система, получени по отделните методи, основно се дължи на факта, че визуалните изследвания отразяват точковите измервания на индивидуалните пукнатини, докато сондажно-геофизичните разглеждат измененията по всеки разглеждан интервал. Независимо от това, съпоставката на данните позволява да се направят корекции и то главно по отношение на коверновата вместимост.

Присъствието на пукнатинно-каверновата система в разреза на продуктивния хоризонт от Селановското находище дава основание да се дефинират два основни типа колектори: пукнатинен и порово-каверново-пукнатинен (с елементи на каверново-пукнатинен) (Балинов и др., 2001). Значителното й развитие предопределя формирането на единна в хидродинамично отношение система, която характеризира продуктивния хоризонт по филтрационнен потенциал като единно литолого-физично тяло.

Заключение

Пукнатинно-каверновата система в природния резервоар от Селановския тип е изучена на примера на Селановското нефтено находище. Тази система е с нестандартно развитие в сравнение с това на известните у нас карбонатни колектори. Отличава се от тях по присъствието на каверни и пори, развити по дължината на пукнатините, чрез които се увеличава пукнатинната вместимост на варовиците. Пукнатините са предимно вътрешнопластови и по-рядко междупластови.

За характеризирането на пукнатинно-каверновата систе- ма е използван комплекс от геолого-геофизични изследва- ния. Разгледани са плътността, ориентацията и разпределението на пукнатините, както и пукнатинно-каверновата вместимост и проницаемост. Съпоставката на данните от визуалните и сондажно-геофизичните изследвания позволява да се направят корекции главно по отношение на каверновата вместимост. Анализът на последователността на минералното запълнение и на съотношението между пукнатините и стилолитите очертава присъствието на две генерации пукнатини. По-късната генерация формира основната проводящата система на продуктивния хоризонт.

Литература

Балинов, В., Е. Занева-Добранова, А. Атанасов, П. Митов, Й. Йорданов. 2001. Резервоарни особености на биогенните варовици в среднотриаския разрез от

- Селановска площ. Геол. и минер.ресурси, септ., 28-31.
- Балинов, В., А. Атанасов, Е. Занева-Добранова, М. Дончева, П. Митов. 2002. Селановски тип природен резервоар в среднотриаския разрез от Ломската депресия. - *Минно дело и геология*, 3-4, 43-48.
- Смехов, Е. М. 1969. Методика изучения трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа. Недра. Ленинград.
- Дончева, М., С. Бояджиев, В. Балинов. 2003. Разграничаване на съвкупности от линейно подредени многомерни наблюдения в петролната геология. – Год. МГУ, ч.1, 73-76.
- Finkbeiner, T., C. A. Barton, M. D. Zoback. 1997. Relationships among In-Situ Stress, Fractures and Faults, and Fluid Flow: Monterey Formation, Santa Maria Basin, California. -AAPG Bulletin, v. 81/12, p. 1975-1999.
- Narr, W. 1991. Fracture density in the deep subsurface: techniques with application to Point Arguello oil field. -AAPG Bulletin, v. 75, p. 1300-1323.

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 93-96

PLATE-TECTONIC INTERPRETATION OF LAS VILLAS REGION (Central Cuba)

V. Jelev¹, R. Marinova², C. Vazquez³

¹ University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: vielev@mgu.bg

² Geographical Institute of Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia

³ Enterprise of Geology, Santa Clara

ABSTRACT. Las Villas region of Central Cuba consists of a paraautochthon (the zones of Remedios, Paleo-Camajuani and Camajuani) and two allochthons (Las Villas and Zaza). They resulted from the collision of the Caribbean and North American plates. Las Villas allochthon includes the zones of Las Villas, Paleo-Placetas and Placetas. It is a part of the southern margin of North American plate thrusted over Bahamas platform. Zaza allochthon coincides entirely with the Zaza zone. It is an obducted part of the Caribbean plate comprising island are lying on ophiolite complex. Serpentinite mélange in the lowest part of this complex marks an old (dead) subduction zone, transformed into obduction zone as a result of the collision. The boundary between the serpentinite mélange and the upper levels of the ophiolite complex is a detachment fault. Such a fault is supposed to exist between the basement and the folded cover as well. During the period of collision (Paleocene – Middle Eocene) and related trusting and obduction, three basins of terrigenous-carbonate sedimentation were formed. They were featured by intensive resedimentation phenomena. The flyschoid sediments of two of the basins (Camajuani and Placetas) have been used as lubricators, facilitating the thrusting and obduction.

ТЕКТОНСКА ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НА РЕГИОНА "ЛАС-ВИЯС" (Централна Куба)

В. Желев¹, Р. Маринова², К. Вазкуез³

¹ Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: <u>vielev@mgu.bg</u>

² Географски институт, БАН, 1113 София

³ Геоложко предприятие, Санта Клара

РЕЗЮМЕ. Регионът Лас Вияс на Централна Куба е изграден от параавтохтон (зоните Ремедиос, Палео-Камахуани и Камахуани) и два алохтона (Лас Вияс и Саса). Те са резултат от колизията между Карибската и Северноамериканската плочи. Алохтонът Лас Вияс включва зоните Лас Вияс, Палео-Пласетас и Пласетас. Той е част от южния ръб на Северноамериканската плоча, навлечена върху Бахамската платформа. Алохтонът Саса съвпада изцяло със зоната Саса. Той е част от южния ръб на Северноамериканската плоча, включваща островна дъга, лежаща върху офиолитов комплекс. Серпентинитов меланж в най-долната част на този комплекс маркира стара (мъртва) субдукционна зона, трансформирана в зона на обдукция в резултат на колизията. Границата между серпентинитовия меланж и по-горните нива на офиолитовия комплекс представлява разлом на отлепване. Предполага се съществуването на подобен разлом между фундамента и нагънатата покривка. По време на колизията (палеоцен – среден еоцен) и свързаните с нея навличане и обдукция, са образувани три басейни с теригенно-карбонатна седиментация. Характерни за тях са интензивните реседиментационни вления. Флишоидните седименти на два от тези басейни (Камахуани и Пласетас) са използвани като смазка, благоприятстваща навличането и обдукцията.

Introduction

Las Villas region is situated among the towns of Yaguajay, Moron, Ciego de Avila and Cabaiguan of Central Cuba. This article aims to demonstrate the relationships of the tectonic units exposed in this region and to interpret them in the context of the plate-tectonics. The proposed tectonic model is based on field investigations and analysis of published literature, geofund reports and geological maps. It specifies the models of Gealey (1980), Iturralde-Vinent (1975; 1988), Tchounev et al. (1981), Haydoutov (1986), Mossakovsky et al. (1988), Ianev et al. (1993), Jelev (1993) and others.

The interpretation is made according to the denomination of the structural zones and formations used by Mossakovsky et al. (1988) with supplements.

Description of the zones

Several structural-facial zones are exposed in the studied region of Central Cuba as follows: Remedios, Camajuani, Las

Villas, Placetas and Zaza. The zones are prolonged in a direction, coinciding with the extension of the island.

Remedios zone is built up of limestones, dolomites and evaporates, incorporated in Remedios Group ($K_{1^{-2}}$). In isolated parts (southwest of Mayajigua) flyschoid sediments (Vega Formation – Pg₂¹⁻²) characteristic for the Camajuani zone are exposed. Their contacts with Remedios Group are accepted to be tectonic (Kanchev et al., 1975; Mossakovsky et al., 1988 and others). The data from the borehole PE-1 and our detailed field investigation allow us to consider that Vega Formation lies transgressively on the Remedios Group not only here but along the whole prolongation of the two zones (Remedios and Camajuani) as well.

Camajuani zone is represented by irregularly alternating flyschoid (Vega Formation - Pg_2^{1-2}), carbonate (formations of Trocha – J_3^{t} , Margarita – K_1^{b-h} , Paraiso – K_1^{h-bm} , Mata – K_1^{al} - K_2^{cm} and Lutgarda – K_2^{mt}), terrigenous-carbonate (Sagua Formation – Pg_2^{1-2}) sediments and metabasites. So far it has been interpreted as a tectonically imbricated zone. There are some data about resedimentation phenomena in this zone but they are considered to be local (Hatten et al., 1958; Tchounev et al.,

1981; Iturralde-Vinent, 1988). We opine that besides the local olistostromes with intra- and extra-clasts, all carbonate and terrigenous-carbonate formations of the zone as well as the metabasites are olistoplakas included in flyschoid matrix (Vega Formation - Pq_2^{1-2}).

Las Villas zone is built up mainly of metabasites (Perea metamorphites) intruded by San Marcos troctolites and Tres Guanos guartz-monzonites (Hatten et al., 1958). These rocks together with the sediments of the Placetas zone were described by the same authors under the name Las Villas tecto-unit. Because of their specific character and peculiarities we examine them separately, following Knipper and Cabrera (1974). Las Villas zone is considered to be a faulted and uplifted part of the basement of the Cuban orthogeosyncline (Hatten, 1967) or a metamorphosed part of the ophiolite association (Somin and Millan, 1977; Haydoutov, 1986). We agree that the rocks of the zone possess specific elements, characteristic for the ophiolite association as a whole. But they are too different from the ophiolite complex of Zaza zone in which they have been recently included (Mossakovsky et al., 1988; Tchounev et al., 1981; Haydoutov, 1986; Shein et al., 1985; Vassilev et al., 1989 and others).

Placetas zone is marked by the occurrence of Vega Alta Formation (Pg₁₋₂). It has flyschoid character with resedimented (Mossakovsky and Albear, 1978) olistoliths and olistoplakas mainly of siliceous-carbonate and terrigenous-carbonate rocks (the formations of Veloz – J_3 - K_1^{a} , Carmita – K_1^{al} - K_2^{cm} , Amaro – K_2^{mt} and others) as well as rare clasts of metabasites and vulcanites (Vassilev et al., 1989).

Zaza zone is represented by an ophiolite complex including ultrabasites, cumulative gabbro, sheeted dykes and diabases

(Zurrapandilla Formation). In the lowest part of the complex there is serpentinite mélange comprising clasts extracted from the overlying and underlying rocks. Volcano-sedimentary formations (Cabaiguan – $K_1^{a\text{-al}}$, Provincial – $K_1^{a\text{-l}}-K_2^{cm}$, La Rana and Dagamal – $K_2^{cp\text{-mt}}$ and others) of an island arc lie above the ophiolite complex. Molasse (Mossakovsky and Albear, 1978) sediments (Bijabo Formation – Pg_2^{1-2}) accompanied by olistostromes in the lowest level (Taguasco Formation – Pg_1) follow upward.

All the zones are transgressively and discordantly covered by post-Middle Eocene (post-Cuban phase) platform formations (neoautochthon).

Tectonic model

The tectonic interpretation of both the relationships and character of the zones described above is demonstrated on the structural section (Fig. 1). It is based on the geophysical data about the deep structure of the Central Cuba interpreted by Bovenko et al. (1978) and Iturralde-Vinent (1988). According to these authors, the volcano-sedimentary cover in cross-section resembles a wedge, enlarging to the southwest and lying on a sialic basement broken by two northeast verging reverse faults. The zones of Remedios and Camajuani are a paraautochthonous part of the Bahamas platform, situated beneath two allochthons (Las Villas and Zaza). Las Villas allochthon (= Las Villas tecto-unit of Hatten et al., 1958) includes the zones of Las Villas and Placetas. Zaza allochthon (= Las Villas thrust fault of Hatten et al., 1958) coincides entirely with the Zaza zone.



Fig. 1. Structural section across Las Villas region, Central Cuba (out of scale) PARAAUTOCHTHON: (Remedios, Camajuani and Paleo- Camajuani (PC) zones): R- Remedios Group (K_{1.2}, limestones, dolomites, evaporates); V – Vega Formation (Pg₂^{1.2}, flyshoid sediments with olistostroms and olistoplakas derived from Las Villas zone and from the formations of Paleo-Camajuani (PC) zone.

LAS VILLAS ALLOCHTHON (Las Villas, Placetas and Paleo-Placetas (PP) zones): n – Las Villas zone (Perea metamorphites, San Marcos troctolites and Tres Guanos quartz-monzonites); VA – Vega Alta Formation (Pg₂¹⁻², flyshoid sediments with olistostroms and olistoplakas derived from Las Villas zone and from the formations of Paleo-Placetas (PP) zone.

ZAZA ALLOCHTHON (= Zaza zone): (s, Z) – ophiolite complex: s – serpentinite mélange, Z – gabbros and diabasses (Zurrapandilla Formation); (C, T, B) – formations of the island arc: C – volcano-sedimentary (Cabaiguan K_1^{a-al} , Provincial – K_1^{al} - K_2^{cm} , La Rana and Dagamal – K_2^{cp-ml}); (T, B) – sedimentary (T – Taguasco – Pg₁, olistostrome, B – Bijabo – Pg₂¹², molasse).

NEOAUTOCHTHON: Ch - post-Cuban formations (Pg23-Q).

PRINCIPAL FAULTS: 1 – thrust (obduction) plane of Las Villas allochthon; 2 – "dead" subduction zone transformed in obduction plane of Zaza allochthon; 3 – detachment faults.

The presence of specific resedimented rocks in the zones of Camajuani and Placetas implies the existence of two other zones - Paleo-Camajuani and Paleo-Placetas as feeding provinces. The first one should be searched for beneath the Las Villas allochthon. It belongs to the paraautochthon. The second one should be situated beneath the Zaza allochthon. It is a part of the Las Villas allochthon.

The flyschoid sediments of the zones of Camajuani (Vega Formation) and Placetas (Vega Alta Formation) have been used as lubricators facilitating the thrusting.

With respect to plate-tectonics, the planes of thrusting of the two allochthons could be interpreted as planes of obduction. In fact, the thrust plane of Zaza allochthon coinside with a "dead" subduction zone, marked by serpentinite mélange. There is a plane of detachment above the mélange. Reduction of the upper, more competent parts both of the ophiolite complex and the island arc is observed at some places along it. Such a plane is supposed to exist between the basement and the folded cover as well.

Caribbean plate moving to northeast; oceanic crust (Las Villas zone) subducting beneath, on which the sediments of Paleo-Placetas zone settle down; continental slope on which Paleo-Camajuani and Remedios zones terminate. On the K/Tr boundary the island arc collided with the continental lithosphere somewhere to the north of the region studied. This led to thrusting (Fig. 2, B) of Las Villas zone together with the overlying Paleo-Placetas zone over the continental slope (Paleo-Camajuani). Thus the Las Villas allochthon was formed. In front of the thrusting a flyschoid basin (Camajuani zone) fed by Las Villas and Paleo-Camajuani zones occurred. Another sedimentation zone (Placetas) formed at the back of the allochthon. Resedimented formations derived from the Paleo-Placetas and Las Villas zones settled down in it. Upon the moving to northeast island arc (Zaza zone), Taguasco and formations were deposited. Bijabo Resedimentation phenomena fed by the same zones as a result of quick uplifting and denudation took place.

Jelev V. et al. PLATE TECTONIC INTERPRETATION ...

Paleogeodynamic reconstruction

At the end of Cretaceous, the geodynamic environment was as follows (Fig. 2, A): island arc lying on oceanic crust of



Taguasco and Bijabo Formations. The rest of symbols are the same as on Fig. 1. (The stages of formation of the Cuban collisional orogen are explaned in the text).

At the end of the Middle Eocene (Cuban phase) the island arc here also reached the continental crust of the North American plate (Bahamas platform) and began to slide together with the ophiolite complex over the continental slope upon the Placetas zone and Las Villas allochthon and in some places covered them entirely (Fig. 2, C). In that way the Zaza allochthon was formed. In fact, the thrust zone coincides with serpentinite subduction mélange.

The continuing compression led to almost isoclinal folding of the platform cover including the allochthons. Most probably this

process was related to the formation of a plane (zone) of detachment between the cover and basement.

Thus the Cuban collisional orogen was formed and the accretion of the subducting North American plate was accomplished. This disturbed the isostatic equilibrium and led to the emergence of the Cuban island.

After the Middle Eocene, local shallow-water basins transgressed on the island and formed the neoautochthon.

Conclusions

What's the news in this interpretation?

• All carbonate and terrigenous-carbonate formations as well as metabasites of Camajuani zone are olistoplakas included in the Lower-Middle Eocene flyshoid matrix.

• The boundary between Remedios and Camajuani zone is not faulted.

• Two zones (Paleo-Camajuani and Paleo-Placetas) are supposed as feeding provinces of the zones of Camajuani and Placetas respectively, which should be searched for beneath the allochthons.

• Las Villas tecto-unit of Hatten et al. (1958) which has been lately ignored is rehabilitated. Here it is interpreted as Las Villas allochthon.

• The great number of faults established on the surface (Kanchev et al., 1975; Mossakovsky et al., 1988, Vassilev et al, 1989 and others) is reduced to two allochthons (Las Villas and Zaza) and a detachment fault situated between the serpentinite mélange and the upper parts of the ophiolite complex and the island arc. Such a plane is supposed to exist between the basement and the folded cover as well.

• The two thrusts are interpreted as obduction planes. Moreover, the thrust plane of Zaza allochthon is interpreted as a "dead" subduction zone.

• A paleogeodynamic reconstruction with addition of the new data to the existing models is proposed.

References

- Bovenko, V., B. Shcherbakova, G. Hernandes. 1978. Relation between the geological structure and the earth crust structure in the embrace of western Cuba. – *Sovetskaya geologia*, 6, 117-128 (in Russian).
- Gealy, W. 1980. Ophiolite obduction mechanism. In: Ophiolites (ed. Panayotou, A.), Proc. Int. Oph. Symp., Cyprus, 228-243 (in English).
- Hatten, Ch. 1967. Principal features of Cuban geology: discussion. AAPG Bull., 51, 5, 780-791 (in English).
- Hatten, Ch., O. Schooler, E. Giedt, A. Meyerhoff. 1958. Geology of Central Cuba: eastern Las Villas and western Camaguey provinces. – La Habana, Ministerio de Industrias, 250 p. (in English).

- Haydoutov, I. 1986. Model of the Cretaceous geotectonic evolution of Central Cuba. – In: Contribution of Bulgarian geology (ed. Khrischev, Kh.), Sofia, Technika, 107-116 (in English).
- Ianev, S., D. Tchounev, Tz. Tzankov. 1993. El complejo volcano-sedimentario cretacico de Cuba central. – Docum. Lab., Geol. Lyon, 125, 223-240 (in Spanish).
- Iturralde-Vinent, M. 1975. Problems in application of modern tectonic hypotheses to Cuba and Caribbean region. – AAPG Bull., 59, 5, 838-855 (in English).
- Iturralde-Vinent, M. 1988. *Naturaleza geologica de Cuba*. Tecnica, La Habana, 146 p. (in Spanish).
- Jelev, V. 1993. On the structure of the Las Villas Jibaro Baez region (Central Cuba). – *Review of Bulg. Geol. Soc.*, 54, 3, 127-130 (in English).
- Kanchev, I., I. Boyanov, A. Goranov, N. Yolkichev, R. Cabrera, M. Kanazirski, N. Popov, M. Stancheva. 1975. Levantamento geologico a escala 1:250 000 de la provincial de Las Villas, Cuba. – La Habana, Ministerio de Industrias, 1416 p. (in Spanish).
- Knipper, A., R. Cabrera. 1974. Tectonica y geologia historica de la zona de articulation entre el mio- y eugeosinclinal y del cinturon hiperbasico de Cuba. – *In: Contribution a la geologia de Cuba (ed. Theudis, I.)*, Instituto de Geologia, Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, 15-77 (in Spanish).
- Mossakovsky, A., H. Albear. 1978. The allochthonous structure of the western and northern Cuba and history of its establishment based on the investigation of olistostromes and molasses. – *Geotectonica*, Moscow, 3, 100-118 (in Russian).
- Mossakovsky, A., G. Nekrasov, S. Sokolov. 1986. Metamorphic complexes and the problem of the Alpine structures basement in the Central Cuba. – *Geotectonica*, Moscow, 3, 5-24 (in Russian).
- Mossakovsky, A., G. Nekrasov, S. Sokolov (eds). 1988. *Mapa geologico de Cuba, escala 1:250 000.* Editado por el Instituto de geologia de la Academia de Ciencias de la URSS (in Spanish).
- Shein, V., K. Klischov, J. Yaparraguire, E. Garcia, R. Rodriguez, J. G. Lopez, R. Socorro, J. O. Lopez. 1985. *Mapa tectonico de Cuba, escala 1:500 000. – Ministerio de* Industris basica, La Habana (in Spanish).
- Somin, M., G. Millan. 1977. On the age of the metamorphic rocks of Cuba. – *Comp. Rend. Acad. Sci. USSR*, 234, 4, 900-903 (in Russian).
- Tchounev, D., R. Cabrera, S. Ianev, Tz. Tzankov, M. Iturralde-Vinent, I. Ianeva, P. Tchoumachenko. 1981. Geologia del territorio Ciego de Avila – Camaguey – Las Tunas. – Academia de Ciencias de Cuba, 1228 (in Spanish).
- Vasilev, E., et al. 1989. Levantamento geologico 1:50 000 y busqueda Norte Las Villas-II – Jibaro – Baez, Cuba. – La Habana, Ministerio de Industria basica, 1, 242 (in Spanish).

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и палеонтология", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 97-99

ВЛИЯНИЕ НА МИНЕРАЛНИЯ СЪСТАВ НА ПЛИОЦЕНСКИТЕ ГЛИНИ ВЪРХУ СПЕЦИФИЧНОТО ИМ ПОВЕДЕНИЕ (на примера на Източномаришкия въглищен басейн)

Е. Занева-Добранова, П. Стоева, Е. Александрова

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София

РЕЗЮМЕ. Във връзка със специфичното поведение на плиоценските глини при тяхното изземване в открити рудници, е установена връзка между естественото им водосъдържание, обемната плътност и деформационните свойства (изследвани по статични и динамични методи) и минералния състав. Направения анализ позволява да се установят закономерности, които имат важно значение за прогнозиране на най-характерните свойства на скалите в масива.

EFFECT OF THE MINERAL COMPOSITION OF PLIOCENE CLAYS ON THEIR SPECIFIC BEHABIOUR (on the base of East-Maritsa basin)

E. Zaneva-Dobranova, P. Stoeva, E. Alexandrova

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: edobranova@abv.bg

ABSTRACT. There is a relation between the natural water content, bulk density and deformation properties (studied by static and dynamic methods) established on the basis of specific behavior Pliocene clays during mining. The analysis involves establishing of regularities, which are very important for the prediction of the typical rock properties in the massif.

Във връзка с изучаването на специфичното поведение на плиоценските глини от надъвъглищния комплекс са извършени голям брой изследвания на минералния състав и на важни свойства като естественото водно съдържание (W_n), обемната плътност (p_n), деформационните свойства (изследвани по статични и динамични методи).

За оценяване на естественото състояние на плиоценския масив от откритите рудници е необходимо да се установи влиянието на минералния състав върху посочените по-горе свойства (табл.1, 2, 3 и 4). Данните от таблиците са осреднени, което е необходимо за да се получи представителна характеристика за всяка класификационна група и подгрупа скални разновидности.

Седиментационните процеси в плиоценския басейн са резултат на разрушаване на разнородни коренни скали, транспортиране и литификация.

Отдолу нагоре плиоценският профил е представен от глинести разновидности, постепенно залягащи една над друга, различно обогатени на теригенен и карбонатен материал.

Създадената инженерно-геоложка класификация (Стоева и др., 1997) позволява разделянето на скалите на групи и подгрупи с условни обозначения - I за сивочерните глини, II – сивосините, III – глинестите пясъци и V – жълтокафявите глини. Подгрупите са индексирани с арабски цифри.

Сивочерните глини, принадлежащи към подгрупа I.2 съдържат голямо количество монтморилонит (средно 26%). Освен това в част от тях е установено значително присъствие на на фелдшпат и кварц, което е основание за поделянето им на две подгрупи: I.2 (а) и I.2 (б). Синьозелените глини, принадлежащи към подгрупа II.2, освен монтморилонит (23% - 27%) съдържат и значително количество каолинит (до 25%). Разделянето на подгрупа II.2 се основава на присъствието на карбонатни включения (с дименсия на дребни чакъли), които не се изявяват като карбонатна компонента. Те се характеризират с високо процентно съдържание на кварц и фелдшпат (27%).

Синьозелените глини с карбонатно вещество се отнасят към класификационните подгрупи на II.3. Подгрупа II.3 (а) съдържа карбонатен материал под формата на праховидни повлекла и фино-дисперсно варовито вещество. В подгрупа II.3 (б) не е установено присъствие на карбонатен материал (табл.1).

Най-отгоре в разреза залягат жълтокафяви окислени глини, които са отнесена към класификационната група V. Подгрупа V.(а) съдържа значително количество варовито вещество и повлекла (средно 28%), а в подгрупа V.(б) карбонатни минерали не са установени.

Естественото водно съдържание на скалите от целия плиоценски профил се колебае в широки граници от 15 % до 44 % (табл. 2), което е във връзка със съдържанието на монтморилонит.

Закономерната връзка обемна плътност-естествено водосъдържание (Маслов, 1961) е представена на фигура 1 и се описва като парабола от втора степен с висок коефициент на корелация.

Деформационните свойства, определени чрез статични изследвания, степенно натоварване и разтоварване се характеризират с параметрите, показани в таблица 3. При натоварване до 60 % - 70 %, пластичната деформация за

Занева-Добранова Е. и др. ВЛИЯНИЕ НА МИНЕРАЛНИЯ ...

всяка подгрупа се изменя от 45 % до 61 %. Това е характерно за глинести разновидности съдържащи висок процент монтморилонит и каолинит. Еластичният модул (E_{stat}) за всички подгрупи е с близки стойности, които се изменят от 8,29.10⁷ Ра до 10,78.10⁷ Ра. Значително по-нисък е

деформационния модул (М). Той се променя от 2,78. 10^7 Ра до 5,16. 10^7 Ра (табл.3). Коефициентът на Пуасон (μ_{stat}) е в границите 0,16 – 0,27 и отговаря на граничните стойности (μ <0,5), дефинирани и обосновани от Терцаги (1961).

Таблица 1.

Минерален състав

Класифика- ционна	Литоложко описание	Тер мине	игенни рали, %	Глинести минерали, %		Карбонатни минерали, %
група		Кварц	Фелдшпат	Монтморилонит	Каолинит	Калцит
I.2 (a)	Глина сивочерна	6	24	20	9	-
1.2 (б)	Глина сивочерна с въглища	24	12	26	17	-
II.2 (a)	Глина синьозелена с карбонатни	27	27	23	9	-
	включения					
II.2 (б)	Глина синьозелена	15	6	37	25	-
II.3 (a)	Глина синьозелена с карбонатни	13	6	33	17	17
	повлекла					
II.3 (б)	Глина синьозелена	18	10	29	17	6
111.	Пясък глинест	36	17	16	5	-
V. (a)	Глина жълтокафява варовита	10	8	27	9	28
V. (б)	Глина жълтокафява	22	12	32	13	4

Таблица 2.

Физични свойства

Класифика ционна група	Литоложко описание	W _n , %	ρ _n , g/ cm³
1.2	Глина сивочерна	44	1,77
II.2 (a)	Глина синьозелена с		
	карбонатни включения	27	2,07
II.2 (б)	Глина синьозелена	19	2,11
II.3 (a)	Глина синьозелена с		
	карбонатни повлекла	36	1,94
II.3 (б)	Глина синьозелена	39	1,73
III.	Пясък глинест	15	1,97
V. (a)	Глина жълтокафява		
	варовита	25	1,93
V. (б)	Глина жълтокафява	37	1,87



Фиг. 1. Връзка между естественото водно съдържание (W_n) и обемната плътност (ρ_n)

Таблица 3.

Деформационни свойства

Класификационна група	Процент на натоварване, %	Пластични деформации, ɛ, %	E _{stat} .10 ⁷ Pa	M.10 ⁷ Pa	μ_{stat}
1.2	60	61	7,16	2,78	0,16
II.2 (a)	60	52	10,78	5,16	0,24
11.3	40	45	6,58	3,61	0,19
	60	57	8,38	3,46	0,21
	90	56	6,84	2,99	0,10
V.	50	45	8,29	4,57	0,27
	70	58	8,05	3,51	0,31
	80	61	5,59	2,63	0,10

Динамичният модул (E_d), изследван с ултразвукови методи, е значително по-нисък – от 1,69. 10⁷ Ра до 2,263. 10⁷ Ра в I и II група. За група V той достига до 0,358.10⁷ Ра. Стойностите на динамичният коефициент на Пуасон (μ_d) е относително висок, но отговаря на граничните стойности на Терцаги (табл. 4).

T	аблица 4.	
-	-	

Ултразвукови свойства

Класификационна група	V _p , m/s	V _s , m/s	E _d , .10 ⁷ Pa	$\mu_{\tt d}$
1.2	1470	264	0,169	0,48
II.2	798	284	0,263	0,42

II.3	750	282	0,225	0,42
V.	818	376	0,358	0,36

Връзката между статичния (E_{stat}) и динамичния (E_d) модули се описва с парабола от втора степен, но има сравнително нисък коерелационен коефициент (фиг. 2). Това се дължи на появата на структурни различия в процеса на изследване. При статичните методи, в резултат на степенното натоварване и разтоварване, в скалите настъпват частични уплътнителни процеси. В резултат на ултразвуковите изследвания измерването е директно и уплътнителни процеси отсъстват. При същите условия е дадена връзката между динамичния (μ_d) и статичния (μ_{stat}) коефициента на Пуасон (фиг. 3). Тя се описва с квадратна парабола, но със значително по-висок корелационен коефициент.

Направеният анализ има методологична и практическа стойност и позволява установяването на закономерности, които са от значение за прогнозиране на характерни свойства на глинестите скали в масива.



Фиг. 2. Връзка между статичния (E_{stat}) и динамичния (E_d) модули



Фиг. 3. Връзка между статичния (μ_{stat}) и динамичния (μ_d) коефициенти на Пуасон

Литература

- Стоева, П. и др. 1994. Категоризация на надвъглищните глини по условия на копаене. Отчет, МГУ.
- Стоева, П. и др.1997. Създаване на литолого-минераложка (инженерно-геоложка) класификация на скалите. Отчет, МГУ.
- Маслов Н.Н. 1961. Основы механики грунтов и инженерной геологии. Изд. Мин. автом. трансп. и шоссейн. дорог РСФСР.
- Терцаги К. 1961. *Теория механики грунтов.* Госстройиздат.

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 101-108

PETROLOGY AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENT OF THE COAL FROM BOBOV DOL BASIN, BULGARIA

A. Zdravkov, J. Kortenski

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: <u>alex_zdravkov@yahoo.com</u>, jordan_kortenski@hotmail.com

ABSTRACT. Coal seams from Bobov Dol basin were sampled and analyzed using recent petrographic methods for establishing the coal petrography. The average huminite reflectance was measured on Eu-ulminite B to be 0.4 %. Petrographic study reveals that the coal is exceedingly rich in macerals from huminite group. Their average amount is 91% on mineral matter free basis. Texto-ulminite, eu-ulminite, densinite, gelinite and corpohuminite were counted in considerable amounts. Textinite was also established in small amounts as part of plant roots, along with phlobaphinite. The macerals from the Liptinite group were detected using fluorescent light, applied for the first time for these coals. Sporinite, cutinite, resinite, alginite, fluorinite, bituminous substances of bituminite and exsudatinite type and liptodetrinite were established. Bituminite, exsudatinite and fluorinite were identified for the first time in these coals. Inertinite macerals were found to be in amount less than 2 percents, thus suggesting continuously wet conditions during deposition of the organic material. The group is represented mainly by fungal remains, indicating weakly oxic conditions through the plant deposition, while the other macerals constitute not more than 0.5 %, or are missing at all. Petrographic properties reveal that the coals were subjected to advanced humification and strong gelification. The results of maceral analysis indicate deposition in continuously wet swamp or marsh type paleomire from mixed herbaceous and wood angiosperm type vegetation, as indicated by the low amount of resinite in the coal. *Key words*: coal, macerals, maceral analysis, depositional environment, Bulgaria.

ПЕТРОГРАФИЯ И УСЛОВИЯ НА ОТЛАГАНЕ НА ВЪГЛИЩАТА ОТ БОБОВДОЛСКИЯ БАСЕЙН, БЪЛГАРИЯ

А. Здравков, Й. Кортенски

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: <u>alex_zdravkov@yahoo.com</u>, jordan_kortenski@hotmail.com

РЕЗЮМЕ. Опробвани са въглищни пластове от Бобвдолския басейн. Пробите са анализирани със съвременни методи за мацерална идентификация. Среднота стойност на отражението на хуминита, измерена на Еу-улминит В е 0.4 %. Въглищата са богати на мацерали от група Хуминит със средно съдържание на органична маса от 91%. Текстоулминит, еу-улминит, денсинит, гелинит и корпохуминит са установени в значителни количества. Текстинитът е установен в малки количества като част от корени, понякога с флобафинит. Липоидните мацерали са наблюдавани във флуорисцентна светлина за първи път за тези въглища. Установени са споринит, кутинит, резинит, алгинит, флуоринит, битуминит и и ипотодетрлинит. Битуминитът и флуоринитът са идентифицирани за първи път в тези въглища. Инертинитовите мацерали се установяват в количество под 2%, което свидетелства за обводняване на торфеното блато. Представени са предимно от останки на гъби, които са индикатор за слабо окислителни условия при отлагане на растителните останки, докато останалите мацерали са не повече от 0.5 %. Установените петроложки особености указват за напреднала хумификация и интензивана гелификация на тъканите. Резултатите от мацералния анализ свидетелстват за отлагане на смесена тревна и дървесна ангиоспермна растителност в продължително оводнено блато.

Introduction

The Bobov Dol coal basin is situated in South-West Bulgaria and belongs to the Pernik coal province (Minčev, 1961). The coal-bearing Paleogene sediments are deposited in NW-SE graben structure over denudated crystalline shists, Triassic and Jurassic sediments (Zagorchev et al., 1994). They are typical mollasse sediments, containing coal beds and bituminous shales, separated in four unofficial lithostratigraphic formations (Zagorchev et al., 1994). The lower part of the Paleogene profile is represented by polymictic conglomerates and sandstones with total depth of 250m. Above them thinlayered argillites and marls, containing organic matter in the form of thin stripes, were deposited. The formation has middle Oligocene age (Černjavska, 1970) and is followed by alternating conglomerates, sandstones and aleurollites. The following coal-bearing formation is represented by sandstones, sandy clays, aleurollites, argillites and up to 8 coal beds with

varying thickness. It has up to 100m thickness and late Oligocene age (Černjavska, 1970). The upper sediments are thin-layered argillites with late Oligocene to early Miocene age (Černjavska, 1970). The Paleogene sediments were strongly folded by tectonic deformations into several sinclines and an anticline.

Methods

The present study is based on 21 samples, taken from the IV and IV^a coal seams. For microscopic investigations the samples were crushed to a maximum size of 1 mm, mounted with epoxy resin, ground and polished. Maceral analysis was performed by Single-scan method (Taylor et al., 1998) with Leica MPV microscope, equipped with reflected white and blue irradiation light and 20x/0.40, 50x/0.85 and 100x/1.25 objectives for oil immersion investigations. At least 300 points were counted, using automatic point counter "Prior G".

Huminite reflectance was measured on minimum 50 point per

sample, using Yttrium-Aluminum-Garnet standard with reflectance 0.899% and 546 nm monochromatic light.



Fig. 1. Maceral composition and facies indices distribution in the IV and IV^a coal seams, Bobov Dol basin

Results and discussion

Microscopically Bobov Dol coals are banded humic coals with bright and dull bands. The most common macroscopic components are clarain and vitrain with small amounts of fusain. The later occur as small isolated lenses within the groundmass.

The coal rank was determined by measuring huminite reflectance. The values achieved ranges from 0.34 to 0.45% Rr for the both coal seams, which according to the German, North American (Taylor et al., 1998) and Bulgarian coalification classifications correspond respectively to transition from Matt-to Glanz- Brown coals, sub-bituminous C-B coals or O_2 - O_3 coalification stage. The average reflectance value, established by this study, is 0.4% Rr and correlates well with previous investigations of these coals (Valceva, 1985, Šiškov et al., 1989).

Macerals from the Huminite group

The petrographic analysis reveals that the Bobov Dol coals are rich in huminite macerals (fig. 1). Although the amount of the individual macerals differs within the samples, it can easily be seen (fig. 1) the large amount of Huminite macerals, which ranges from 88 to 95 % for IV seam and from 84 to 97 for seam IV^a. The distribution of the Huminite subgroups is shown on figure 1. The amount of the macerals from the Humotelinite subgroup is usually less than 50% of the sample. However 2 samples, taken from the bottom of the IV seam, as well as 2 samples from the middle of IV^a seam show increased amounts

of Humotelinite macerals (fig. 1) as a result of enhanced contribution of wood. Within this subgroup textinite has very small amount, with average value 2.3 vol. %. It has very low reflectance and forms plant roots (Fig. 2a). The cell cavities are empty and the cell walls are highly deformed (Fig. 2a) due to mechanical deformations and the softening of the tissue, caused by the biochemical gelification. The maceral has dark grey color and occurs only in the A variety. Transitions to textoulminite can rarely be seen (Fig. 2b). The amount of the later usually does not exceed 6-7 %, except in the samples from 0.4 to 1.2 m depth in IV^a seam, where the amount of the textoulminite ranges from 25 to 34 %. Within the samples from the IV seam slightly increased values was observed at the 0.4, 1.2, 2.4 and 2.6 meters down from the top of the seam. The maceral occurs as B variety, having reflectance, higher than the groundmass. It is characterized by partially closed cell openings (fig. 2b). The most resistant to gelification tissue of the cell walls appears as thin curved line with low reflectance (fig. 2b). Rarely medium reflecting resinite with low fluorescence could be found within the cells, along with bright yellow fluorescing bituminous product, forming from the resinite (fig. 4a, b) (Taylor et al., 1998). Texto-ulminite usually shows transitions to eu-ulminite (Figs. 2b). The later is the most abundant maceral of this subgroup in the coal. Its amount is around 30 % for seam IV and around 26% for the IV^a seam. It occurs as B variety and forms bands and lenses of more or less homogenous gelified tissue (fig. 2b, c).

Humodetrinite subgroup is represented by both attrinite and densinite macerals. Their average amount for the both coal

seams is about 40%. Although the two were not separated quantitatively it appears the later is the most abundant, forming the strongly humified and gelified groundmass of the coal (fig. 2g). Attrinite was observed in transition to densinite (fig. 2e, f) or exists as small detritic particles within the mineral containing bands in the coal (Fig. 2a-lower part). Both densinite and attrinite does not show any fluorescence, which is an indication of the absence of the easily decomposing cellulose.

Humocollinite subgroup is represented mainly by phlobaphinite. The later occurs as small round or elongated bodies, filling the cell openings of former suberinitized tissues (fig. 2d) or texto-ulminite. Its presence indicates contribution from tannin-impregnated woods. The maceral predominates over the pseudo-phlobaphinite, which can also be observed as small bodies within the groundmass (fig. 2e). Gelinite in the form of porigelinite, filling cell-openings in phyllo-vitrinite and rarely in suberinite, was also established in the coal (fig. 2h).

Macerals from the Liptinite group

The amount of the macerals from this group is shown on figure 1. Their color in fluorescence light is orange in accordance to the medium rank of the coals (Taylor et al., 1998). Sporinite was established as flattened elongated and thread-like microspores and pollen (Figs. 3a, b, c). They possess in most cases intact sporopollenin layer suggesting short transportation or none at all. The later indicates autochtonous or hypoautochtonous origin of the sporinite. Sporangium with numerous spores has also been found in these coals (Fig. 3a). The maceral is easily identified in fluorescent light, as well as in reflected light, due to its specific shape and very low reflectance and dark grey color (Fig. 2e, f, g). The amount of microsporinite rarely exceeds 2 %. In addition a megasporinite particle was also established in one sample (fig. 2f).

Cutinite has been identified as leaf protection (Fig. 2h; 3d, e, f). It is usually thin and forms thread-like bodies around phyllovitrinite (fig. 2h; 3d, f). The color in fluorescent light is yellow to orange (fig. 3d), but dark green cutinite with very low fluorescence can also be seen (fig. 3f). In reflected light it shows dark grey to black color (Fig. 2h), and can be easily identified, because of its specific shape. The phyllo-vitrinite (an informal name for describing tissues, derived from leafs (Stach et al., 1982)) it covers has different degrees of tissue preservation (Fig. 2h). Single thick cutinite (Fig. 3e) can also be found. The maceral usually associates with fluorinite. The later forms round bright fluorescing bodies within the phyllovitrinite (fig. 3e, f) or scattered within the humodetrinite (fig. 3d). Along with the liptodetrinite the maceral is abundant in coal in amount from 2.2 to 2.6 % on average of the liptinite macerals.

Suberinite was identified only in few samples. The cell walls are thin and the cell-openings are filled with phlobaphinite (fig. 2d). The color in reflected light is grey, but in fluorescent light the maceral does not fluoresce, due to the medium rank of the coal. The distinction in reflected light between textinite A and suberinite was based on the shape of their cell-walls, which for the later have elongated form. In addition the cell lumens of the suberinite are always filled with tannin-derived humic substances.

Resinite was identified as round bodies (Fig. 4e, f) filling resin ducts within the plant roots (fig. 2d; 3g, h). Its color in reflected light is dark gray (Fig. 2d; 3h) with strong internal reflections, and in fluorescent light dark yellow-green (fig. 3g). In addition small amount of medium reflecting and very low fluorescing resinite was also established, filling the cell openings of texto-ulminite (fig. 4a). This kind of resinite is known to produce large amounts of hydrocarbons at the boundary between lignite and sub-bituminous coals (Taylor et al., 1998). The later show strong fluorescence in yellow (fig. 4b) and partially or entirely substitutes the resinite.

The resinite amount is usually less than a percent. However few samples are characterized by slightly higher resinite content - at depth of 2.6m. (IV seam) and in the middle and lower part of the IV^a seam.

Bituminous substances of bituminite and exsudatinite type were established in amount less than 2%. They form small round bodies with low brown fluorescence within the groundmass or infill the cells of fungal spores (fig. 3c). These substances are known to form in the beginning of the bituminization process (Taylor et al., 1998) from alginite (bituminite) or the other lipoid macerals (exsudatinite).

All unidentifiable particles of the liptinitic macerals were counted as liptodetrinite (Fig. 3c). Its amount in the samples on average is around 2.5% and along with the sporinite and fluorinite is one of the main contributors of the Liptinite group. Increased amount of liptodetrinite indicate hypoautochtonous to allochtonous origin of part of the liptinite in these coals.

Macerals from the Inertinite group

Bobov Dol coals were found to have very low amounts of macerals from this group. Fusinite, semifusinite and inertodetrintie (Fig. 2e) were established only in few samples in amount less than 0.5 %, thus indicating enhanced humidity of the climate and absence of temperature-controlled destruction of the organic matter during the deposition of the examined coal seams. Fungal remains (ICCP, 2001) are common in all samples, but their amount does not exceed 2%. Exception is made for the sample from 1.8m from the IV seam, where the amount of fungal remains reaches 2.5%. The later are represented by single- (fig. 2f), twin- (fig. 2c) and multi-celled spores (fig. 2h) and roundish sclerotia relicts (Fig. 2g). Plectenchyma tissues can be determined too (Fig. 2g). The cell openings of the remains are usually filled with exsudatinite (fig. 3c).

Zdravkov A. et al. PETROLOGY AND DEPOSITIONAL ...



Fig. 2. Macerals from Bobov Dol coal basin – Huminite group: a) Textinite A (T^a), 500x; b) Transition from texto-ulminite (TU) to eu-ulminite (EU), 500x; c) Eu-ulminite (EU), 500x; d) Former bark tissue with corpohuminite (Ch) in the cell walls and resinite (R), 500x; e), f) Transition of attrinite (At) to densinite, along with sporinite (Sp), corpohuminite (Ch), inertodetrinite (Id) and funginite (F), 500x; g) Densinite groundmass (D) with plectenchima tissues (F), 500x; h) Densinite (D) with phyllo-vitrinite, cutinite (Cu), fluorinite (Fl), gelinite (G) and fungal sclerotia (F), 500x. All photos were made with reflected white light under oil immersion

Zdravkov A. et al. PETROLOGY AND DEPOSITIONAL ...



Fig. 3. Macerals from Bobov Dol coal basin – Liptinite groups: a) Sporangium (Sp), 500x; b) Sporinite (Sp), 500x; c) Sporinite (Sp), liptodetrinite (Ld) and exsudatinite (Bt) in the cells of funginite, 500x; d) Cutinite (Cu) and fluorinite (FI), 500x; e) Thick cutinite (Cu) band, 500x; f) Fluorinite (FI), 500x; g) Resinite (R), 500x; h) Same as g), 500x reflected light All photos (except h)) were made with fluorescent light under oil immersion



Fig. 4. Macerals from Bobov Dol coal basin – Bituminous substances: a) Texto-ulminite with resinite (R) and low reflecting bituminous substances in the cell openings, 500x, reflected light; b) Same as a), 500x, fluorescent light

Indices of the coal facies

Maceral ratios used for paleoenvironmental interpretations are based on the assumption that coal macerals are plant and environment-dependant and thus can be used to assess the characteristics of the paleomire. There have been various suggestions to characterize the coal facies on the basis of the maceral ratios (Diessel, 1986; Diessel, 1992; Calder et al., 1991). Diessel (1986) introduces two indices – TPI and GI for interpretation of paleoconditions for Permian bituminous coals. These indices were later also applied for lignites and subbituminous coals (Kalkreuth et al., 1991, Kolcon et al., 1999; Singh et al., 2000; Gmur et al., 2002 and many others). The Tissue preservation index can be used to determine the degree of humification of plant tissues, because it is contrasting less humified structured and strongly humified unstructured tissue-derived macerals (Diessel, 1992). In addition TPI is also an indirect indicator of the type of the vegetation. In this way high TPI values suggest predominantly wood-derived tissues or high rate of subsidence, resulting in preservation of the structure of the macerals. Low TPI values indicate either predominantly herbaceous vegetation in the paleomire or very low subsidence rate, accompanied with advanced humification, leading to strong decomposition of the plant material (Diessel, 1992). The Gelification index has been defined as a measure of the degree of wet conditions (Diessel, 1992), because it is taking into account the presence of inertinite macerals, which are indicators for dry conditions. There has been a discussion whether fusinite, semifusinite and inertodetrinite are appropriate indicators, because they could be washed or blown into the mire system, or can be a result from crown fires, which are not necessary a consequence of dry conditions (Calder et al., 1991; Scott, 2000). However these macerals were calculated in the formula, because usually their contents are very low and their presence does not change the trends in GI values, which suggests continuously wet conditions during deposition of the coals from the sampled seams. The funginite content was also taken into account, as the later is known as an indicator for oxic conditions. The indices were calculated using formulas 1 and 2.

Similar approach to assess the paleoenvironmental conditions in the mire was made by Calder et al. (1991). They are describing two maceral indices – GWI and VI in respect to the classification of the mires proposed by Moore (1987). The Ground water index is a ratio of strongly to weakly gelified macerals. Detritic mineral matter content is used in the numerator of the formula to determine the type of the mire. The Vegetation index contrasts macerals of forest affinity with those of herbaceous and marginal aquatic affinity (Calder et al., 1991) and thus be an indicator of the vegetation type. Calder's indices were calculated for Bobov Dol coals using the formulas 3 and 4.

TPI =textinite + ulminite + semifusinite + fusinite	(1)
humodetrinite + gelinite + macrinite + inertodetrinite	(1)
$GI = \frac{huminite}{inertinite}$	(2)
GWI = <u>humodetrinite + gelinite + corpohuminite + mineral matter</u> textinite + ulminite	(3)
VI = <u>textinite + ulminite + fusinite + semifusinite + resinite</u> <u>humodetrinite + inertodetrinite + alginite + liptodetrinite + sporinite + cutinite</u>	(4)

For interpreting the paleoenvironment a cross-plot diagram of TPI versus GI and VI versus GWI (Fig. 5) were used. In addition the indices values were plotted versus depth (Fig. 1) in order to establish their distribution within the coal seams. Most

of the samples from Bobov Dol basin are characterized by low TPI and VI values, suggesting either increased contribution of herbaceous vegetation, which is usually easily decomposing through the humification process, or strong decomposition of

the plant material, due to severe humification of wood tissues. The later is more probable as indicated by the palynological analysis of the coals and coal-bearing sequence. The sporepollen content, established by Kitanov (1938), Chernyavska et al. (1962), Černjavska (1970) and Palamarev et al. (1998) indicate predominance of angiosperm species from the Juglandaceae family - Sabal major Ung., Myrica lignitum Ung., Salix longa Al. Br., Carya serraefolia (G.) Kraeusel, Carpinus grandis Ung., Betula macrophylla Heer, Quercus aff.Ber. Along with them conifer (Taxodium dist, (Z.) Rich.mioc.H., Sequoia langsdorfii (Brongn.)H., Alnus kefersteinii Goepp.), herbaceous (from the Stratoites, Nymphaea, Nelumbo, Nuphar families) and fern (Pteris parschlugiana Ung., Osmunda lignitum Gieb.) species were also developed. Based on the occurrence and distribution of the paleoflora within the coal-bearing sequence Palamarev et al., (1998) established that the paleoflora was dominated by trees and shrubs with restricted distribution of herbaceous species. This fact agrees well with the conclusions, established by the present study, which indicate that the deposition of the Bobov Dol coals was processed in limno-telmatic to telmatic environment (fig. 5a) from predominantly wood vegetation. However the absence of alginite, which is usually formed in open-water limnic to limnotelmatic environments (Taylor et al., 1998) restricts deposition in such paleomire. Thus the coals were most certainly deposited in a telmatic forest swamp. This is in contrast with the previous investigations of these coals (Konstantinova, 1956) where it was reported the presence of sapropellic layers within the IV coal seam. However in the present study such lavers were not established. These lavers most probably have restricted distribution and indeed indicate deposition in transitional limno-telmatic environment in that part of the paleomire. The coals are characterized by relatively high humodetrinite content, which is a result of severe humification, caused by enhanced bacterial activity of wood destroying bacteria. The presence of framboidal pyrite, which is thought to have bacterial origin as a result of the activities of sulfate reducing bacteria, could be interpreted in maintenance of this suggestion.







Fig. 5. Cross-plot diagrams of TPI versus GI (a) and GWI versus VI (b);

IV seam IV^a seam

Similar conclusions could be made when analyzing the Calder's diagram (Calder et al., 1991) (fig. 5b). According the plot the coals were formed under preferentially rheotrophic conditions with high ground water input.

The inertinite content in the samples is very small, resulting in high GI values (Fig. 1, 5). The later suggest continuously wet conditions during deposition of the organic matter. A typical constituent of the inertinite group is funginite, which contributors are the fungi, attacking the wood tissue. Because the fungi exist only in the upper oxygenated peatigenic layer, the presence of funginite (despite of its low amount) could be considered as an indication of oxic (though weakly oxic) conditions during plant deposition. In addition the climate was established (Palamarev et al., 1998) to be warm tempered during the Late Oligocene. Climatic changes towards warming of the climate were processed in the Early Miocene, which result in increasing the role of the thermophilous species of Lauraceae family.

Conclusions

Petrographic investigations were performed on two coal seams from Bobov Dol deposit in order their properties to be established. The results reveal that the coals from IV and IV^a seams are rich in macerals from the Huminite group. Among them the contents of humodetrinite prevail, which suggest severe humification of the plant tissues, as a result of enhanced bacterial activity. Microsporinite and liptodetrinite are the main contributors of the Liptinite group. The contents of inertinite macerals are very low. Among them funginite is common in small amounts in all samples, suggesting oxic conditions during deposition of the organic matter. For reconstruction of the paleoenvironment the maceral contents were arranged in four petrographic indices, which along with the features of the macerals, established by the petrographic analysis were used to determine the depositional environment. These indices reveal that the organic material was deposited under rheotrophic continuously wet telmatic to limno-telmatic conditions. The coals are a result of deposition of predominantly angiosperm wood vegetation, mixed with ferns, herbs and conifers, forming forest swamp paleomire.

References

- Calder J., M. Gibling, P. Mukhopadhyay, 1991. Peat formation in a Westphalian B piedmont setting, Cumberland basin, Nova Scotia: implications for the maceral-based interpretation of rheotrophic and raised paleomires, *Bull. Soc. Geol. France, v. 162, No 2,* 283-298;
- Černjavska, S., 1970. Spore-pollen zones in certain old tertiary coal-bearing sediments in Bulgaria. *Bull. Geol. Inst., Series Stratigraphy and Lithology, XIX*, 79-100, in Bulgarian with English abstract;
- Chernyavska, S., Z. Ipatova, 1962. Correlation of the Old Tertiry basins in Soutwest Bulgaria on the basis of the spore and pollen analysis. Ann. General Direction of Geology, XIII, 195-200, in Bulgarian with English abstract;
- Diessel, C. F. K., 1986. On the correlation between coal facies and depositional environments. 20th Newcastle Symposium on "Advances in the Study of the Sydney basin". *Publ.*, 246, Proc., 1986. Department of Geology, University of Newcastle, Australia, 19-22pp;
- Diessel, C. F. K., 1992. Coal-bearing Depositional systems. Springer, Berlin, 721pp.
- Gmur, D., B. Kwiecińska, 2002. Facies analysis of coal seams from the Cracow Sanstone Series of the Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Int. J. of Coal Geol.* 52, 29-44;
- ICCP, 2001. The new inertinite classification (ICCP System 1994), *Fuel, 80,* 459-470;
- Kalkteuth, W., T. Kotis, C. Papanikolaou, P. Kokkinakis, 1991. The geology and coal petrology of a Miocene lignite profile at Meliadi Mine, Katerini, Greece. *Int. J. of Coal Geol.* 17, 51-67;
- Kitanov, B., 1938. Das Alter der Becken von Pernik und Bobovdol, auf Grund ihrer fossilen Flora. *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 3, 218-226, in Bulgarian with German abstract
- Kolcon, I., R. Sachsenhofer, 1999. Petrography, palynology and depositional environment of the early Miocene Oberdorf lignite seam (Styrian Basin, Austria). *Int. J. of Coal Geol., 41,* 275-308;

- Konstantinova, V., 1956. Petrographic description of the coal at Bobov dol. Ann. Direction of Geologycal exploration. Section A, 6, 281-317, in Bulgarian with English abstract;
- Minčev, D., 1961. Coal-forming stages and coal-bearing provinces. Ann. SU, Biol.-geol.-geogr. faculty., 54, 2, "Geology", 319-345 – in Bulgarian with English abstract;
- Moore, P. D., 1987. Ecological and hydrological aspects of peat formation. In : Scott A.C. Ed., Coal and coal-bearing strata: recent advances. – Geol. Soc. London Spec. Publ., 32, 7-15;
- Palamarev, E., D. Ivanov, G. Kitanov, 1998. New data about the fossil flora from Bobovdol basin and its biostratigraphic significance. *Rev. Bulg. Geo. Soc.*, 59, 2-3, 13-21, in Bulgarian with English abstract;
- Šiškov, G., S. Valčeva, D. Minčev, V. Sallabaševa, J. Stefanova, 1989. Petrology of Bulgarian coal basins and deposits. Ann. SU, Faculty of Geology and Geography, 79, 1-Geology II, 122-137, in Bulgarian with English abstract;
- Scott, A., 2000. The Pre-Quaternery history of fire. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 164, 281-329;*
- Singh, M. P., A. K. Singh, 2000. Petrographic characteristics and depositional conditions of Eocene coals of platform basins, Meghalaya, India. *Int. J. of Coal Geol.* 42, 315-356;
- Stach, E., M. Mackowsky, M. Teichmüller, G. Taylor, D. Chandra, R. Teichmüller, 1982. Stach's textbook of coal petrology, 3rd edn. Gebrüder Borntraeger, Berlin;
- Taylor G., M. Teichmuller, A. Davis, C. Diessel, R. Littke, P. Robert. 1998. Organic petrology. Berlin-Stuttgart, Gebrüder Borntraeger, 704pp.
- Valceva, S., 1985. Petrology and geochemistry of the Bulgarian coal basins and deposits. Petrological characteristics of coals from Bobov dol basin. *Ann. SU., Faculty of geology and geography, 79, 1-Geology,* 55-69 – in Bulgarian with English abstract.
- Zagorchev, I., R. Marinova, D. Tchounev, P. Tchoumatchenko, I. Sapunov, S. Yanev, 1994. Explanatory note to the geological map of Bulgaria on scale 1:100 000 – Pernik Map Sheet, Geology and Geophysics Inc., Sofia, 92 pp. – in Bulgarian with English abstract.

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 109-111

ИЗСЛЕДВАНЕ ВЪЗМОЖНОСТТА ЗА ИЗПОЛЗВАНЕ НА МЕРГЕЛ ОТ НАХОДИЩЕ "ПОПОВО" ЗА ПРОИЗВОДСТВО НА ФИНОКЕРАМИЧНИ ИЗДЕЛИЯ

С. Корудерлиева, И. Чомаков, Т. Димова

Университет "Проф. д-р. Асен Златаров", 8010 Бургас

РЕЗЮМЕ. Изследвана е възможността за замяна на традиционни суровини за производство на фаянс с мергел от находище "Попово". Мергелът е охарактеризиран по отношение на минерален, химичен и зърнометричен състав. Определени са свойствата му характеризираще го като керамична суровина. Разработени са три пробни маси с химичен състав близък до производствения за фаянс. Опитните образци са охарактеризирани по отношение на спичане и якостни показатели. Установено е, че мергелът може да се използва за замяна на глина и мрамор в състава на фаянсовата маса.

INVESTIGATION OF THE POSSIBILITY TO USE MARL FROM "POPOVO" FIELD FOR FINE CERAMICS PRODUCTION

S. Koruderlieva, I. Chomakov, T. Dimova

University "Prof. dr. Asen Zlatarov", 8010 Bourgas

ABSTRACT. The possibility to replace the traditional feeds for the faience production by marl from "Popovo" field is investigated. The marl is characterized regarding the mineral, chemical and granulometric composition. His properties as ceramics feed are determined. Three sample masses with chemical composition closer to the production faience are worked up. The test patterns are characterized with relation to the cake (dry up) and tough properties. It is established that the marl can be used to replace clay and marble at the faience mass composition.

Поради изчерпване на традиционните суровини за керамичното производство в последните години се налага търсене на нови находища от такива,замяна с други видове природни суровини,използване на синтетични суровини и материали.

Мергелът от находище "Попово" се използва за производство на грубокерамични изделия-тухли и керемиди. Глинестите мергели са подходящи за производство на висококачествени майоликови плочки (Мороз, 1975; Ravageriori and Vechi, 1981). Във фината керамика (Герасимов и др., 2003) мергелът може да замени някои от основните суровини при производството на фаянс и порцелан-глини, каолини, фелдшпати,алкалоземни карбонатни суровини (мрамор). Глинестите мергели съдържат по-голямо количество фини фракции в сравнение с тухларските глини, карбонатите са по-равномерно разпределени, основни глинести минерали в тях са илит и каолинит. Това ни дава основание да изследваме възможността за използване на мергел от находище "Попово" за получаване на финокерамични изделия с показатели близки до фаянса и полупорцелана.

Суровините използвани в настоящия експеримент са: мергел от находище "Попово", каолин от "Каолиново", пегматит от Стрелча, кварцов пясък от Средня и стъклени трошки.

Мергелът от находище "Попово" има следния химичен състав, mass.%: SiO₂ - 41,56; Al₂O₃ – 11,90; Fe₂O₃ – 5,00; CaO – 18,40; MgO – 2,30; R₂O – 2,14; 3H – 18,70

Зърнометричният му състав е, mass.%: фракция под 0,005 - 49

фракция 0,005 – 0,05 – 36 фракция над 0,05 – 15

Съгласно БДС 14175-77, мергелът се отнася към мергелите от III група – кисели (под 15% Al₂O₃), висококарбонатни (17-18% алкалоземни оксиди), с високо съдържание на оцветяващи оксиди (над 3% Fe₂O₃). По класификацията на Ситин, използваната от нас суровина е глинест мергел със сума от алкалоземни оксиди – 20,70 mass. %. Високият процент на алкалоземните оксиди предполага един сравнително тесен интервал на спичане и затруднено получаване на финокерамични изделия с ниска порестост.

На ДТА кривата на мергела е регистриран характерен ендоефект при 760°С, свързан с разлагането на CaCO₃. Намалението на теглото е 19 %, което съвпада с определените чрез химичен анализ 3H – 18,70 %. Рентгенофазовият анализ показва,че в мергела се съдържат освен калцит (CaCO₃) и каолинит, илит, кварц и хлорит. Съдържанието на глинесто вещество е в съответствие с фракционния състав (фракция под 0,005 – 49%).

Мергелът има следните свойства характерезеращи го като керамична суровина:

нормална формовъчна влажност,% - 20,00 пластичност по Пфеферкорн,% - 28,46 свързваща способност, mg/g – 48,22 критична влажност,% - 17,04

коефициент на чувствителност при сушене – 0,17

Използваният глинест мергел е умерено пластичен, с благоприятно висока критична влажност и малко чувствителен при сушене. Това е в съответствие с неговия минерален, химичен и фракционен състав и определя облекчен режим на сушене и възможност за формуване по класическите методи на керамичната технология. Рецептният състав на използваните работни маси е представен в Табл. 1.

Таблица 1.

Рецептен състав на пробните маси

Суровини	Състав на пробните маси, mass %			
М ₁ M ₂			M ₃	
1. Мергел	100	68,3	62,00	
2. Каолин	-	7,4	9,0	
3. Пегматит	-	14,1	-	
4. Кварцов пясък	-	10,2	-	
5. Стъклени трошки	-	-	29,0	

Изчисленият химичен състав на пробните маси е даден в Табл. 2. За сравнение е даден химичният състав на производствена маса за фаянс.

Таблица 2.

Химичен състав на работните маси, mass.%

Оксиди	M ₂	M ₃	Производствена
3H	14,69	13,69	15,90 – 12,35
SiO ₂	51,58	50,14	55,60 - 56,60
AI_2O_3	12,70	10,91	11,40 – 12,35
Fe ₂ O ₃	3,56	3,21	0,45 – 0,65
TiO ₂	0,05	0,04	0,20 – 0,25
CaO	12,83	15,15	15,60 – 16,40
MgO	1,65	1,48	0,65 – 1,00
R ₂ O	2,94	5,38	0,20 – 0,40

Химичният състав на маси M₂ и M₃ е близък до химичния състав на производствената маса.

От работните маси са приготвени шликери с влажност 60 %. Пластичната маса за опитните образци е получена чрез обезводняване на шликера в гипсови форми до нормална формовъчна влажност,която за маси M_1 и M_2 е 20 %, а за $M_3 - 23$ %. Получените образци се сушат до остатъчна влажност 2 – 3 %.

Свойствата на получените шликери са представени в Табл. 3.

Таблица 3.

Свойства на шликерите

Свойства	M_1	M_2	M ₃
1.Литрово тегло, g/100ml	148,8	145,5	144,1
2.Вискозитет,Ра.S	2,32	2,23	2,19
3.Сухо вещество в суспензията, kg/100ml	0,078	0,073	0,071
4.Ситов остатък върху сито 0,063mm, g/100ml	0,08	1,30	0,57

Вискозитетът на трите маси е почти еднакъв, а съдържанието на сухо вещество се мени в тесни граници. Найголям остатък върху сито 0,063 mm има маса М₃,което се дължи на съдържанието на кварцов пясък в масата.

Получените пластични маси имат въздушна свиваемост съответно: M_1 –3,1 %; M_2 –4,1 %; M_3 -4,5 %. Пластичността по Земятченски е 2,41 за M_1 , 2,76 за M_2 и 2,93 за M_3 . Пластичността на мергела е под 2,5,което го отнася към слабопластичните материали,а маси M_2 и M_3 могат да бъдат отнесени като среднопластични,имащи стойности 2,5 –

3,6. Най-висока въздушна свиваемост има маса М₃,което е в съответствие с факта,че тя има най-голяма пластичност (2,93). Свойствата на шликерите и на пластичните маси са в границите на технологичните норми за производство на фаянс.

Изпичането е проведено в камерна суперканталова пещ "Naber" с програмен регулатор "EUROTERM" 822 за програмирано водене на процеса. Режимът на изпичане е следния: скорост на нагряване 5°/min, задръжка при 100°С и 200°С - 30min, задръжка при 600°С и 800°С – 20min. Максимални температури на изпичане 900,950,1000°С.

Скорост на охлаждане 5 °/min, задръжка при охлаждане при 600° С - 30 min.

Резултатите от степента на спичане на опитните образци до 1000° С са представени в табл. 4.

Таблица 4.		
Спичане на опитни образии от маси	M_1, M_2	и M ₂

Маси	Т _{изп} ,° С	Свива емост, %	Водопоглъ- щаемост, %	Привидна плътност, ρ.10 ⁻³ kg/m ³
M ₁	900	3,3	22,0	1,66
	950	3,4	21,6	1,67
	1000	3,5	21,0	1,68
M ₂	900	3,0	24,6	1,60
	950	3,4	24,4	1,62
	1000	4,8	14,6	1,72
M ₃	900	7,2	12,0	1,74
	950	8,0	11,7	1,79
	1000	8,2	9,7	1,80

Най-слабо се спичат образците от маса M_1 . Привидната плътност расте незначително, което е в съответствие с незначителната промяна на линейната свиваемост. Подобре се спичат образците от маса M_2 , като водопоглъщаемостта при 1000° С намалява до 14,6 % при привидна плътност 1,72.10³ kg/m³. Наличието на стъклени трошки в маса M_3 интензифицира спичането (ρ_{np} 1,74÷1,80.10³ kg/m³) като водопоглъщаемостта влиза в рамките на изискванията за твърд фаянс (9-12 %) и от части за полупорцелан (3-8 % водопоглъщане).

Съдържанието на по-голямо количество CaCO₃ понижава вискозитета на глината при спичане, намалява интервала на спичане, допринася за по-високата порестост, поради отделянето на CO₂, което се потвърждава от получените от нас резултати. Пълното спичане на масите е при 1070° С (M₁), 1100°С (M₂) и 1030°С (M₃), когато водопоглъщаемостта е нула (Табл. 5).

Най-бързо и при най-ниска температура се спича маса М₃, което се дължи на образувалото се по-голямо количество стопилка. При температура 1030° С водопоглъщаемостта е 0 % и образците се самоглазират.

Маса М₃ има най-тесен интервал на спичане - 20° С.

Якостните показатели на образците от пробни маси M_1, M_2 и M_3 са представени в Табл. 6.

Якостите на огъване и натиск нарастват с повишаване на температурата на изпичане,като най-големи якостни показатели има маса М₃. Якостните характеристики на масите значително надвишават тези за фаянс и полупорцелан

(твърд фаянс: якост на огъване 15 -30МРа; якост на натиск 100 - 110МРа).

Таблица 5.

Интервал на спичане на пробните маси

	M_1	M ₂	M ₃
1. Т на спича- не,°С	1070	1100	1030
2.Водопоглъща емост, %	0,2	0 самоглазира се	0 самоглазира се
3. Т на дефор- мация,°С	1100	1150	1050
4. Интервал на спичане,°С	30	50	20

Таблица 6.

Якостни показатели

Показател	Т _{изпичане}	M_1	M_2	M ₃
Якост на огъване,	900	40,6	65,1	101,0
MPa	950	46,0	86,7	136,3
	1000	62,2	90,6	146,0
Якост на натиск,	900	98	98	156,0
MPa	950	98	98	166,6
MPa	950	98	98	166,6

			-
1000	117,0	196,0	450,8

Резултатите от направените изследвания потвърждават възможността за използване на мергел от находище "Попово" като основна суровина при производство на финокерамични изделия,заменяйки глината и мрамора в състава на фаянсовата маса. Експериментът е проведен при условия на редовно фаянсово производство. Използването на мергел от находище "Попово" не налага промени в технологичния режим.

Литература

- Мороз И. И. 1975. *Фарфор, фаянс, майолика*, Киев, Техника.
- Ravagliori A., G. Vechi. 1981. Majolica Pottery.Ceramic Monographs. Hand book of Ceramics, II, 2.1.6 Interceram.
- Герасимов Е., А. Герасимов и др. 2003. *Технология на керамичните изделия и материали*. С., И. К. "Сарасвати".

Препоръчана за публикуване от катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 113-117

ДРЕВНОТО РУДАРСТВО В ПАМИР-ХИНДУКУШКИЯ РАЙОН НА СРЕДНА АЗИЯ С ОГЛЕД НА ЕТНОНИМА БАЛХ (Балхара, Болор)

Р. Костов

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: rikostov@mail.mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Съгласно с многобройните публикации за произхода и разпространението на древните българи през вековете (срв. Добрев, 1998; 2002; 2004; Табаков, 1999; Войников, 2001; Димитров, 2001), тяхната прародина се определя в района на планината Имеон (Памир и Хиндукуш). Анализът на много антични и средновековни извори показва, че от най-дълбока древност населението на указаните главно планински райони се е занимавало освен със земеделие и скотовъдство, още с добив на скъпоценни и проимшлени минерали (Костов, 20036), както и на благородни (злато и сребро) и други метали (мед, олово, калай, желязо, антимон и живак). Природните ресурси на разглеждания район в Централна Азия са причина за доминантното развитие на съществуващите там племена и народи, както и за постоянните нашествия и асимилации. Неговото възлово положение на средата на търговските марирути от Европа към Азия и обратно, от север на юг и обратно, го правят важен медиатор на различни култури през вековете. При своите миграции, древните българи съхраняват и развиват традициите на добив, обработка и търговия с благородни и други метали.

ANCIENT MINING IN THE PAMIR-HINDU-KUSH AREA OF CENTRAL ASIA IN RESPECT OF THE ETHNONYM BALKH (Balkhara, Bolor)

R. Kostov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: rikostov@mail.mgu.bg

ABSTRACT. According to numerous publications on the origin and migration of the Ancient Bulgarians throughout the centuries (Dobrev, 1998; 2002; 2004; Tabakov, 1999; Voinikov, 2001; Dimitrov, 2001), their native land has been determinated in the region of Mount Imeon (Pamir and Hindu-Kush). The analyses of a lot of Antique and Medieval sources lead to the idea that the inhabitants of the mentioned mainly mountain regions have been occupied despite with agriculture and cattle breeding, also with exploitation of gem and industrial minerals (Kostov, 2003b), as well as with noble (gold and silver) and other metals (copper, lead, tin, iron, antimony and mercury). The natural resources of the discussed region in Central Asia are the cause for a dominant development of the existing tribes and peoples, as well as for the constant invasions and assimilations. Its central position among the trade routes from Europe to and from Asia, from the North to and from the South, turnes this region to a mediator of different cultures throughout the centuries. During their migrations, the Ancient Bulgarians have preserved and developed the traditions in extracting, casting and trading with noble and other metals.

Етнонимът Балх (Балхара, Болор) в Средна Азия

Анализирайки стопанската история на древните българи по пътя им от района на древната прародина Балх (Балхара, Балхика, Бактрия – България) към Кавказ (Велика България) и по-късно към Волжка и Дунавска България, Добрев в някои от своите трудове (1998; с. 168-170; 2004; с. 214-218) разглежда съвсем накратко металния спектър на древната цивилизация с преглед на названията на злато (турнеса), сребро (нукра) или метал (чугун – чувен). Минералогичните познания на древните племена и народи (по средновековни извори) в района на прабългарската родина при Памир и Хиндокуш са разгледани в предварителни съобщения, свързани с конкретни находища на ювелирни и декоративни минерали, сред които може да се отбележат лазурит, шпинел, както и пегматитови скъпоценни минерали (Костов, 2003а; 2003б; срв. Россовский, 1980; Россовский, Коноваленко, 1980; Bowersox, 1985).

В настоящата статия се проследяват антични и средновековни източници, които дават информация, че населението на разглеждания район на низините, предпланините и планинските долини на Хиндукуш и Западен Памир предимно около река Аму Даря (Оксус) от най-древни време са наследили традиции по търсене, добив, обработка и търговия освен със скъпоценни и промишлени минерали, още с благородни и други (цветни и черни) метали. Това им е дало редица предимства в суровинен (икономически) и стратегически (политически) план, тъй като указаният регион на Средна Азия се намира на кръстовищата на основните пътища от Европа и Близкия Изток към Индия и Далечния Изток. От друга страна по същите причини населението на този регион е било подложено през вековете на постоянни агресии, преселвания и размесване в етнически, религиозен и социално-битов аспект. В съвременен Афганистан предимно планинските райони с разпространение на минерални суровини са заселени предимно с представители на племена на таджики и т.нар. планински (памирски) таджики, а в Пакистан – главно на дарди. Сред тях особен интерес представляват племената мунджан и йидга, при които единствено в целия евроазиатски ареал се срещат езикови особености и думи съвпадащи с тези от българския език (Добрев, 2002, 48-51).

Според някои предания, древният град Балх е бил основан от цар Кайумарс, който е приеман за основател на древноиранската династия (Путешествие..., 1849, с. 341). В свещенната зороастрийска книга Авеста (раздел Вендидад) се споменават създадени от върховното божество

Ахура Мазда 16 страни на древността, като четвъртата от тях е Bakhdhi (на древноперсийски Bâkhtri; на гръцки Вακτρα; съвременен град и област в Афганистан Balkh, съвпадащ и отговарящ на българския етноним). За страната Бахди (Бахдиш) се говори като прекрасна страна (град) с въздигнати знамена (*Авеста*, 1984, с. 6). Развалините на древния град Балх (Бактры, Бахтрис, Балик, Бахл), наричан през средновековието от арабите "Майка на градовете" са съхранени непосредствено западно от град Мазари Шариф в съвременен Афганистан. В някои древноиндийски източници този град се споменава със суфикс *-ика*, Балхика (Бахлика). По данни на ат-Табари (IX век) град Балх е бил известен и с името Бами (at-Tabari, 1964, р. 467).

- Освен понятието Балх (Балхара), с етноним отговарящ но древните българи се свързват още планински земи на юг и югоизток в северна Индия и Пакистан, както и в Източен Памир (Болор, Болур), а на север – областта (владението) Булгхар (Палгар, Балгар) по долината на река Зеравшан при едноименния хребет (Добрев, 1998, с. 100).
- По някои данни етимологията на областта Бадахшан през вековете (провинция в североизточен Афганистан; аналогично Планинскоза бадахшанската автономна област в Таджикистан, съвпадаща по географски очертания с Памир) е свързана (Балахшан, Балациан, Баласция, Балаксия) със скъпоценните минерали "балас" (ювелирен шпинел), отговаряща на името на древния Балх (Костов, 2003а, с. 32; 2003б, с. 130). Опитът да се обясни етимологията на Бадахшан чрез названието "бади" (потомци на номадите ефталити или Бей-ди) (Войников, 2001, с. 40) се приема критично и се търсят по-древни корени (срв. Гумилев, 1959).
- Според енциклопедията на азиатските цивилизации понятието Болор е синоним на Балтистан и Тохара (Тохаристан) (Encyclopedia..., 1977, р. 359). Балтистан (населяван от племе балти е страна, обозначена и като Кафиристан) се разглежда като област на север от Кашмир и Ладак, като включва долините на Скарду, Гилгит и Хунза (Encyclopedia..., 1977, р. 245), а Тохара се описва като царство на юечжите в Бадахшан (Encyclopedia..., 1984, р. 237). Пак там, областта Бадахшан се разглежда като част от древна Бактрия (Encyclopedia..., 1977, р. 203). По този начин владението Болор се разширява в неопределени граници и явно в различни времена е заемала различни територии или с това название са обозначавани различни по обхват земи в различни извори (Болористан, Балтистан, Дардистан, Нуристан и др.), поради което някои автори говорят поне за два и повече Болора или Болуя (Табаков, 1999, с. 249; срв. Бичурин, 1950, с. 264, 270, 318-320, 324-325; Войников, 2001).

Името Балх се приема да означава Висок град, а планинските топоними Балхани – Високата планина, респективно българи – хора от Големия град или от Голямото царство (Добрев, 2002, с. 52-53). Според персийската география *"Худуд ал-алам"* (Граници на вселената) за кавказките българи се казва, че те са планински народ, който се занимава със скотовъдство и търговия: "Те, българите са планинци. Притежават ниви и голямо количество добитък... И с всички около тях те водят оживена търговия" (Добрев, 2004, с. 160). В този ред на мисли е напълно логична идеята, че древните българи при своите миграции са търсели "сходна природна среда" (Димитров, 2001, с. 55). Тази среда е свързана с вековните традиции на живот в планините – източници на полезни изкопаеми.

Благородни метали – злато и сребро

Още в една от шумерските поеми "Енмеркер и върховния жрец на Арат" (III хил. пр.н.е.) наред със свещенния камък лазурит се говори за злато и сребро от планинската страна Арат, която се идентифицира най-вероятно със съвременен Бадахшан (Сарианиди, 1984, с. 88). Т.нар. цивилизация Оксус (III-II хил. пр.н.е.) е наследена от владения и царства основани на натрупване на богатства, сред които от първостепенно значение са златото, среброто и лазуритът, като се отчита и разцвет на глиптиката и бижутерията (Francfort, 1994, p. 406 и 416). Археолозите правилно отчитат липсата на полезни изкопаеми в равнинните части на древните Маргиана и Бактрия (P'yankova, 1994, с. 361), без обаче да проследят пътя на металните и неметални ресурси сред разнообразната материална култура в бронзовата епоха. Добив на злато в припамирския район е известно от II хил. пр.н.е. (Баратов, 1984, с. 40).

В един от епизодите на древноиндийския епос "*Maxaбxapama*" вместо древните балхи (по индийски извори със суфикс -ика; балхика – т.е. българи) се съобщава за тохари (племена завладяли част от Бактрия), които донесли като дар "милиони превъзходни коне и купища от злато" (*Mahabharata*, 1975, р. 169).

Споменава се, че за строителството на дворците на персийския цар Дарий I били изпращани кервани със злато от различни страни, включително от Бактрия – годишен данък от 360 таланта злато (Херодот, 1986, с. 205; Сарианиди, 1984, с. 113). Псевдо-Аристотел (III в. пр. Хр.) в своя парадоксиографичния труд De auscultationibus mirabilibus (приписван неправилно към кратките съчинения на Аристотел) описва реката Оксус (Амударя) при бактрийците (т.е. българите), която носела множество златни зрънца (Pseudo-Aristotelis, 1987, с. 229; 46). Гръцкият географ Страбон (~63 пр.н.е. - ~23) в книга XV (Индия, Ариана, Персия) на своя фундаментален труд "География" описва страната Сопиф, до която достигнал Александър Македонски, и в която имало в планините "забележителни златни и сребърни рудници" (Страбон, 1994, с. 651, 30), а при племето дарди във високите планини имало златни находища, като златният пясък бил изваждан от гигантски мравки на повърхността (Пак там, с. 661, 44; срв. Херодот, 1986, с. 207-208).

Едно от най-известните археологически открития в съвременен Афганистан е свързано със златните находки (около 20 000 на брой) в погребенията от Тиля тепе, датирани около началото на нашата ера (между периода на разпада на Гръко-Бактрийското царство и преди възхода на Кушанската държава), а пак от този регион е и прочутото златно съкровище от Аму Даря (Оксус), понастоящем в Британския музей (Сарианиди, 1983; 1984). В случая, наред с център на високо златарско и бижутерско майсторство се отчита влиянието на различни локални и преносни
(средиземноморско елинистично изкуство от запад и от изток – изделия от Китай и Индия), включително и от северните племена, традиции в глиптиката, инкрустацията и интерпретацията на митологични и зооморфни изображения.

По данни на китайската летопис от І век "Цян Ханшу" в северозападната част на съвременна Индия (вероятно и Пакистан) се говори за страната Александрия (У-и-шанли), чийто съседи на изток са Гибин, а на север Бактрия (Штейн, 1959, с. 200). В страната Гибин, подобно на Александрия, имало злато, сребро, мед и калай и са в употреба златни и сребърни монети, а също така се добивали перли и корал. Явно, че това са страни, които по описанието отговарят на част от планината Хиндукуш с нейните природни богатства и като най-вероятна територия може да се посочи територията на Бадахшан или в по-широк ареал – североизточен планински Афганистан до Вахан. Съседната на нея страна Хуанджи пък била богата на скъпоценни камъни. В този случай става дума вероятно за планинските долини в съвременен Пакистан с големите пегматитови находища.

Древните българи са познавали монетните форми на размяна, като такива са опознати освен от древна Бактрия (Балхара) по поречието на река Амударя (с най-голямата златна монета на античността с диаметър 63 mm), още и от преселилите се в Пенджаб български племена (мадри) и от областта Балгар (Палгар; Фалгар) по река Зеравшан (Добрев, 2004, с. 130, 161 и 199 – на последното място са били намерени монети от III-IV век със согдийски надпис "княз на Блгар"). Интересен е фактът, че в района на Херат са намирани златни монети с изображения на огнен олтар от едната страна и владетел – от другата, явно под влияние на сасанидските владетели от района на Балх (Dani, Litvinsky, 1996).

Разказвайки за страната По-Лу-Ло (Болор) китайският пътешественик Сюан Цзан от VII в. я описва като продълговата страна, намираща се насред високите заснежни планини. В страната се добивало злато и сребро и благодарение на търговия и обмен с първия метал страната можела да се снабдява изобилно с различни стоки (Xuan Zang, 1906): "Страната По-лу-ло е около 4000 ли в околовръст; тя се намира по средата на големите Снежни Планини. Тя е издължена от изток на запад и е тясна от север на юг. Тя произвежда пшеница, злато и сребро. Благодарение на количеството от злато, страната е богата на доставки. Климатът е постоянно студен." За планинска област Куран (където имало много "пещери" за добив на злато) в близост до долината Йумган, която трябва да се локализира в горното течение на река Кокча, се съобщава от Сюан Цзан вероятно под името Кю-ланг-на (цит. по Камалиддинов, 1996). Това е същият район, от който още от найдълбока древност се е добивал лазурит – свещен минерал за страните в Месопотамия и достигал дори до древен Египет.

За разработка на богати сребърни рудници и добив на злато в планински Бадахшан се съобщава от X век (Hudud al-Alam, 1970; с. 112), които са били в експлуатация и по време на пътешествието на Марко Поло четири века покъсно (*Книга...*, 1956; с. 74). Като богати на разсипно злато през IX-X век се описват притоците по горното течение на Аму Даря (Пяндж) в района на Вахан (Камалиддинов, 1996, по данни на Ибн Руст и ал-Истахри). Сходни са данните и на ал-Бируни (планината Шиканан и при Рашт, както и при Хутал – Вахан) (Бируни, 1963, с. 222-223). В раздела за златото ал-Бируни разказва за индийската река Синд (Инд), прочута със своята златоносност, която "като стигне до мястото, разположено срещу идола Шамир в местността Кашмир в посока на областта Булул, то там получава името Синд" (Бируни, 1963; с. 221). Пак в този раздел се съобщава, че индийците от Кашмир познавали съседната страна Дардар (долината Гилгит), чийто жители се наричали бахтаваран (Пак там, 1963; с. 222). Указаните райони отговарят на свързаната с етнонима Балх страна Болор.

През средновековието за рудника Панджир се споменава като за "рудник на Андараб" или за "рудник на Балх", като той се е приемал за най-богатия на сребро рудник в Хоросанската област, а самият град Андараб - център за натрупване и преработване (топене) на сребърната руда от близките рударски центрове Джарбайа (Джарйаба – съвременен Гарбайа в Хиндукуш) и Панджхир, като по данни на ас-Сам'ани всички жители на втория град (в случай на война можели да бъдат мобилизирани 10000 войници) работели на Сребърната планина, откъдето се добивала рудата (Камалиддинов, 1996). Владетел на сребърните рудници там бил местният управител, като добитото сребро било разделяно на три части – една за султана, една за миньора и една за местните жители, които се занимавали с неговата обработка (топене) и търговия. На базата на тази руда се секли сребърни монети (дирхами), разпространени особено през периода IX-XI век при властта на Саманидите и Газневидите.

За големи количества от разсипно злато в долините по реките на афганистански Дарваз (северната част на планински Бадахшан) съобщават редица автори, като на мястото на вливането им в Пяндж се срещали самородки с размер на грахово зърно (Johnson, 1892; Кушкеки, 1926, с. 196). Дори в началото на XX век голяма част от жителите в района Раг на провинция Бадахшан (северозападно от Файзабад) продължават да добиват разсипно злато, което служи и като разменна единица (Кушкеки, 1926, с. 118).

Мед и олово

Не е изяснена ситуацията с влиянието в южна посока към Средна Азия на уникалния медодобивен комплекс Каргала в басейна на река Урал и нейните притоци Сакмара и Самара, който е функционирал още от ранната бронзова епоха – края на IV хил. пр.н.е., откъдето по оценки са били добити близо 2 млн. тона руда (Черных, 1997). Халколитни изделия са познати на територията на Афганистан от IV хил. пр.н.е., но не са ясни източниците на медта, а медните изделия преобладават през III-II хил. пр.н.е. (ранноземеделска култура Систан; култура Кандахара), за което се съди по намерените отвали с шлака, като се предполага, че медта е била изнасяла и в съседни страни (Массон, Ромодин, 1964, с. 37 и 39).

По времето на първите обитатели на долината на река Бартанг (в западен Памир) се споменава за добив на мед (по река Нукбиет и в планината Кух-и Мис), която била изпращана в Балх с камили, където от нея изготвяли монети, а по-късно се разказва за китайци, които добивали за известно време в същия район олово (Зарубин, 1926, с. 21-22). Според Камалиддинов (1996) областта Карран в западната част на Памир (да се разграничава от едноименната област Куран в Бадахшан при горното течение на река Кокча) трябва да се локализира на мястото на долините

Костов Р. ДРЕВНОТО РУДАРСТВО В ...

на реките Ванч, Язгулем и Бартанг с Рушанския хребет, като районът (до Шугнан, Шикинан) се характеризира с редица находища на мед.

В по-късен исторически период, волжките българи са използавли калай или олово на покривите на къщите си, което не е характерно само за земеделски народ без традиции в добива и обработката на метали: "Срещу Булгар има местност с име Блгарам. Там има много къщи, но всички са изоставении запустени. Покривите на къщите са покрити с олово и калай" (Добрев, 2004, с. 159; цит. по Аджаиб-ад-Дуниа, 1993, с. 159-160, 186; двата метала трудно се разграничават в средновековни и антични източници – руското название на "калай" освен това е "олово").

Антимон и живак

Около град Зейбак се съобщава за находище на антимон с високо качество (Кушкеки, 1926, с. 138), въпреки че самата дума е с корен от арабската дума за "живак" (зибак), т.е. находището може да се разглежда като комплексно антимон-живачно и да е било в експлоатация поне от средните векове. Според Камалиддинов (1996) около това селище през средновековието вероятно е имало и сребърни находища, тъй като до X век там са били сечени сребърни монети.

Особен интерес представлява съобщението на Бируни за използването в Балх (вероятно в широкия смисъл на названието – т.е. и на Бадахшан) на метода за добив на злато чрез амалгамизация с живак (Бируни, 1963, с. 221 и 242-243). В същия район ал-Бируни споменава за метала *харсини (хадид сини – "ки*тайско желязо"; от персийски *хар чини*), който се интерпретира като арсен, но описанието може да съответства също така и на антимон (Костов, 20036, с. 129).

Желязо

По долините на притоците в горното течение на река Аму Даря в западен Памир се съобщава за редица находища на желязо и особено по долината на река Ванч, от която се снабдявали и околните райони (Андреев, 1926, с. 17). По време на своето пътешествие през 1836-1838 г. в Афганистан и главно в провинция Бадахшан, английският изследовател Ууд споменава, че местното население там лее железни изделия по-успешно от всеки един друг народ в Изтока (Wood, 1841, р. 259).

В северозападните територии на Пакистан около Читрал се намират редица находища на желязо, като находището Даман-нисар е с близо 4 млн. t запаси от магнетитова руда (Джабборов, 1977, с. 18).

Заключение

Освен с добив и търговия със скъпоценни и декоративни минерали, както и на някои промишлени минерали (сяра, азбест, халит, талк, графит) (Костов, 2003а; 2003б), населението от планинските региони на Юго-Западен Памир и Хиндукуш през вековете се е занимавало активно с добив на благородни (злато и сребро) и други (мед, олово и калай; желязо; по-рядко антимон и живак) метали. Това население е наследило традициите по добив, преработка и търговия с метали и минерали на древните племена, съхранили своето присъствие в етнонима Балх, както и в други топоними и етноними. Стратегическото разположение на указания географски район в Средна Азия насред търговските пътища от Европа и Близкия Изток за Китай и Индия е било причина както за богатствата на съответните държавни образувания и разцвет на градове през вековете, така и за непрекъснатите завоевания, асимилация и преселения.

Съвременната карта на разпространението на полезни изкопаеми по отношение на металните суровини в разглежданите области на южен Таджикистан, североизточен Афганистан, северен Пакистан и Индия напълно потвърждава данните от античните и средновековните извори с находища на злато, мед, калай и желязо (срв. Orris, Bliss, 2002).

Древните българи са мигрирали на няколко вълни към Кавказ (Велика България), а по-късно създават Волжка България и Дунавска България на Аспарух. Малка част се запазва в Памир-Хиндукушкия район по високопланинските долини, където са се съхранили освен някои етнически, лингвистични и стопански характеристики, така и традиции в добива и обработката на метални и неметални суровини – основа на развитието на човешката цивилизация. Тяхното стопанство трябва да се разглежда като комплексно равнинно и високопланинско земеделско и скотовъдно стопанство, наред с това на добива на метални (рударство) и неметални (скъпоценни и промишлени минерали) суровини.

Литература

- Авеста. 1984. В: Литература Древнего Востока. Тексты. М., Изд. Моск. у-та, с. 6.
- Андреев, М. С. 1926. Выработка железа в долина Ванча (Верховья Амударьи). Ташкент, 17 с.
- Баратов, Р. Б. 1984. Памир и его недра. М., Наука, 104 с.
- Бируни, Абу Райхан ал- 1963. Собрание сведений для познания драгоценностей (Минералогия). М., АН СССР, 518 с.
- Бичурин, Н. Я. 1950. Собрание сведений о народах, обитавших в Средней Азии в древные времена. *II.* М.-Л., Изд. АН СССР, 335 с.
- Войников, Ж. 2001. Прародина и преселения на древните българи. *Ави-тохол*, 16, 35-50.
- Гумилев, Л. Н. 1959. Ефталиты и их соседы в IV веке. Вестник древнейшей истории, 1, 129-140.
- Джабборов, Т. Д. 1977. Северо-западная пограничная провинция Афганистана. М., Наука, 173 с.
- Димитров, Б. 2001. *Българите и Александър Македонски*. С., ТАНГРА ТанНакРа ИК, 138 с.
- Добрев, П. 1998. Българските огнища на цивилизация на картата на Евразия. С., ТАНГРА ТанНакРа ИК, 258 с.
- Добрев, П. 2002. Името Българи ключ към древната българска история. С., ТАНГРА ТанНакРа ИК, 159 с.
- Добрев, П. 2004. Балхара край Памир. Поглед към българската прародина. С., ТАНГРА ТанНакРа ИК, 224 с.
- Зарубин, П. И. 1926. К истории Шугнана. Доклады АН СССР, 19-22.
- Камалиддинов, Ш. 1996. Историческая география Южного Согда и Тохаристана по арабоязычным источникам IX – начала XIII вв. Ташкент, Узбекистан.

Книга Марко Поло. 1956. М., Гос. изд. географ. лит-ры, 376 с.

Костов, Р. И. 2003а. "Древнобългарският" скъпоценен шпинел. – Вселена, наука и техника, 5, 28-35.

- Костов, Р. И. 2003б. Минералогичните познания на древните българи по някои средновековни източници. – *Год. МГУ*, 46, св. I, Геология и геофизика, 127-133 (текст на англ. език: Kostov, R. I. 2003. The mineralogical knowledge of the Ancient Bulgarians according to some Medieval sources. – *Ann. University of Mining and Geology*, 46, part I, Geology and Geophysics, 87-92).
- Кушкеки, Бурхан уд-Дин-хан-и. 1926. *Каттаган и Бадахшан.* Ташкент, 248 с.
- Массон, В. М., В. А. Ромодин. 1964. История Афганистана. Том І. С древнейших времен до начала XVI века. М., Наука, 464 с.
- Путешествие в Бухару Александра Бориса. 1849. Часть 3. М., 505 с.
- Россовский, Л. Н. 1980. Месторождения драгоценных камней Афганистана. *Геол. рудн. месторожд.*, 22, 3, 74-88.
- Россовский, Л. Н., С. И. Коноваленко. 1980. Драгоценные камни в пегматитах Гиндукуша, Южного Памира и Западных Гималаев. – В: Самоцветы. Материалы XI съезда ММА, Новосибирск, 4-10 сентября 1978 г. Л., Наука, 52-62.
- Сарианиди, В. И. 1983. Афганистан: сокровища безымянных царей. М., Наука, 159 с.
- Сарианиди, В. И. 1984. Бактрия сквоз мелу веков. М., Мысль, 159+32 с.
- Страбон. 1994. География. М., Ладомир, 943 с.
- Табаков, Д. 1999. Хоризонтът на познанията. Българите през вековете. С., 295 с.
- Херодот. 1986. История. Част първа. С., Наука и изкуство, 267 с.
- Черных, Е. Н. 1997. Каргалы крупнейший горнометаллургический комплекс Северной Евразии в древности. *Росс. археология*, 1, 21-36.

- Штейн, В. М. 1959. О возникновении первых экономикогеографических представлений и описаний у китайцев. – В: Страны и народы Востока. Вып. I, М., 194-203.
- Bowersox, G. W. 1985. A status report on gemstones from Afganistan. Gems & Gemology, 21, 4, 192-204.
- Dani, A. H., B. A. Litvinsky. 1996. The Kushano-Sasanian Kingdom. – In: History of Civilizations of Central Asia. III. The Cross-Roads of Civilizations, A.D. 250 to 750. Paris, 103-118.
- Encyclopedia of Asian Civilization. Vol. 1. 1977. Louis Frederic Publisher.
- *Encyclopedia of Asian Civilization. Vol. 9.* 1984. Louis Frederic Publisher.
- Francfort, H.-P. 1994. The central Asian dimension of the symbolic system in Bactria and Margiana. – Antiquity, 68, 259, 406-418.
- Hudud al-Alam. 1970. The Regions of the World, a Persian Geography. London, 482 p.
- Johnston, Ch. 1892. Darwaz and Karategin: An Ethnographical Sketch. – Asiatic Quarterly Review, New Series, III, 1-4.
- Mahabharata. 1975. Book 1-3. Part 1, Ed. Buistenen, Chicago.
- Orris, G. J., J. D. Bliss. 2002. *Mines and Mineral Occurrences of Afghanistan*. Open-File Report 02-110, U.S. Geological Survey, 95 p.
- Pseudo-Aristotelis. 1987. De auscultationibus mirabilibus. Превод: Псевдо-Аристотель. 1987. Рассказы о диковинах. – Вестник древнейшей истории, 3, 236-252; 4, 229-251.
- P'yankova, L. 1994. Central Asia in the Bronze Age: sedentary and nomadic cultures. – *Antiquity*, *68*, 259, 355-372.
- at-Tabari, Abu Djafar Mohammed ibn Djarir. 1964. Annales (Ed. M. J. de Goeje). Lugduni-Batavorum, 1, p. 467.
- Xuan Zang (Hiuen Tsiang). 1906. Buddhist Records of the Western World. Vol. I, Books I-V. Kegan Paul, Trench, Trübner, London, 240 p.
- Wood, J. 1841. A Personal Narrative of a Journey of the Source of the River Oxus. John Murray, London, 424 p.

Препоръчана за публикуване от катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 119-124

PRYMARY GEOCHEMICAL HALO OF "ELATSITE" PORPHYRY COPPER DEPOSIT

K. Popov, G. Georgiev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700, Sofia, e-mail: kpopov@mgu.bg, ggeorgiev@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Изследването на първичния геохимичен ореол в района на находище Елаците е извършено чрез 198 проби. Статистическият анализ показва, че елементите Cu, Au и Mo имат повишени съдържания в палеозойските гранитоиди, хорнфелзите и в Елашкия интрузив. Освен това, в палеозойските гранитоиди се установяват сравнително по-ниски съдържания на Pb и Ni. Старопалеозойските филити се отличават с повишени концентрации на Zn, Pb, Mn, V, и Ti. Хорнфелзите се характеризират и с относително високо съдържание на Co, V, Ti и Mn. Горнокредният интрузив се характеризира с повишени съдържания на Cr, Ni, V, Ti и Co. Съдържанията на Ag, Bi и As са сравнително еднакви в различните скали от участъка на находището.

На базата на факторен анализ са изведени следните три геохимични асоциации: ([Ni, Cr]) Со, V, Ti); ([Cu] Au, Ag) и [Zn, Pb, Mn]. Разпространението на асоциацията от главните рудни елементи ([Cu] Au, Ag) е сходно с контурите на рудното тяло и се определя от разпространението на кварц-пиритхалкопиритовата и кварц-магнетит-борнит-халкопиритовата минерални парагенези. Главните минерали, обуславящи появата на тази геохимична асоциация са халкопиритът, борнитът, златото и електрума. Геохимичната асоциация ([Ni, Cr]) Со, V, Ti) е локализирана предимно в метаморфните скали от периферните части на рудничната кариера и извън нея. Тези елеменити присъстват главно като изоморфни примеси в пирита, чието развитие в голяма степен съвпада с ареала на разпространение на кварц-пиритната минерална парагенеза. Ореолът на геохимичната асоциация [Zn, Pb, Mn] е развитие в опяма степен съвпада с ареала на разпространение на кварц-пиритната минерална парагенеза. Ореолът на геохимичната асоциация [Zn, Pb, Mn] е развито около кариерата на рудник Елаците, като проявата му е свързана основно с развитието на кварц-галенитът. Трите геохимична социация, са сфалеритъвата и манерали, с които е свързана тази геохимична асоциация, са сфалеритът, галенитът и манганокалцитът. Трите геохимична асоциации показват подчертано зонално площно разпространение, което вероятно е обусловено от зоналното развитие на руднике минералните асоциации.

ПЪРВИЧЕН ГЕОХИМИЧЕН ОРЕОЛ НА МЕДНО-ПОРФИРНОТО НАХОДИЩЕ "ЕЛАЦИТЕ"

К. Попов, Г. Георгиев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: kpopov@mgu.bg, ggeorgiev@mgu.bg

ABSTRACT. The study of the primary geochemical halo in the area of Elatsite ore deposit is done by 198 samples. The statistical analysis show that the chemical elements Cu, Au and Mo posses higher contents in the Paleozoic granite and hornfels and in the Elatsite intrusive. Besides, increased contents of Pb and Ni are determined within the Paleozoic granite. The Early Paleozoic phyllite is characterized with raised contents of Zn, Pb, Mn, V, and Ti. The hornfels possess the relatively higher contents of Co, V, Ti and Mn. The Late Cretaceous intrusive is characterized by higher contents of Cr, Ni, V, Ti and Co. The Ag, Bi and As contents are comparatively equal within the different rocks from the ore deposit's.

The following three geochemical associations are determined by factor analysis: ([Ni, Cr]) Co, V, Ti); ([Cu] Au, Ag) and [Zn, Pb, Mn]. The association of main ore elements ([Cu] Au, Ag) is identically distributed to the contour of the ore body. It is determined by the spreading of the quartz-pyrite-chalcopyrite and quartz-magnetite-bornite-chalcopyrite mineral parageneses. The main minerals determining the manifestation of this geochemical association are chalcopyrite, bornite, native gold and electrum. The geochemical association ([Ni, Cr]) Co, V, Ti) is localized predominantly in the metamorphic rocks from the peripheral part of the open pit and outside of it. These elements are presented mainly as isomorphous impurities in the pyrite, which development coincides to a great extent with the spreading area of the quartz-pyrite mineral paragenesis. The aureole of the geochemical association [Zn, Pb, Mn] is developed around the Elatsite open pit. Its manifestation is related mainly to the development of the quartz-galena-sphalerite mineral paragenesis. The three geochemical associations manifest markedly zonal development, which is determined probably by the zonal widespread of the ore mineral's associations.

Introduction

The Elatsite porphyry copper deposit is situated about 55-60 km eastern from the city of Sofia and about 6 km southern from the town of Etropole. It is formed within the frame of the Elatsite-Chelopech volcano-intrusive complex (Popov et al., 2001). The position of the deposit is controlled by the Late Cretaceous Elatsite quartzmonzodiorite to granodiorite porphyry intrusive. It is intruded within the Early Paleozoic low grade metamorphosed rocks and the Early Carboniferous Vejen granitic pluton. The metamorphite is contact matamorphosed to hornfels and spotted phyllite along the exocontact zone of the pluton.

The objective of this study is to determine the geochemical associations in Elatsite deposit and to trace their spatial distribution. Statistical methodology for assessment of the geochemical associations, described by Popov (2003), is used.

The methodology investigates the common spatial distribution of the chemical elements and their grouping, on the basis of their correlations.

Data Used

The results from determination of the chemical element's contents in the primary geochemical haloes of Elatsite deposit are used for the study of the geochemical associations. The sampling is done during 2000-2001 by G. Georgiev, as totally 206 samples from the open pit and the area around the deposit was taken. All rock types observed in the area was sampled, and the sample locations are shown further in fig.3. The samples are analyzed in the "Geochemistry" laboratory at the University of Mining and Geology "St. I. Rilski" by ICP-AES analysis as well as by AAS analysis for Au, Ag and Cr. The contents of 18 elements are determined: Au, Ag, Cr, Pb, Zn,

Popov K. et al. PRYMARY GEOCHEMICAL HALO ...

Cu, Ni, Bi, Mn, As, Co, Mo, V, Ti, Sb, Sn W and Ba, as the last

four elements are not found in neither of the samples.

Table 1.

Statistics for distributions of studied elements, calculated from all samples

	Mean	Median	Minimum	Maximum	Variance	Standard	Skewness	Kurtosis
Au	0.128	0.099	0.015	0.85	0.0142	0.119	2.4544	8.8860
Ag	0.381	0.250	0.250	2.90	0.1342	0.366	3.9115	17.9135
Cr	26.793	23.750	0.025	274.40	837	28.939	5.6627	40.7613
Pb	20.856	19.500	0.200	65.30	178	13.326	1.1205	1.5818
Zn	47.700	38.700	7.730	321.00	980	31.302	4.1775	29.4972
Cu	1250.270	369.300	2.000	10718.00	3051866	1746.959	1.9002	4.4512
Ni	29.728	19.450	4.600	234.00	865	29.405	3.9125	22.3315
Bi	11.418	5.000	5.000	62.00	143	11.952	2.1150	4.1991
Mn	320.779	222.300	4.900	1611.00	83699	289.308	2.0335	4.6701
As	9.682	5.000	5.000	241.50	411	20.284	8.5280	89.4184
Co	15.804	13.950	0.200	56.00	80	8.930	1.3460	3.2720
Mo	16.932	2.020	0.250	437.81	1962	44.291	5.9918	46.5708
V	178.196	154.000	22.000	414.00	7367	85.829	0.6734	-0.3203
Ti	3308.880	2862.500	426.000	7634.00	2571379	1603.552	0.6709	-0.3194

Table 2.

Statistics for distributions of studied elements, calculated from subsets for individual rock types

	Mean	Median	Minimum	Maximum	Variance	Standard	Skewness	Kurtosis
			Ear	ly Paleozoic pl	nyllite (25 sample	es)		
Au	0.062	0.056	0.015	0.178	0.0020	0.045	0.6973	-0.0751
Ag	0.264	0.250	0.250	0.600	0.0049	0.070	5.0000	25.0000
Cr	30.024	26.400	15.200	98.500	242	15.559	3.8197	16.8237
Pb	26.704	23.900	8.000	59.500	185	13.599	0.6990	0.1008
Zn	77.334	89.100	16.100	133.800	1402	37.445	-0.1756	-1.5348
Cu	85.824	35.600	8.600	473.900	9969	99.845	2.6664	9.1082
Ni	45.140	47.300	5.700	101.100	394	19.839	0.2509	2.0491
Bi	16.655	5.000	5.000	55.900	289	17.013	1.2814	0.4522
Mn	589.248	494.700	4.900	1449.000	196339	443.101	0.4463	-0.9129
As	13.116	5.000	5.000	87.100	299	17.278	3.5774	14.7207
Co	15.476	13.700	0.200	38.000	86	9.259	0.5195	0.2523
Мо	0.790	0.630	0.250	3.390	1	0.743	2.3312	6.0287
V	262.051	307.000	38.000	414.000	10584	102.877	-0.9990	-0.0287
Ti	4933.720	5682.000	717.000	7634.000	3685395	1919.738	-1.0248	0.0174
				Hornfels (6	2 samples)			
Au	0.113	0.109	0.015	0.36	0.0032	0.057	1.7306	6.0363
Ag	0.341	0.250	0.250	1.50	0.0768	0.277	3.1142	8.9515
Cr	34.018	22.150	5.400	274.40	2101	45.835	4.1631	17.7192
Pb	23.747	20.700	0.200	65.30	255	15.970	1.0849	0.4540
Zn	40.179	36.050	17.700	105.20	285	16.890	1.2505	2.1933
Cu	886.573	258.500	35.200	10718.00	2993867	1730.279	4.1382	19.7209
Ni	52.652	43.600	19.900	234.00	1453	38.124	3.8624	15.0330
Bi	13.812	5.000	5.000	62.00	198	14.083	1.7862	2.7086
Mn	337.884	302.600	31.100	980.00	49670	222.867	1.1121	0.8293
As	10.542	5.000	5.000	241.50	936	30.601	7.3128	55.5769
Co	22.046	19.650	6.300	56.00	103	10.139	1.3088	2.0716
Мо	12.550	2.310	0.250	130.40	554	23.535	3.2514	12.3318
V	223.493	224.500	29.000	405.00	7132	84.452	-0.1121	-0.5796
Ti	4066.532	4047.000	541.000	7482.00	2567077	1602.210	-0.0991	-0.6551
		E	Early Carbonife	rous granodior	ite – Vejen pluto	n (68 samples)		
Au	0.150	0.112	0.015	0.848	0.0248	0.157	1.9742	5.2629
Ag	0.454	0.250	0.250	2.900	0.2120	0.460	3.4168	13.6971
Cr	29.915	30.200	11.200	66.200	82	9.029	0.5480	2.7803
Pb	16.886	16.100	0.200	64.700	114	10.659	1.3184	4.7944
Zn	47.576	38.700	7.730	321.000	1513	38.903	5.6018	37.4771
Cu	1892.901	1618.000	2.000	5198.000	3429595	1851.917	0.4401	-1.3100
Ni	14.945	15.250	4.600	22.000	16	4.014	-0.3350	-0.2514
Bi	7.732	5.000	5.000	34.100	42	6.508	2.6677	6.7193
Mn	264.536	193.850	25.700	1464.000	48425	220.058	2.9276	12.6007
As	7.787	5.000	5.000	59.500	95	9.760	4.0958	16.9738
Со	12.186	12.450	0.200	27.400	22	4.678	-0.0198	1.8357
Мо	30.053	5.095	0.250	437.810	4729	68.766	4.0930	19.7547
V.	143.883	136.500	31.840	355.000	1940	44.051	1.5554	6.9787
11	2/16./91	2552.500	587.800	6799.000	/529/4	867.741	1.5398	6.3416
Λ	0 151	Late Creta	ICEOUS QUARTZ-I	nonzodiorite p	orphyrite, granite	e porphyry (43 sam	ples)	3 6186
Au	0.131	0.109	0.015	2 100	0.0170	0.131	1.7 1.55	12 5065
Ay Cr	0.595	5 600	0.230	2.100	0.1377	1/ 326	1 3036	22 63/8
	9.559	21 100	0.025	40.700	203	14.320	4.3030	22.0340
FU Zn	19.302	21.100	16 700	40.400	201	10.709	0.1041	0.1099
	41.312	570.000	10.790	5904 000	JZ I 2702650	1660 120	2.0034	4.0400
Ni	1400.421	019.000	10.000	2004.000	2103039	1000.430	1.0102	0.0109
	10.740	0.000	4.720	30.300	100	0.213	2.4009	0.2034
DI Ma	10.749	5.000	5.000	40.000	102	10.091	1.5920	1.2191
	228.972	100.500	9.200	1011.000	13920	2/ 1.003	3.7312	10.4039
AS	9.444	5.000	5.000	000.00	233	15.274	4./340	25.0894
LO Mo	12./16	11.500	1.200	29.900	52	7.236	0.5108	-0.6/16
IVIO	11.885	2.330	0.250	80.800	305	19.096	2.2/88	4.8498
V T:	118.395	124.000	22.000	240.000	2270	47.640	0.2991	0.5389
	2208.102	2301.000	426.000	4433.000	/98474	893.574	0.3051	0.4354

The computerized pre-processing of the data was done, and 8 outlier samples with highly increased contents for some of the elements are excluded. After the reduction of the outliers, the final number of the samples used in this investigation is 198.

The data is imported in ArcView Geographic Information System, which is used for some spatial analyses and map preparation. The statistical processing and analysis of the data are done mainly with Systat software.

Univariate Statistics

Univariate statistical analysis is performed on the data for the contents of separate chemical elements. The aim is to receive primary information for the average contents of elements, the degree of their variability and the shape of their statistical distributions. This analysis is performed on the massif of all data as well as on subsets for the separate rock types, and the result is shown in tables 1 and 2 respectively. The elements possess markedly asymmetrical shapes of distribution and high variances as a whole, as it is visible on these two tables. Such characteristics of the statistical distributions are often observed at the analysis of geochemical haloes and they reflect the presence of non-equilibrium physical-chemical systems with the import of ore substance from the elapsed oreforming processes (Popov, 2003).



Fig. 1. Concentrations of the studied elements within the individual rock types. The average contents are estimated by the median values (tab. 2)

The usage of the median values is recommended for the estimation of average contents of elements, due to the

Table 3.

Correlation matrix showing the relations between the elements. The statistical significance threshold is r = 0.14, at 198 samples and 5% probability of error

ropapii	ity of erro)r				-	-							
	Au	Ag	Cr	Pb	Zn	Cu	Ni	Bi	Mn	As	Со	Мо	V	Ti
Au	1.00					-	-							
Ag	0.40	1.00												
Cr	0.08	0.06	1.00											
Pb	-0.19	-0.05	-0.01	1.00										
Zn	-0.20	-0.03	0.10	0.50	1.00									
Cu	0.70	0.42	0.32	-0.29	-0.19	1.00								
Ni	-0.04	-0.03	0.79	0.18	0.17	0.08	1.00							
Bi	-0.08	-0.14	-0.07	0.20	0.06	-0.26	0.10	1.00						
Mn	-0.28	-0.08	0.05	0.45	0.59	-0.29	0.26	0.09	1.00					
As	0.04	0.10	-0.04	0.13	0.08	-0.01	-0.00	0.00	0.11	1.00				
Co	-0.09	-0.06	0.48	0.14	0.10	0.02	0.69	0.05	0.25	-0.05	1.00			
Мо	0.13	0.06	0.17	-0.17	-0.11	0.34	0.02	-0.10	-0.17	-0.05	0.02	1.00		
V	-0.24	-0.20	0.40	0.45	0.38	-0.26	0.67	0.20	0.53	-0.01	0.45	-0.13	1.00	
Ti	-0.25	-0.20	0.40	0.45	0.40	-0.26	0.65	0.20	0.54	-0.02	0.44	-0.14	0.99	1.00

asymmetrical shape of distributions. The variations of average contents in separate rock types are illustrated on fig. 1, where the contents are given in logarithmic scale on the Y-axis for better clearness. The phyllite is differ in higher concentrations of Zn, Pb, Mn, V, Ti and somewhat of Ni in comparison with the rest of rocks, as well as in lower contents of Cu, Au and Mo. The increased concentrations of Pb and Zn within the phyllite could be explained by reason that these ore elements are spreaded mainly in the periphery and upper levels of the deposit (Hadjyiski et al., 1970f). The elements Cu, Au and Mo manifest markedly higher concentrations in magmatic rocks and hornfelses, which are ore-bearing rocks. Highest contents of Cu and Mo are observed within the granodiorite of Vejen pluton, due to its increased jointing and permeability, which determine it as most favorable environment for ore precipitation. Lower concentrations of Pb and Ni are observed in the rocks from Vejen pluton as well. The hornfelse is characterized with relatively higher contents of Co, V, Ti and Mn, whereas lower concentrations of Cr, Ni, V, Ti and Co are representative of the Upper Cretaceous granitoide. The determined concentrations of Aq. Bi and As are comparatively the same in the four rock types developed within the deposit's area

Determination of the geochemical associations

The geochemical association's determination is performed by statistical methodology, based mainly on factor and cluster analyses (Popov, 2003). The groups of elements which concentrations possess similar spatial variations are interpreted as geochemical associations. The similarities in the spatial behavior of elements are estimated by their correlations. The following geochemical associations are determined by factor analysis:

([Ni, Cr] Co, V, Ti),

([Cu] Au, Ag) and

[Zn, Pb, Mn].

The correlation coefficients between the elements are shown in table 3, and the grouping of the elements and their factor loadings are represented on figure 2 and table 4.

The first group of elements ([Ni, Cr] Co, V, Ti) has highest contribution to the total variability of data, as Ni and Cr possess highest loadings in this association. The associations ([Cu] Au, Ag) with highest loading of the copper and [Zn, Pb, Mn] are clearly distinguished as well. The elements Ti, V and As

Popov K. et al. PRYMARY GEOCHEMICAL HALO ...

possess some tendency for grouping in the last association also (table 4), which is probably because of the overlapping in associations' spreading.

Interpolation on the factor scores of individual samples is done for determination of the spatial distribution of the geochemical associations. Inverse distance method is used. The spatial distribution of the associations (fig. 3) determines a clear zonal spreading of the elements.



Fig. 2. Dendrogram representing the grouping of elements by cluster analysis

Table 4. Factor loadings representing the grouping of elements by factor analysis

	Factor 1	Factor 2	Factor 3
Au	-0.035168	0.778029	-0.103322
Ag	-0.097774	0.718429	0.190937
Cr	0.825295	0.258968	-0.104257
Pb	0.139907	-0.189788	0.730372
Zn	0.150360	-0.084575	0.755168
Cu	0.134623	0.854868	-0.238600
Ni	0.935018	0.023068	0.079979
Bi	0.068793	-0.341039	0.118484
Mn	0.260266	-0.225467	0.724095
As	-0.146521	0.215633	0.407036
Co	0.756308	-0.049836	0.004695
Мо	0.131348	0.304444	-0.305533
v	0.732427	-0.323186	0.440608
Ti	0.726051	-0.323082	0.447787
Explained	3 373265	2 480680	2 / 17103
variance	5.57 5205	2.400000	2.417103
Proportion of total	0.240948	0.177191	0.172650

Ore mineral associations

The mineral composition of Elatsite deposit is subject of investigations by different authors (Hadjyiski et al., 1970f; Dimitrov and Koleva, 1975; Bogranov, 1987; Dimitrov, 1988; Petrunov et al., 1992; Petrunov and Dragov, 1993; Tokmakchieva, 1994; Dragov and Petrunov, 1996; Strashimirov et al., 2002; Tarkian et al., 2003). Based on the data from these studies Strashimirov et al. (2002) distinguish the following consecutively formed mineral paragenetical associations in the deposit: quartz-magnetite-bornite, quartz-pyrite-chalcopyrite, quartz-molybdenite, quartz-pyrite (±calcite), quartz-galena-sphalerite, quartz-calcite-zeolite and supergene covelline-chalcocite.

The quartz-magnetite-bornite-chalcopyrite paragenesis is manifested in form of lenses and veinlets. It is observed mainly in thenorth-eastern parts of the open pit currently, within the frames of Vejen pluton. Rutile, ilmenite and numerous Co, Ni, Te, Bi, Se, Au and Ag bearing rare minerals are presented, besides the magnetite and bornite. The presence of PGM and coarse-grained native gold, which is non-specific for the deposit, is characteristic feature (Dimitrov and Koleva, 1975; Petrunov et al., 1992; Petrunov and Dragov, 1993; Dragov and Petrunov, 1996). The gold possesses higher content of Ag (Tarcian et al, 2003; Georgiev, unpubl.).

The quartz-pyrite-chalcopyrite paragenesis is of major economical interest. It is developed as veinlets, compact aggregates and disseminations. It is spread predominantly in the central parts of ore body and additionally enriches the previous paragenesis with Cu, Au and Mo. The chalcopyrite/pyrite ratio in the flotation concentrate is determined as 10:1 (Tarcian et al., 2003). Little molybdenite and Co, Ni and Pd bearing minerals-impurities are observed (Dragov and Petrunov, 1996). The gold is represented by electrum predominantly (Tokmakchieva, 1982; Strashimirov and Kovatchev, 1994; Tarcian et al., 2003; Georgiev, unpubl.).

The quartz-molybdenite paragenesis is represented by veinlets, which cuts the minerals from the previous parageneses. It is developed mostly in the central part of the deposit.

The quartz-pyrite (<u>+</u>calcite) paragenesis is veins and veinlets in shape, developed in the outern and upper parts of the deposit. Limited quantities of chalcopyrite are observed as well.

The quartz-galena-sphalerite paragenesis is rare and it is observed in outer south-western parts of the deposit only (Hadjyiski et al., 1970f). It is also vein in type. Sphalerite and galena are typomorphic minerals for this paragenesis, and the quantities of pyrite, chalcopyrite, tenantite and markazite are limited and very changeable. Calcite (manganese calcite) is observed as gangue mineral.

The quartz-calcite-zeolite paragenesis is formed during the later stage of hydrothermal activity in the deposit. It is represented by fine veinlets, in which the redeposited chalcopyrite and pyrite are observed also. Limited quantities of fluorite are determined as well.

The covelline-chalcocite paragenesis is a product of the supergene stage of the mineral forming process. It is limited developed in the upper parts of the deposit, down to 50-60 m below the surface. This oxidation zone is studied mainly by Tokmakchieva (1981, 1983, 1994) and Tokmakchieva and Dragov (1985), as claudetite, chalcophyllite, lybetenite, tenardite, chalcocite, malachite, azurite, limonite, etc. are determined.

Spatial distribution of the geochemical associations

The spreading of the economically most important for the deposit geochemical association ([Cu] Au, Ag) is similar to the contours of the ore body and it is determined mainly by the development of the quartz-pyrite-chalcopyrite and quartz-magnetite-bornite-chalcopyrite parageneses. The chemical elements from this association are presented by chalcopyrite CuFeS₂, bornite Cu₅FeS₄, native gold and electrum.

The geochemical association ([Ni, Cr]) Co, V, Ti) is located mainly within the metamorphic rocks, out of the ore body, in the peripheral parts of the open pit and outside of it. The main mineral bearer of these elements is the pyrite, which quantity is raised in these parts and coincides predominantly with the



Fig. 3. Spatial distributions of the geochemical associations, determined on the basis of factor analysis

spreading of quartz-pyrite paragenesis. The chemical analyses of mono-mineral samples from pyrite show average contents 0.0309 % Co and 0.0055 % Ni (Hadjyiski et al., 1970f). The cobalt and the parageneticaly related to it nickel are included as isomorphous impurities in the pyrite, replacing the iron in it (Dimitrov, 1988). Tarcian et al. (2003) investigate pyrite from the quartz-pyrite-chalcopyrite paragenesis and determine nickel and cobalt pyrite with contents of 0.5-6.7 wt.% Ni and 1.6-14.9 wt.% Co respectively, which also confirm the participation of these elements in the contents of pyrite in the deposit. The vanadium participates in the composition of pyrite, chalcopyrite and bornite, replacing the iron in them Tokmakchieva (1994). Probably the chromium and titanium also participate in the composition of the pyrite as isomorphous impurities, replacing the iron in it. It should be mentioned that according to Tokmakchieva (1994), V, Ti and Cr didn't presented in the hydrothermal solution coming from depth, but they are derived from the country rocks.

The aureole of [Zn, Pb, Mn] geochemical association is developed around the Elatsite open pit. Its manifestation is related mainly to the development of quartz-galena-sphalerite paragenesis. Sphalerite (ZnS), galena (PbS) and manganese calcite are the main minerals bearing the elements from this geochemical association. The manganese, which didn't participate in the hydrothermal process, migrates from the country rocks at influence of the hydrothermal solutions, and it accumulates in the calcite transforming it to manganese calcite (Tokmakchieva, 1994).

Conclusions

The analysis of samples from primary geochemical halo from the open pit and area around the Elatsite deposit shows that the main ore elements Cu, Au and Mo possess clearly higher concentrations in the ore-hosting Paleozoic and Late Cretaceous intrusives and hornfels in comparison to Lower Paleozoic phylite. The phylite is distinguished with raised concentrations of Zn, Pb, Mn, V and Ti, and with relatively lower contents of the main ore elements. The hornfels is characterized by relatively higher contents of Co, V, Ti and Mn also, while comparatively lower concentrations of Cr, Ni, V, Ti and Co are representative for the Elatsite intrusive. The determined concentrations of Ag, Bi and As are relatively equal in the four rock types from the deposit's area.

The following geochemical associations in the primary geochemical halo of the deposit are determined on the basis of factor analysis:

([Ni, Cr]) Co, V, Ti); ([Cu] Au, Ag) and [Zn, Pb, Mn], while the molybdenum remains independent.

The pointed out three geochemical associations have markedly zonal distribution, which is probably determined by the zonal development of the ore mineral parageneses. The spreading of the ([Cu] Au, Ag) association of main ore elements is similar to the contours of the ore body and it is determined by the development of the quartz-pyritechalcopyrite and quartz-magnetite-bornite-chalcopyrite parageneses. The chalcopyrite, bornite, native gold and electrum are main minerals causing the manifestation of this geochemical association.

The geochemical association ([Ni, Cr]) Co, V, Ti) is located mainly within the metamorphic rocks, in the periphery of open pit and outside it. These elements are represented mainly as isomorphous impurities in the pyrite (Hadjyiski et al., 1970f; Dimitrov, 1988; Tarcian et al., 2003; Tokmakchieva, 1994), which quantity increases in these parts and coincides mainly with the spreading area of quartz-pyrite paragenesis.

The [Zn, Pb, Mn] association is developed around the Elatsite open pit, actually out of the ore body, as its manifestation is related to the presence of the quartz-galena-sphalerite paragenesis. The chemical elements from this association occur in form of the minerals sphalerite, galena and manganese calcite.

References

Bogdanov, B. 1987. Copper deposits in Bulgaria. Technica, Sofia, 388 p. (in Bulgarian)

- Dimitrov, S., Koleva, E. 1975. On the presence of platinoides in some copper deposits in Bulgaria. *Ore-forming Processes and Mineral Deposits. No* 3, 15-19 (in Bulgarian).
- Dimitrov, S. 1988. Mineral Composition of Elatsite Plutogen-Impregnated Copper-Molybdenum Deposit. Ann. Kom. Geol., vol. 28, 67-84. (in Bulgarian).
- Dragov, P., R. Petrunov. 1996. Elatsite porphiry copper precious metals (Au and PGE) deposit. *Plate Tectonic Aspects of the Alpine Metalogeny in the Carpato - Balkan Region. Proceedings of the Annual Meeting - Sofia, 1996. UNESCO - IGCP Project No 356, Vol. 1, 171-174.*

- Petrunov, R., Dragov, P., Ignatov, G., Neikov, H., Iliev, Ts, Vasileva, N., Tsatsav, V., Djnakov, S., Doncheva, K. 1992. Hydrotermal PGE-mineralisation in the Elatsite porphyrycopper deposit (Sredna Gora metallogenic zone, Bulgaria). *Compte rendue Academy Bulgarian Science*, 45, 4, 37-40.
- Petrunov, R., Dragov, P. 1993. PGE and gold in the Elatsite porphyry copper deposit, Bulgaria. In: *Fenoll Hach-Ali et al* (eds). "Current Research in Geology Applied to Ore Deposits". "Dep. Mineral. Petrol. Univers. Granada", Spain, 1993. 543-546.
- Popov, K. 2003. Geology and Geochemical models in Radka Ore Field, Panagyurishte Ore Region. Doctoral thesis, vol. I, 182 p. (in Bulgarian).
- Popov, P., Raditchev, R., Dimovski, S. 2001. Geology and evolution of the Elatsite-Chelopech Porphyry Copper -Massive Sulphide Ore Field. Ann. Univ. Min. Geol., Sofia, 43-44, I, 31-43.
- Strashimirov, Str. Kovatchev, V. 1994. Gold in copper deposits from the Srednogorie zone (Bulgaria). Bulletin of the Geological Society of Greece "Proceeding of the 7th Congress, Thessaloniki, May 1994", vol. XXX/3, 275 - 285.
- Strashimirov, S., Petrunov, R., Kanazirski, M. 2002. Porphyrycopper mineralization in the central Srednogorie zone, Bulgaria. *Mineralium Deposita*, 37, 587-598.
- Tarkian. M., U. Hünken, M. Tokmakchieva, K. Bogdanov. 2003. Precious-metal distribution and fluid-inclusion petrography of the Elatsite porphyry copper deposit, Bulgaria. *Mineralium Deposita (2003)* 38, 261-281.
- Tokmakchieva, M. 1981. New data for the supergene minerals from Elatsite deposit. In: "20 years scientific-investigation sector at Higher Institute of Mining and Geology", Proc. anniversary conference, Varna, 26-28.10.1981" 199-205 (in Bulgarian).
- Tokmakchieva, M. 1982. New data for the form of presence of gold in pyrite and chalcopyrite from Elatsite deposit. *Ore Production, vol. 2,* 1-3 (in Bulgarian).
- Tokmakchieva, M. 1983. About the quantitative spreading of the suprgene minerals from the oxide zones of porphyry copper deposits in Panagyurishte-Etropole ore region. *Ore Production, vol. 10,* 6-11 (in Bulgarian).
- Tokmakchieva, M., Draganov, D. 1985. About the mineralogy of the oxide zone from Elatsite deposit. *Ore Production, vol.* 3, 24-37 (in Bulgarian).
- Tokmakchieva, M. 1994. Mineral composition, geochemical features and genesis of copper mineralization from the Panagyurishte-Etropole region. S., 458 p. (in Bulgarian).
- Hadjyiski, G., Angelkov, K., Nedkova, Ts., Tsvetkova, H. 1970f. Report for the results from the geological exploration of Elatsite copper-ore deposit – Etropole and realized during 1959-1968 with copper reserves calculation for veinlet impregnated ore, in state at 01.07.1968. *Ministry of Environment and Water, National Geofond, I-744.* (in Bulgarian).

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 125-129

МЕТАПЕЛИТИ ОТ ВЕРИЛА ПЛАНИНА

С. Приставова¹, М. Ичев²

¹ Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София

² Геологически институт на БАН, 1113, София

РЕЗЮМЕ. В представената статия се дават нови данни за петроложките особености на високоалуминиевите метапелити от Верила планина. Изследваните в работата скали заедно с ортогнайси, метабазити, еклогити и спорадични ултрамафични тела са основен елемент от високометаморфния комплекс, който изгражда по-голямата част от Верила планина. Метапелитите се наблюдават в добре издържана ивица с СИ-ЮЗ посока, която се разкрива в СЗ част на планината и са представени от двуслюдени шисти до гнайсошисти, съдържащи гранат, ставролит, кианит, андалузит, силиманит, хлоритоид, хлорит, мусковит, биотит, плагиоклаз, кварц, дребнозърнест корунд... Въз основа на микроструктурни взаимоотношения в тези скали са разграничени две главни метаморфни събития и съответно две основни парагенеза разделени от *главна фаза на* деформация - бластомилонитизация с формиране на милонитна фолиация. Първата минерална паратенеза, която е резултат на регионалния метаморфизъм е: Gr¹+Stv¹+Ms¹+Qz¹+PI+Ky¹. Втората парагенеза е постмилонитна и е представена от: Gr²+And+Sill+Chtd+St²+Ky²+Ms²+Bi +Cht+Qz².

METAPELITES FROM VERILA MOUNTAIN

S. Pristavova¹, M. Ichev²

¹ University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia

² Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia

ABSTRACT. New data for petrological features of the high-alumina metapelites from the Verila Mountain are presented in the article. The studied rocks are element of the high-grade metamorphic complex and they build up the biggest part of Verila Mountain with orthogneisses, metabasites, eclogites and sporadic ultramafic bodies. The metapelites are presented by two mica schists to gneiss-schists, which are occurred in the NW part of the Mountain as well-formed band with NW-SE direction. They are characterized with presence of garnet, staurolite, kyanite, andalusite, sillimanite, chloritoid, chlorite, muscovite, biotite, plagioclase, quartz and curundum. Two metamorphic events and respectively two mineral assemblages divided by the main phase of deformation with formation of mylonitic foliation are determined on the base of microtexture relations. The first mineral assemblage, which is result of regional metamorphism is presented by Gr¹+Stv¹+Ms¹+Qz¹+Pl+Ky¹. The second postmylonitic ones consists Gr²+And+Sill+Chtd+St²+ Ky²+Ms²+Bi +Cht+Qz².

Въведение

Верила планина се разполага в Югозападна България. В тектонско отношение се разглежда към част от кристалинния фундамент на Родопския масив, по-късно включен в младите нагънати зони отнесени към Краището (Бончев, 1971) или като част от Средногорската зона (Западносредногорска) единица (Dabovski et al., 2003). Планината в поголямата си част е изградена от високометаморфни скали - гнайово-мигматитов комплекс на Огражденската (Прародопска) Надгрупа, Арденска група (Загорчев и др., 1994). Другите скали, които участват в строежа на Верила се ракриват в периферните и части и се отнасят съответно към Диабаз-филитоидния комплекс (ДФК), Струмската Диоритова формация, Плански плутон (диорити и кварцдиорити), юрски и триаски седименти. Публикуваните данни до този момент за високометаморфните скали от Верилския блок са твърде ограничени. (Бончев, 1923; Kozhouharova et al., 1993).

Настоящата статия има за цел да представи данни за петроложката характеристика на разкриващите се метапелити, които са елемент от строежа на високометаморфния комплекс на Верила. Теренната и лабораторна работа на представените в работата данни са извършени по научен проект "Еволюция на метаморфизма на докамбрийските скали от Верила планина" финансиран от Геологическия институт на БАН.

Геоложко положение

В основната си част Верилският блок е изграден от регионалнометаморфни скали от амфиболитовия фациес, които се причисляват към Малешевска или Арденска група на Огражденската и/или Прародопската Надгрупа (Загорчев и др., 1994) Представени са от гнайси - ортогнайси (главно), метапелити, метабазити, еклогити и единични малки тела от ултрабазити (пироксенити). Последните се разкриват в сравнително издържано ниво в югозападната част на планината, проследяващо се западно-северозападно от с. Клисура и северно от параклиса св. Георги.

Метапелитите са представени от биотит-мусковитови шисти до гнайсошисти с различно присъствие на гранат, ставролит, кианит, андалузит, силиманит, хлоритоид, хлорит, плагиоклаз, кварц и др. Те изграждат неиздържани, лещовидни прослои всред доминиращите двуслюдените ортогнайси. Скалите са силно деформирани и основна текстура в тях е милонитната фолиация. Издържани по дебелина прослои (фрагменти) от метапелити са установени в северозападната част на Верила в ивица със СЗ- ЮИ посока – южно от с. Ярлово, Кумански дол, източно от с. Горна Диканя, на около километър югоизточно от с. Дрен, и от в. Голям Дебелец, североизточно от Андрова махала и др. Данни за петрологията на метапелитите от Верила до този момент не са публикувани. Характеристиката на изследваните метапелити е направена въз основа на подбрани представителни образци от отделни разкрития в споменатата ивица.

Минерален състав

Изследваните метапелити се характеризират с богат минерален състав и вариращи количествени съотношения на главните скалообразуващи минерали. Въз основа на микроструктурни взаимоотношения в тези скали се разграничават две основни минерални парагенези:

$$Gr^{1}+St^{1}+Ky^{1}$$
;+ $Ms^{1}+Qz^{1}+Pl$ (1)

$$Gr^2+St^2+$$
 And+Sill+ Ky^2+ Chtd + Ms^2+Bi +Cht+ Qz^2 (2)

Тези две парагенези са разделени от главна фаза на деформация - бластомилонитизация с формиране на милонитна фолиация. Първата минерална парагенеза е резултат на регионален метаморфизъм в амфиболитов фациес, а втората е постмилонитна и се характеризира с неравномерно площно разпространение и интенизвност.

Представителни микрорентгеноспектрални анализи на скалообразуващите минерали гранат и ставролит от изследваните метапелити за дадени в таблица 1 и 2.

Гранат

В скалите присъства в количество от 1 до 5 %. Разграничават се две генерации. Гранатът от първата генерация (Gr¹) е в преобладаващо количество и е представен от порфиробласти с размери до 1.0-2.0 mm, които са силно напукани и заместени от хлорит, дребнолюспест биотит и бяла слюда. При последващите интензивни деформации гранатовите зърна са дезинтегрирани, като отделните им съставни части, често са "изтеглени" по плоскостта на милонитната фолиация (Таблица I, А.). Процесите от следващата метаморфна фаза водят до регенерация на част от фрагментите, в резултат на което РМА изследванията показват сложна зоналност, изразяваща се в промяна на съдържанията на Са, Fe и Mn от центъра към периферията на зърната. (Табл. 1). По състав гранатите са алмандинов тип: XAIm 0.77-0.75; XPyr 0.18-17; XSpess 0.1-0.3; XGross 0.5-0.3.

Гранатът от втората генерация (Gr²) е представен от значително по-малки по размери зърна (до 0.4 mm) с правилни кристални форми (Таблица I, В) и ясна проградна зоналност. (Табл. 1). Съства му е: XAIm 0.83-0.81; XPyr 0.10-0.7; XSpess 0.4-0.3; XGross 0.6.

Ставролит

Не надвишава 1-2 % в участъците, където е наблюдаван. Отделени са две генерации въз основа на морфоложки и микроструктурни особености. Ставролитът от първата генерация (St¹) изгражда силно замътнени ксенобластни зърна с размери до 0.4 mm, които най-често са заместени по периферията от микролюспеста слюдена маса. (Таблица I, E). Химичният му състав е даден в Таблица 2. Ставролитът от втората генерация (St²) е в дребни (до 0.2 mm) идиоморфни бистри индивиди, които най-често са ориентирани паралелно на милонитната фолиация (Таблица I, F). Притежават зонално устройство (Табл. 2) с ясно изразено намаляване на XMg от центъра към периферията, което е указание за прогресивна зоналност, аналогично на регистрираната в граната от втората генерация.

Таблица 1.

гаолица	1.				
Nº	Gr ¹	Gr ¹	Gr ¹	Gr ²	Gr ²
	център	среда	периф.	център	периф.
SiO ₂	38.60	38.32	37.79	37.88	37.75
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.000	0.06
AI_2O_3	22.64	22.69	22.30	22.18	22.54
FeO	32.83	31.95	33.03	34.35	33.77
MnO	0.50	1.24	0.00	1.69	1.35
MgO	4.15	4.37	4.42	1.70	2.27
CaO	1.28	1.16	1.80	1.84	1.93
Na ₂ O	0.00	0.26	0.34	0.37	0.30
Total	100.00	99.99	99.68	100.0	99.43
			12 (0)		
Si	3.067	3.033	2.998	3.049	3.027
Al [™]	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Al ^{VI}	2.118	2.115	2.081	2.103	2.128
Ti	0.000	0.00	0.000	0.000	0.009
Fe ²⁺	2.181	2.115	2.191	2.312	2.265
Mg	0.491	0.516	0.523	0.204	0.271
Mn	0.034	0.083	0.000	0.115	0.092
Ca	0.109	0.098	0.153	0.159	0.167
Na	0.000	0.040	0.052	0.058	0.047
Alm	77.48	75.21	76.43	82.87	81.04
Pyr	17.46	18.34	18.23	7.31	9.71
Gross	3.87	3.50	5.34	5.69	5.96
Spess	1.19	2.95	0.000	4.13	4.29
XMg	0.174	0.183	0.182	0.073	0.097

Кианит

Количествено достига 1-3 % и също е представен от две генерации (Ку¹ и Ку²). В основната част от метапелитите най-добре застъпен е кианитът от първата генерация (Ку¹). Кристалите му са призматични, с размери до 0.8mm, деформирани. Често е включен в андалузитови порфиробласти и е заместен по периферията от дребнолюспеста бяла слюда. (Таблица I, С, D). Кианитът от втората генерация (Ку²) е представен като фини дългопризматични индивиди (до 0.2 mm), които са развити по периферията на едри разчупени андалузитови кристали или по периферията на късопризматични, деформирани индивиди от първата парагенеза. В този случай по периферията на кианит от Іва генерация се образува и фибролитов тип силиманит (Таблица 1, H)

Андалузит

Неравномерно застъпен като достига до 15 % в метапелитите от най-северните участъци на Верила. Представен е от скелетни кристали израстващи сред дребнолюспести /серицитови/ агретати – псевдоморфози по кианит¹ и от порфиробласти с размери до 0.4 x 1.0 сm, включващи зърна отt Gr¹, St¹ Ky¹, които включения носят белезите на деформация предшестваща образуването на андалузита. От своя страна последният на места се замества от кианит втора генерция и силиманит (Таблица 1, G).

Силиманитът

Среща се като финовлакнести агрегати от фибролитов тип, който е развит по кианит (първа генерация) и по андалузита, както. и от дребнопризматични кристали (Таблица I, G, H).

Приставова С. и др. МЕТАПЕЛИТИ ОТ ВЕРИЛА ...

с посткинематичен

дребни, развити по периферията на Ms¹ или неравномерно

неориентирани

разпределени,

характер.

Мусковит /бяла слюда/

Представен е от две генерации: 1) І-ва генерация (Ms1) – едри мусковитови люспи до 1-2mm, силно деформирани, представени от тип "mica fish"; 2) II-ва генерация (Ms²) от

Таблица I

В G Gr-C ١nd And



Таблица 2.

Избрани анализи на минерала ставролит

Nº	Stv 1	Stv 1	Stv ²	Stv ²	Stv ²	Stv ²
	център	периф.	център	периф.	център	периф.
SiO ₂	27.63	27.67	27.08	27.15	27.64	26.92
TiO ₂	0.80	0.65	0.65	0.58	0.67	0.36
AI_2O_3	54.51	55.14	54.51	53.47	55.39	55.58
FeO	10.06	9.93	12.63	12.44	12.42	11.86
MgO	1.64	1.63	2.09	1.83	1.90	1.60
CaO	0.07	0.12	0.07	0.08	0.06	0.02
Na ₂ O	2.44	2.29	0.59	0.51	0.64	0.63
Total	97.15	97.43	97.62	96.06	98.72	96.97
XMg	0.226	0.226	0.227	0.208	0.215	0.194

Биотит

Изпълва пространството между гранатовите фрагменти, обраства мусковит първа генерация и принадлежи основно към втората парагенеза. Възможно е присъствие на ранен биотит, който е заместен напълно от хлорит изпълнен с рутилови "игли". Новообразувания биотит е кафявочервен на цвят и прораства с хлорит.

Плагиоклаз

Принадлежи основно към ранната парагенеза – деформирани порфиробласти обтичащи се от минералите на основната маса: кварц, мусковит, хлорит. Плагиоклазовите зърна са разчупени (катаклазирани), и дребнозърнестите минерали от основната маса се разполагат между отделните фрагменти.

Хлоритоид

Има ограничено разпространение и е наблюдава само в образците от района на с. Ярлово и Кумански дол. Ясно асоциира с Gr², St² и Ky², като следва слабо изразена деформация на едри андалузитови порфиробласти.

Хлорит

Най-често е съсредоточен в пукнатините на гранатовите порфиробласти, като напълно обхваща пространството между дезинтегрираните гранатови индивиди. Прораства и се замества от биотит.

Кварц

Разграничават се две генерации, като този от първата е изтеглен по милонитната фолиация в "кварцови ленти". Към втората принадлежат прекристализиралите и без вълновидно потъмнение индивиди всред преобладаващо андалузитсъдържащите гнайсошисти.



Метаморфизъм

Въз основа на микроструктурни взаимоотношения в изследваните метапелити от Верила са разграничават две основни парагенези и съответно две главни метаморфни събития разделени от фаза на деформация. Първата минерална паратенеза е резултат на регионално метаморфно събитие в условия на кианит-биотит-ставролитов субфациес (по Кориковский, 1979), средна степен на амфиболитов фациес (Butcher, Frey, 1994) и е представена от Gr1+St1+Ky1;+Ms1+Qz1+PI. Този метаморфизъм в амфиболитов фациес се предхожда от по-високо баричен, при който се формират еклогити (Kozhouharova et al., 1993). Конкретни стойности за Р-Т условията на това метаморфно събитие по метапелитите не могат да бъдат представени поради това, че е нарушено равновесното разпределение на компонентите между парагенетичните минерали от по-късно наложените процеси.

Фазата на деформация предизвиква раздробяване на кианитовите и гранатовите порфиробласти, изтегляне на фрагментите им по милонитната фолиация. Превръща мусковита в огънати "рибени" люспи, а кварца в ленточен.

Постдеформационната кристализация на минералите от втората парагенеза: Gr²+St²+And+Sill+Ky²+Chtd+Ms²+Bi +Cht+Qz², протича в полето на устойчивост на андалузита в близост до "тройната точка". Тя се характеризира с неравномерно площно разпространение и интенизвност. Въз основа на добре изразена зоналност на формирането на Gr²+St², може да се направи извод за проглесивното развитие на този метаморфен процес – повишаване на Р-Т. Получените стойности по Федкин (1986) – 470-495°C, 2.2 (5.8) кбар. Андалузитът се образува в началото на това събитие, носи белезите на слаба деформация след което следва образуването на силиманит и кианит – втора генерация.

Заключение

Предварителните резултати по петрологията на за метапелитите от Верила планина дават основание за отделяне на две метаморфни събития, разделени с фаза на деформация. Данните не позволяват характеризиране на цялостната метаморфна еволюция на комплекса. Посочените парагенези отразяват само отделни моменти от тази еволюция. За изясняването и е необходимо и да се отчете влиянието на Планския плутон върху скалите от високометаморфния комплекс. За последното авторите имат данни само за отделни минерализации – образуване на кордиерит в гнайсите, на корунд по кианит в метапелитите (непубликувани данни на авторите).

Литература

- Бончев, Г. 1923. Минералите в България. Год. СДУ, XIX.
- Бончев, Е. 1971. *Проблеми на Българската геотектоника*, С., Техника, 204 с.
- Загорчев, И., Р. Маринова, Д. Чунев. Геоложка карта на България в М 1:100000 (к. л. Перник). – *Комитет по геология*, С.
- Кориковский, С. П. 1979. *Фации метаморфизма метапелитов*. М., Наука, 262 с.

- Федкин, В. В. 1986. Геотермобарометрия метапелитовых комплексов и проблема эволюции метаморфизма. В: Эксперимент в решения акруальных задач геологии, М., Наука, 183-200.
- Butcher, Frey. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, 288 p.
- Dabovski, C., I. Boyanov, K. Khrischev, T. Nikolov, I. Sapunov, Y. Yanev, I. Zagorchev. 2002. Structure and Alpine evolution of Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 32, 2-4, 9-15.
- Kozhouharova, E., M. Ichev, S. Pristavova. 1993. Eclogites in Precambrian of Verila Mountain. – C. R. Acad. Bulg. Sci., 46, 11, 69-72.

Препоръчана за публикуване от катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 131-137

NANNOFOSSIL SUBDIVISION AND STRATIGRAPHIC RANGE OF THE EMINE FLYSCH FORMATION IN EAST BALKAN, EAST BULGARIA

D. Sinnyovsky

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: sinsky@mgu.bg

ABSTRACT. The Campanian-Paleocene turbidite sequence known as Emine Flysch Formation is widely exposed in the East Balkan, East Bulgaria. Its boundaries and different stratigraphic levels have been described in many outcrops, but complete sequence of the unit is still not established due to great thickness and folded zones in different levels of the unit. A nannofossil zonation was applied here in order to estimate more precise stratigraphic range and total thickness of the unit. The Cretaceous part of the section includes 6 nannofossil zones, from older to younger: Uniplanarius gothicus, Uniplanarius trifidus, Arkhangelskiella cymbiformis, Lithraphidites quadratus, Micula murus and Micula prinsii. The Paleocene interval is subdivided into standard zones, well exposed along the Black Sea coast in the northern limb of the Banya syncline. Here are established NP-1 Biantholithus sparsus, NP-2 Cruciplacolithus tenuis, NP-3 Chiasmolithus danicus, NP 4 Ellipsolithus macellus, NP-5 Fasciculithus tympaniformis, NP-6 Heliolithus kleinpellii, NP-7 Discoaster mohleri, NP-8 Heliolithus rideli and NP-9 Discoaster multiradiatus. The zones below and above the K/T boundary are described better than the others, due to their relatively short stratigraphic range, established in a singular section. In this study the nannofossil events are used as stratigraphic markers to choose appropriate outcrops, comprising full zonal intervals of at least one zone, in order to reconstruct a more complete composite section of the Emine Formation. On the basis of this reconstruction, the maximum thickness of the unit in its thickest near shore part is calculated to be at least 1670 metres. Its stratigraphic range decreases to the west due to lateral transition into the coarse-grained deposits of Dvojnitsa Formation. The thinnest part of the unit is near Kozichino Village, where its stratigraphic range is restricted to Upper Campanian - Maastrichtian.

НАНОФОСИЛНА ПОДЯЛБА И СТРАТИГРАФСКИ ОБХВАТ НА ЕМИНСКАТА ФЛИШКА СВИТА В ИЗТОЧНИЯ БАЛКАН, ИЗТОЧНА БЪЛГАРИЯ

Д. Синьовски

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: sinsky@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Кампан-палеоценската турбидитна последователност известна като Еминска флишка свита се разкрива широко в Източния Балкан, Източна България. Нейните граници и различни стратиграфски нива от нея са описани в много разкрития, но пълен разрез на единицата все още не е установен, поради голямата й дебелина и гънковите зони в различни нейни нива. Предложеното тук нанофосилно зониране е с цел да се оцени по-точно стратиграфския обхват на единицата и максималната й дебелина. Кредната част от разреза включва 6 нанофосилни зони, отдолу нагоре: Uniplanarius gothicus, Uniplanarius trifidus, Arkhangelskiella cymbiformis, Lithraphidites quadratus, Micula murus и Micula prinsii. Палеоценският интервал е поделен на стандартните зони, разкрити добре по крайбрежието в северното бедро на Банянската синклинала. Тук са установени NP-1 Biantholithus sparsus, NP-2 Cruciplacolithus tenuis, NP-3 Chiasmolithus danicus, NP 4 Ellipsolithus macellus, NP-5 Fasciculithus tympaniformis, NP-6 Heliolithus kleinpellii, NP-7 Discoaster mohleri, NP-8 Heliolithus riedeli и NP-9 Discoaster multiradiatus. Зоните около границата К/Т са описани по-добре от другите, поради относително по-мякия им стратиграфски обем и установяването им в един разрез. В настоящото изследване нанофосилните събития са използвани като стратиграфски репери за установяване на подходящи разкрития, включващи пълни зонални интервали на поне една зона за да се реконструира пълен обобщен разрез на запад поради латералния преход в грубозърнестите отложения на Двойнишката свита. Единицата е най-тънка при с. Козичино, където стратиграфския й обхват с разива и Пораци на Вампан - Мастрихти

Introduction

The Emine Flysch Formation is a thick turbidite sequence, widespread in the East Balkan Zone. It has been studied by many authors starting from Гочев (1932), who gave the unit its name - 'Emine beds'. One of the most comprehensive works devoted to the composition, genesis and age of the unit is that of Бошев et al. (1967). Later Карагюлева & Костадинов (1977) called it "flysch formation". Its rank was determined by Джуранов & Пимпирев (1989). The unit is composed of regularly alternating thin to medium-bedded sandstones, siltstones, shales, marls and limestones forming classic turbidites. The thickness of the turbidite rhythms is 5-30 cm, with rare thicker beds up to 0,5-1 m, mainly in the Campanian part of the unit, giving it cyclic appearance. Characteristic structures are graded and convolute bedding, scour marks and

groove marks. Turbidite beds of sandy limestones more than 1 m thick are rarely encountered.

The lower boundary of the unit is a gradual transition from the volcanic rocks of the Draganovo Formation. It crops out near Tunkovo Village (Петрова et al., 1980). The lowest level belongs to the Upper Campanian (Синьовски & Синьовска, 1988; Sinnyovsky & Sultanov, 1994). The upper boundary is a fast lithological transition toward the rocks of Dvojnitsa Formation. Wide lateral transitions are observed between the two units covering the entire Paleocene interval from the K/T boundary near Kozichino Village (Sinnyovsky, 2003) to the uppermost Paleocene near Irakli Resort at the Black Sea (Sinnyovsky & Sultanov, 1994; Синьовски, 1996). Campanian-Paleocene range of the Emine Formation has been reported by most authors (Бошев et al., 1967; Карагюлева & Костадинов, 1977; Джуранов & Пимпирев, 1989; Nachev & Dimitrova, 1995).

D. Sinnyovsky NANNOFOSSIL SUBDIVISION AND ...

Sinnyovsky & Sultanov (1994) gave a more precise stratigraphic range from the Upper Campanian to the Upper Paleocene with indications of several nannofossil zones.



Fig. 1. Outcrop of the Upper Campanian part of the Emine Formation, showing cyclic repetition of thick turbidite beds at the boundary between the nannofossil zones Uniplanarius gothicus and Uniplanarius trifidus on the eastern slope of Cape Emine

Present results

The present study is devoted to the nannofossil zonation of the Emine Formation in its near-shore outcrops between Emine and Kochan Capes. First exact data about the thickness of the unit is presented, based on successive description of 15 nannofossil zones from Upper Campanian to Upper Paleocene, from lower to upper: Uniplanarius gothicus, Uniplanarius trifidus, Arkhangelskiella cymbiformis, Lithraphidites quadratus, Micula murus, Micula prinsii, NP 1 Biantholithus sparsus, NP 2 Cruciplacolithus tenuis, NP 3 Chiasmolithus danicus, NP 4 Ellipsolithus macellus, NP 5 Fasciculithus tympaniformis, NP 6 Heliolithus kleinpellii, NP 7 Discoaster mohleri, NP 8 Heliolithus riedeli and NP 9 Discoaster multiradiatus. The Upper Cretaceous zones are established in different outcrops on the basis of characteristic nannofossil events, most of which are globally recognized as zonal boundaries. The Paleocene zones are recognized in one continuous section between Kochan cape and Irakli. Further information about their geographic distribution in Bulgaria is given in Sinnyovsky (this volume).

Upper Cretaceous

The Upper Cretaceous part of the unit is exposed mainly in the northern and southern limb of the Banya syncline. The most representative outcrops are located around Cape Emine and Emona Village (Figs. 1,2). Here are established several sections of uninterrupted and unfolded sequences, comprising six Upper Campanian-Maastrichtian nannofossil zones.

Uniplanarius gothicus Zone

Author: Martini (1976).

Definition: Interval from the first occurrence of *Uniplanarius gothicus* (Deflandre) Hattner & Wise to the first occurrence of *Uniplanarius trifidus* (Stradner) Hattner & Wise.

Age: Early Late Campanian.

Remarks: Martini (1976) defined the zone in the Pacific as a middle Campanian interval. Verbeek (1977) gave it a very restricted range confirmed by Stradner (1984) in site 530 in the Angola Basin, Atlantic Ocean. Late Campanian age of the zone was reported by Hattner & Wise (1980), Cepek (1981) and other authors.

Boundaries: The lower level of the zone is exposed north of Tunkovo Village (Sinnyovsky & Sultanov, 1994), but its lower boundary falls into the underlying volcanic-sedimentary deposits. In this study the upper part of the zone is established around Cape Emine.

Thickness: The zone includes more than 100 m of the section along the southern beach of Cape Emine.

Uniplanarius trifidus Zone

Authors: Bukry & Bramlette (1970).

Definition: Interval of the total range of Uniplanarius trifidus (Stradner) Hattner & Wise.

Age: Late Campanian.

Remarks: This zone was originally defined as a Late Campanian - Early Maastrichtian interval: 'The range of *Tetralithus nitidus trifidus* defines the transitional zone between Maastrichtian and Campanian' (Bukry & Bramlette, 1970). Emendation of the Campanian-Maastrichtian boundary by Rawson et al. (1996) made the disappearance of both *Uniplanarius trifidus* (Stradner) Hattner & Wise and *Broinsonia parca* (Stradner) Bukry ssp. *constricta* Hattner et al. useful for definition of the Campanian-Maastrichtian boundary in sections with low sedimentation rate, where these datums are approximately synchronous. However, the disappearance of *B. parca constricta* in this section is 50 m above the disappearance of *U. trifidus*.

Boundaries: The reference section of the zone in Emine Formation is along the beach north of Cape Emine. The lower boundary is established 50 m north of the cape (Fig. 1). It is marked by three thick turbidite beds, traceable in the outcrops west of the cape. The upper boundary is among thin-rhythmic turbidites 500 m north of the cape.

Thickness: The zone includes 450 m of the section, perfectly exposed along the beach north of Cape Emine.

Arkhangelskiella cymbiformis Zone

Author: Perch-Nielsen (1972), emended by Martini (1976).

Definition: Interval from the last occurrence of Uniplanarius trifidus (Stradner) Hattner & Wise to the first occurrence of Lithraphidites quadratus Bramlette & Martini.

Age: Early Maastrichtian.

Common taxa. The most abundant species in this 'low diversity interval' is Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina. In the zone disappear Broinsonia parca constricta Hattner et al. and Reinhardtites levis Prins & Sissingh.

Remarks: All previous authors referred the zone to the Lower Maastrichtian or lower Middle Maastrichtian when triple division is used.

Boundaries: Its lower boundary is recognized north of Cape Emine and immediately NW of Emona Village. The upper boundary crops out along the cliff east of 'St. Nikola' chapel, where the reference section of the zone is established. *Thickness:* 160 m.

Lithraphidites quadratus Zone

Authors: Čepek & Hay (1969), emended by Bukry & Bramlette (1970).

Definition: Interval from the first occurrence of Lithraphidites quadratus Bramlette & Martini, 1964 to the first occurrence of Micula murus (Martini) Bukry.



Fig. 2. Situation map in scale 1:25000 of the investigated outcrops in the southern limb of Banya syncline near Emona Village and cape Emine (see explanation of Fig. 3)

Age: Early Late Maastrichtian.

Remarks: This zone was originally defined as an interval between the first occurrence of *Lithraphidites quadratus* Bramlette & Martini and *Nephrolithus frequens* Gorka. Bukry & Bramlette (1970) emended the upper boundary after the first occurrence of *Micula murus* (Martini) Bukry.

Boundaries: Indications of the zone in the Emine Formation are recognized by the author during the geological mapping in the East Balkan area from 1993 to 1996 near Kozichino, Gilyovtsi, Kosharitsa, Rakovskovo, St. Vlas, Banya and Emona Villages.

Thickness: Between 35 and 45 m north of 'St. Nikola' chapel.

Micula murus Zone

Author: Martini (1969), emended by Perch-Nielsen (1985).

Definition: Interval from the first occurrence of *Micula murus* (Martini) Bukry to the first occurrence of *Micula prinsii* Perch-Nielsen.

Age: Late Maastrichtian.

Common taxa: Lithraphidites quadratus Bramlette & Martini, Micula murus (Martini), Nephrolithus frequens Gorka, Arkhangelskiella cymbiformis (Vekshina), Prediscosphaera microrhabdulina Perch-Nielsen, Prediscosphaera grandis Perch-Nielsen, etc.

Remarks: This zone was initially considered to be the uppermost Cretaceous zone, according to the Martini's (1969) definition as a total range of *Tetralithus murus* Martini ('Intervall vom ersten Auftreten von *Tetralithus murus* Martini bis zum Erlöschender Maastricht-Arten').

Perch-Nielsen (1979) defined the new species *Micula prinsii*, including in it the forms of *Micula murus* (Martini) "with distinct, long and sometimes bifurcated arms". Later Perch-Nielsen (1985) stated that 'the FO of *Micula murus* and the subsequent FO of *Micula prinsii* can be used to subdivide the interval between the FO of Lithraphidites quadratus (base CC 25c) and the top of the Maastrichtian'. This statement should be used for emendation of the Micula murus Zone of Martini (1969) and original definition of Micula prinsii Zone by the total range of *Micula prinsii* Perch-Nielsen.

Boundaries: The boundaries of the zone are established along the road Emona – Irakli. Indications of the zone in the Emine Formation are recognized by the author during geological mapping of a part of the East Balkan in 1993-96 near Kozichino, Kosharitsa, Rakovskovo, Banya and Emona Villages.

Thickness: The thickness of the zone north of Cape Emine above the upper edge of the near-shore landslides, north of 'St. Nikola' chapel, is approximately 35 m.

Micula prinsii Zone

Author: Perch-Nielsen (1985).

Definition: Interval from the first occurrence of *Micula prinsii* Perch-Nielsen to the last occurrence of 'unreworked, nonsurvivor Cretaceous taxa' (Burnett, 1998). Definition of the lower boundary zone was discussed above.

Age: Latest Maastrichtian.

Common taxa: Same species as in the preceding zone and *Micula prinsii* Perch-Nielsen.

Remarks: This zone includes a very short stratigraphic interval at the top of the Cretaceous and could be easily missed in condensed epicontinental sections.

Boundaries: The boundaries of the zone are established 2 km north of Emona Village along the road Emona–Irakli. Indications of the zone in the Emine Formation are recognized by the author during the geological mapping in the East Balkan area from 1993 to 1996 south and north of Kozichino (Lekarnitsa River), Rakovskovo, Banya and Emona Villages, as well as Kochan Cape, north of Irakli.

Thickness: Thickness of 27 m is established in the K/T boundary section described by Sinnyovsky & Stoykova (1995), and 30 m in the K/T boundary section north of Cape Kochan (this study).



Fig. 3. Situation map in scale 1:25000 of the investigated outcrops in the northern limb of Banya syncline near Irakli Resort: 1 – Emine Formation; 2 – K/T boundary; 3 - studied outcrop; 4 – dip and strike; 5 – landslides; 6 – road

Cretaceous/Tertiary boundary

The Cretaceous/Tertiary boundary in the near-shore outcrops of Emine Formation was described by Sinnyovsky & Stoykova (1995) near Emona Village, Sinnyovsky (2003) near Kozichino Village and Stoykova & Ivanov (2004) near Marash River. In the section near Emona the boundary layer was not recognized, but in sample E 58-9 disappear most Cretaceous taxa and appears the marker species of the lowest Paleocene NP 1 Zone Biantholithus sparsus Bramlette & Martini, as well as Cyclagelosphaera alta Perch-Nielsen. The most common survivors encountered are Braarudosphaera bigelowi Gran & Braarud and Thoracosphaera operculata Bramlette & Sullivan. Cyclagelosphaera reinhadrtii Markalius (Perch-Nielsen) Romein, inversus (Deflandre) and Neocrepidolithus dirimosus Perch-Nielsen are also relatively frequently encountered. Reworked specimens of the most abundant Cretaceous taxa Micula decussata (Vekshina). Micula murus (Martini). Watznaueria (Black). Arkhangelskiella barnesae cymbiformis (Vekshina), Nephrolithus frequens Gorka are also present. In the section south of Kozichino Village was observed a 4 cm dark boundary layer, marking the disappearance of most Cretaceous taxa and the appearance of Biantholithus sparsus Bramlette & Martini and Cyclagelosphaera alta Perch-Nielsen. K/T boundary is 8 m below the boundary between Emine and Dvoynitsa Formations. In the present study 5 cm thick, black K/T boundary layer is established 5 m above the sea level north of Cape Kochan with geographic coordinates N 42°46,179' and S 27°54,013' (Figs. 3,4).



Fig. 4. K/T boundary layer in fine-grained (mud) turbidites of the Emine Formation north of Cape Kochan (between arrows)

Paleocene

The studied Paleocene outcrops in the southern limb of Banya syncline are located 2 km north of Emona Village along the road to Irakli (Fig. 2) and in the northern limb of Banya syncline between Irakli and Cape Kochan (Fig. 3).

NP 1 Biantholithus sparsus Zone

Author: Perch-Nielsen (1971), emended by Romein (1977).

Definition: Interval from the first occurrence of Biantholithus sparsus Bramlette & Martini to the first occurrence of *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner) Hay & Mohler, (respectively *Cruciplacolithus intermedius* van Heck & Prins).

Age: Earliest Paleocene.

Common taxa: Biantholithus sparsus Bramlette & Martini, Cyclagelosphaera alta Perch-Nielsen, Braarudosphaera bigelowi (Gran & Braarud) Deflandre, Thoracosphaera operculata Bramlette & Sullivan, Cyclagelosphaera reinhardtii (Perch-Nielsen) Romein Markalius inversus (Deflandre) Bramlette & Martini, Neocrepidolithus dirimosus Perch-Nielsen. In the upper part of the zone appears Cruciplacolithus primus Perch-Nielsen.

Remarks: This zone spans the base of the Paleocene. It is very thin and could be recognized only in continuous sequences through the K/T boundary. In the studied area it was described by Sinnyovsky & Stoykova (1995) 2 km north of Emona Village along the road to Irakli, and north of Cape Kochan (this study).

Thickness: The thickness of the zone in the section north of Emona Village is 12 m (Sinnyovsky & Stoykova, 1995). North of Cape Kochan crops out only the lowest 2 metres of the zone.

NP 2 Cruciplacolithus tenuis Zone

Author: Mohler & Hay in Hay et al. (1967), emended by Martini (1970).

Definition: Interval from the first occurrence of Cruciplacolithus intermedius van Heck & Prins to the first occurrence of Chiasmolithus danicus (Brotzen) Hay & Mohler.

Age: Lower Paleocene (Early Danian).

Common taxa: Cruciplacolithus tenuis (Stradner), Cruciplacolithus intermedius van Heck & Prins, Cruciplacolithus asymmetricus van Heck & Prins, Cruciplacolithus primus Perch-Nielsen, Coccolithus cavus Hay & Mohler, Ericsonia subpertusa Hay & Mohler.

Remarks: This zone was originally defined by the first occurrence of *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner) Hay & Mohler. In 1987 van Heck & Prins separated from the former two new species - *Cruciplacolithus intermedius* and *Cruciplacolithus asymmetricus*. Thus the lower boundary of the zone should be defined by the first occurrence of the earlier form which is *Cruciplacolithus intermedius* van Heck & Prins. In the present study the zone is recognized north of Cape Kochan.

Thickness: 88 m.

NP 3 Chiasmolithus danicus Zone

Author: Martini (1970).

Definition: Interval from the first occurrence of Chiasmolithus danicus (Brotzen) Hay & Mohler to the first occurrence of Ellipsolithus macellus (Brotzen) Hay & Mohler.

Age: Early Paleocene (Late Danian).

Common taxa: Neochiastozygus modestus Perch-Nielsen appears in the lower part of the zone. Common taxa are the representatives of the genus *Cruciplacolithus*, and also *Coccolithus cavus* Hay & Mohler, *Braarudosphaera discula* Bramlette & Riedel, *Ericsonia subpertusa* Hay & Mohler. *Neochiastozygus modestus* Perch-Nielsen occurs in the lower part of the zone and *Neochiastozygus perfectus* Perch-Nielsen appears in the upper level. In the present study the zone is established near Cape Kochan. *Thickness:* 60 m.

NP 4 Ellipsolithus macellus Zone

Author: Martini (1970).

Definition: Interval from the first occurrence of *Ellipsolithus* macellus (Brotzen) Hay & Mohler to the first occurrence of *Fasciculithus tympaniformis* Hay & Mohler.

Age: Early Paleocene (Late Danian).

Common taxa: The first occurrence of the marker species is 160 m above the K/T boundary. At this level the first representatives of *Neochiastozygus perfectus* Perch-Nielsen and *Ellipsolithus lajollaensis* Bukry & Percival are seen. Perch-Nielsen (1985) noted that in poorly preserved assemblages this species is missing. The first fasciculiths and *Sphenolithus moriformis* Perch-Nielsen occur in the upper part of the zone. It is established south of Cape Kochan.

Thickness: 155 m.

NP 5 Fasciculithus tympaniformis Zone

Authors: Mohler & Hay in Hay et al. (1967).

Definition: Interval from the first occurrence of Fasciculithus tympaniformis Hay & Mohler to the first occurrence of Heliolithus kleinpellii Sullivan.

Age: Early Middle Paleocene.

Remarks: The first representatives of *Fasciculithus ulii* Perch-Nielsen and *Fasciculithus janii* Perch-Nielsen is in the upper part of the former zone. The lower boundary is established 310 m above the K/T boundary by the first appearance of *Fasciculithus tympaniformis* Hay & Mohler. In the same sample appears *Toweius pertusus* Sullivan and *Toweius eminens* (Bramlette & Sullivan) 50 m higher.

Thickness: 125 m.

NP 6 Heliolithus kleinpellii Zone

Authors: Mohler & Hay in Hay et al. (1967) emended by Bykry & Percival (1971).

Definition: Interval from the first occurrence of *Heliolithus* kleinpellii Sullivan to the first occurrence of *Discoaster* mohleri Bukry & Percival.

Age: Middle Paleocene.

Common taxa: Heliolithus kleinpellii Sullivan, Fasciculithus tympaniformis Hay & Mohler, Toweius eminens (Bramlette & Sullivan), etc. Fasciculithus clinatus Bukry appears first in this zone.

Remarks: The upper zonal boundary defined by the first appearance of *Discoaster mohleri* Bukry & Percival is not established, because this marker species is missing.

Thickness: The total thickness of NP 6/NP 7 Zones is 180 m.

NP 7 Discoaster mohleri Zone

Authors: Mohler & Hay in Hay et al. (1967) emended by Bykry & Percival (1971).

Definition: Interval from the first occurrence of Discoaster mohleri Bukry & Percival to the first occurrence of Heliolithus riedeli Bramlette & Sullivan.

Age: Late Middle Paleocene.

Common taxa: Heliolithus kleinpellii Sullivan, Fasciculithus clinatus Bukry, etc.

Remarks: The lower zonal boundary was discussed above. The upper boundary is placed by the first occurrence of *Heliolithus riedeli* Bramlette & Sullivan 620 m above the K/T boundary.

Thickness: The total thickness of NP 6/NP 7 Zones is 180 m.

NP 8 Heliolithus riedeli Zone

Authors: Bramlette & Sullivan (1961).

Definition: Interval from the first occurrence Heliolithus riedeli Bramlette & Sullivan to the first occurrence of Discoaster multiradiatus Bramlette & Riedel.

Age: Late Paleocene.

Common taxa: Heliolithus riedeli Bramlette & Sullivan, Chiasmolithus bidens (Bramlette & Sullivan), Coccolithus cavus Hay & Mohler, Fasciculithus tympaniformis Hay & Mohler, Fasciculithus clinatus Bukry, Bomolithus elegans Roth, Toweius eminens (Bramlette & Sullivan), etc. 690 m above the K/T boundary is established co-occurrence of Heliolithus riedeli Bramlette & Sullivan, Fasciculithus thomasii Perch-Nielsen, Fasciculithus tonii Perch-Nielsen and Fasciculithus richardii Perch-Nielsen.

Thickness: 95 m.

NP 9 Discoaster multiradiatus Zone

Authors: Bramlette & Sullivan (1961).

Definition: Interval from the first occurrence Heliolithus riedeli Bramlette & Sullivan to the first occurrence of Discoaster multiradiatus Bramlette & Riedel.

Age: Late Paleocene.

Common taxa: Discoaster multiradiatus Bramlette & Riedel, Discoaster lenticularis Bramlette & Sullivan, Discoaster falcatus Bramlette & Sullivan, Chiasmolithus bidens (Bramlette & Sullivan), Ellipsolithus bolli Perch-Nielsen, Ellipsolithus distichus Bramlette & Sullivan, Coccolithus cavus Hay & Mohler, Fasciculithus tympaniformis Hay & Mohler, Fasciculithus thomasii Perch-Nielsen, Fasciculithus tonii Perch-Nielsen, etc. In the middle of the zone representatives of the genus *Pontosphaera* Lohmann first appear.

Thickness: The thickness is more than 150 m. The highest levels of the zone are in the core of the Banya syncline north of the entrance to the beach of Irakli.

Conclusion

This is the first detailed zonation of the continuous sequence of the Emine Formation, established on the basis of calcareous nannofossils. The investigated sections provide a good possibility to measure the real thickness of the unit in its thickest near-shore part. On the basis of present biostratigraphic results, the Cretaceous part of the unit is at least 820 m. It certainly exceeds this thickness since the lowermost zone is not entirely exposed in the investigated area. The upper part of the unit, investigated in a continuous section between Irakli Resort and Cape Kochan, provides even more reliable calculation for the Paleocene levels - the total thickness of the zones is 850 m, but the real thickness of the Paleocene is more than 850 m because of the incompleteness of the uppermost NP 9 Zone. Thus the total thickness of the Emine Formation should be at least 1670 m. The illusion for greater thickness is due to the folded zones in the unit. New outcrop of the Cretaceous/Tertiary boundary layer is established north of Cape Kochan, at the top of a complete section of Micula prinsii Zone.

References

- Bramlette, M. N., E. Martini. 1964. The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. *Microplaleontology*, *10*, 291-322.
- Bukry, D., M. N. Bramlette. 1970. Coccolith age determinations, Leg 3, DSDP. – *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, 3, 589-611.
- Bukry, D., S. F. Percival. 1971. New Tertiary calcareous nannofossil. *Tulane studies in Geology and Paleontology*, 8, 123-146.
- Čepek, P. 1981. Mesozoic calcareous nannoplancton stratigraphy of the Central North Pacific (Mid Pacific Mountains and Hess Rise), DSDP Leg 62. – *Initial Reports* of the Deep Sea Drilling Project, 62, 397-418.
- Čepek, P., W. W. Hay. 1969. Calcareous nannoplancton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. – *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 19, 323-336.
- Hattner, J. G., S. W. Wise. 1980. Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigrsphy of South Caroline. *South Caroline Geology*, 24, 41-117.
- Hay, W. W., H. P. Mohler, P. H. Roth, R. R. Schmidt, J. E. Boudreaux. 1967. Calcareous nannoplancton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Carribean-Antillean area, and transoceanic correlation. – *Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans.* 17, 428-480.
- Ivanov, M., K. Stoykova. 1994. Cretaceous/Tertiary boundary in the area of Bjala, eastern Bulgaria – biostratigraphic results. – *Geologica Balc.*, 24, 6, 3-22.
- Martini, E. 1969. Nannoplankton aus dem Latdorf (locus typicus) und weldweite Parallelisierung im oberen Eozan und unteren Oligozan. *Senskenb. Lethaea, 50, 2/3, 117-159.*

- Martini, E. 1970. Standard Paleogene calcareous nannoplancton zonation. *Nature*, 226, 560-561.
- Martini, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplancton zonation. – In: Farinacci (Ed.) *Proc. II Plankt. Conf. Roma, 1970,* Edizioni Technoscienca, 2, 739-785.
- Martini, E. 1976. Cretaceous to Recent calcareous nannoplancton from the Central Pacific Ocean (DSDP Leg 33). *Initial Reports of the DSDP*, 33, 383-423.
- Nachev, I., E. Dimitrova. 1995. Upper Cretaceous stratigraphy of the Eastern Balkan Mountains. *Geologica Balc., 25,* 5-6, 43-74.
- Perch-Nielsen, K. 1972. Remarks on Late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic. – *Initial Reports of the DSDP*, 12, 1003-1069.
- Perch-Nielsen, K. 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolly, H. M., J. B. Saunders, K. Perch-Nielsen, (Eds.) *Plankton stratigraphy,* Cambridge Univ. Press, 427-554.
- Rawson, P. F., A. V. Dhondt, J. M. Hancock, W. J. Kennedy (Eds.) 1996. Proceedings "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries", Brussels 8-16 September 1995. Bull. Inst. royal sci. nat. de Belgique. Science de la Terre, 66, suppl., 1-117.
- Sinnyovsky, D. 2001a. Periodites from the Cretaceous-Tertiary boundary interval in several sections from East Bulgaria. *C. R. de l'Acad. bulg. Sci.* 54, 4, 65-73
- Sinnyovsky, D. 2001b. A refined nannofossil biostratigraphy of the allochthonous Ljutidol Formation and underlying autochthonous sediments in the type locality near the village of Ljuti dol, south of Mezdra. - *Ann. MGU, 43-44*, Part I - Geol., 11-20.
- Sinnyovsky, D. 2003. Five protected outcrops of the Cretaceous/Tertiary boundary in Bulgaria. 50 years UMG 'St. Ivan Rilski', Ann., 46, Part I, Geol. & Geophys., 141-147.
- Sinnyovsky, D., A. Sultanov. 1994. Biostratigraphy and sedimentology of the Emine Flysch Formation in the near-shore part of the East Balkan.- *C. R. de l'Acad. bulg. Sci.*, 47, 1, 73-76.
- Sinnyovsky, D., D. Vangelov. 1997. Biostratigraphy and relationships between Dvoynica and Tepetarla Formations in the East Balkan, Eastern Bulgaria. *C. R. Acad. bulg. Sci.*, *50*, 2, 63-66.
- Sinnyovsky, D., B. Valchev, D. Hristova-Sinnyovska. 2002. Cretaceous/Tertiary boundary in the Carpathian type Upper Cretaceous near the village of Kladorub, Vidin District. – Ann. UMG "St. Ivan Rilski", 45, Part I, Geol., 1-6.
- Sinnyovsky, D., K. Stoykova. 1995. Cretaceous / Tertiary boundary in the Emine Flysch Formation, East Balkan (Bulgaria). C. R. Acad. bulg. Sci., 48, 3, 45-48.
- Stoykova, K., M. Ivanov. 2004. Calcareous nannofossils and stratigraphy of the Cretaceous/Tertiary transition in Bulgaria. – J. Nannoplankton Res., 26, 1, 47-61.
- Stradner, H. 1984. Cretaceous calcareous nannofossils from the Angola Basin, Deep Sea Drilling Project Site 530. – *Initial Reports of the DSDP*, 75, 565-649.
- Verbeek, J. W. Upper Cretaceous calcareous nannoplancton zonation in a composite section near El Kef, Tunisia. – *Proc. Koninkl. Nederl. Akademie van Vetenschappen, B,* 79, 69-82.
- Бошев, С., Б. Страшимиров, С. Зафиров, Р. Христов, М. Моев. 1967. Геология на приморската част на Източна Стара планина. Год. ВМГИ, т. 12, 7-62.

- Гочев, П. 1932. Геологични наблюдения по Черноморското крайбрежие между устието на р. Камчия и нос Емине.-Сп. Бълг. геол. д-во, 4, 3, 200-213.
- Джуранов, С., Х. Пимпирев. 1989. Литостратиграфия на горната креда и палеогена в приморската част на Източна Стара планина. – Сп. Бълг. геол. д-во, 30, 2,1-18.
- Карагюлева, Ю., К. Костадинов. 1977. Геоложки строеж на източната част от Лудокамчийската зона. *Геотект., тектонофиз. и геодинам.*, 7, 42-75.
- Петрова, А., Е. Василев, П. Михайлова, А. Симеонов, Е. Челебиев. 1980. Литостратиграфия части верхнего мела Бургасском районе. – Geologica Balc., 10, 4, 23-67.
- Синьовски, Д. 1996. Нови нанофосилни данни за възрастта на Еминската, Двойнишката и Обзорската свита в Източния Балкан. – VI Конгрес на БГД, 24-26 Октомври, София; Научна сесия: *Новости в геологията на България*, 90-91.
- Синьовски, Д., Д. Синьовска. 1988. Нови данни за възрастта на вулканогенно-седиментния комплекс в Източното Средногорие. – Год. ВМГИ, 34, св.1 – геол., 41-67.

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и палеонтология", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 139-145

CALCAREOUS NANNOPLANKTON BIOSTRATIGRAPHY OF THE CARPATHIAN TYPE UPPER CRETACEOUS-PALEOCENE DEPOSITS NEAR KLADORUB VILLAGE, VIDIN DISTRICT

D. Sinnyovsky

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: sinsky@mgu.bg

ABSTRACT. The siltstone sequence of the Kladorub Formation, covering almost the entire Upper Campanian – Paleocene stratigraphic interval, is exposed in a restricted area near Kladorub Village in the West Fore-Balkan, NW Bulgaria. Some biostratigraphic and lithologic studies were recently made about the discovery of the Cretaceous/Tertiary boundary in this area. In the present study, a nannofossil biostratigraphic zonation is proposed on the basis of relatively well preserved nannofossil assemblages. The Cretaceous part of the section includes 5 nannofossil zones, from older to younger: Uniplanarius trifidus, Arkhangelskiella cymbiformis, Lithraphidites quadratus, Micula murus and Micula prinsii. The Paleocene interval is subdivided into standard nannofossil zones NP-1 Biantholithus sparsus, NP-2 Cruciplacolithus tenuis, NP-3 Chiasmolithus danicus, NP-4 Ellipsolithus macellus, NP-5 Fasciculithus tympaniformis, NP-6 Heliolithus kleinpellii, NP-7 Discoaster multiradiatus. The described section is the only uninterrupted Bulgarian outcrop providing a continuous sedimentary record of so long stratigraphic interval through the Cretaceous/Paleogene boundary. The beds are well exposed and contain rich nannofossil and foraminiferal assemblages that could be used for refined zonation and better paleogeographic characterization of this important stratigraphic interval.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ПО ВАРОВИТ НАНОПЛАНКТОН НА КАРПАТСКИЯ ТИП ГОРНОКРЕДНО-ПАЛЕОЦЕНСКИ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИ С. КЛАДОРУБ, ВИДИНСКА ОБЛАСТ

Д. Синьовски

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: sinsky@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Алевролитовата последователност на Кладорубската свита, покриваща почти целия горнокампанско-палеоценски стратиграфски интервал, се разкрива в една ограничена площ до с. Кладоруб в Западния Предбалкан, СЗ България. Напоследък бяха направени някои биостратиграфски и литоложки изследвания във връзка с установяването на границата Креда/Терциер в тази площ. В настоящата работа се предлага нанофосилна биостратиграфска подялба въз основа на сравнително добре запазени нанофосилни асоциации. Кредната част от разреза включва 5 нанофосилни зони, отдолу-нагоре: Uniplanarius trifidus, Arkhangelskiella cymbiformis, Lithraphidites quadratus, Micula murus и Micula prinsii. Палеоценският интервал е поделен на стандартните нанофосилни зони NP-1 Biantholithus sparsus, NP-2 Cruciplacolithus tenuis, NP-3 Chiasmolithus danicus, NP-4 Ellipsolithus macellus, NP-5 Fasciculithus tympaniformis, NP-6 Heliolithus kleinpellii, NP-7 Discoaster mohleri, NP-8 Heliolithus riedeli и NP-9 Discoaster multiradiatus. Описаният разрез е единственото непрекъснато разкритие в България на толкова широк стратиграфски интервал около границата Креда/Палеоген. Пластовете са добре разкрити и съдържат богати нанофосилни и фораминиферни асоциации, които могат да се използват за по-детайлна зониране и по-добра палеогеографска характеристика на този важен стратиграфски интервал.

Introduction

Calcareous nannoplankton assemblages, recovered from the biostratigraphically continuous Upper Campanian - Upper Paleocene sequence of the Kladorub Formation near Kladorub Village, provide a good possibility for nannofossil zonation. This outcrop includes one of the Bulgarian Cretaceous/Tertiary boundary sections, described by Sinnyovsky et al. (2002) and declared protected geosite (Sinnyovsky, 2003).

Modern investigation of the section has started in 1998 field season, when the mapping team of Geology and Geophysics Enterprise, Sofia, provided samples for nannofossil analyses and proved wider stratigraphic range of Kladorub Formation, from the Upper Campanian to the uppermost Paleocene (Sinnyovsky & Petrov, 2000). According to our recent investigations Kladorub Formation is generally composed of siltstones, hypo-rocks and rarely marls and limestone beds. The described outcrop is located in "Ciganskiya dol" valley, SE of Kladorub Village. The beds are vertical or overturned with orientation 200-220°/30-60°.

More detailed review of the previous investigations of Carpathian type Cretaceous-Paleocene deposits in North-West Bulgaria was made by Sinnyovsky et al. (2002).

The present investigation provides a nannofossil zonation that includes wide-spread zones used by most authors for the Campanian-Maastrichtian interval and standard Martini's (1971) Paleogene zonation. The total thickness of the section is 205 m. Most of the zones, known from different areas of the country, are described in a singular complete section (Fig. 1).

Present results

Upper Cretaceous

The sampling of the Upper Cretaceous portion of the section was made in every 5 m, and the uppermost part below the Cretaceous/Tertiary boundary – in every 0,5 m. Five

Sinnyovsky D. CALCAREOUS NANNOPLANKTON BIOSTRATIGRAPHY

nannofossil zones have been established on the basis of well correlatable nannofossil events: Uniplanarius trifidus, Arkhangelskiella cymbiformis, Lithraphidites quadratus, Micula murus and Micula prinsii. The present zonation does not correspond to any of the published numerical zonal schemes as a whole. The main reason for not using 'standard' zonations is discrepancy between the ranges of some zonal markers not corresponding to their known ranges. For example the disappearance of Uniplanarius trifidus (Stradner) Hattner & Wise precedes the last occurrence of Broinsonia parca (Stradner) Bukry ssp. constricta Hattner et al. Many authors (see compilation of Burnett, 1998) reported earlier disappearance of the latter based on results from many sections all over the world. Bulgarian sections show a sustainable reverse order of disappearance in various facial types (epicontinental, hemipelagic and turbidite deposits). This investigation has added only little biostratigraphic detail, but confirms this trend, proved also in deep sea turbidites of the Emine Formation that crop out 500 km east of the examined section (see Sinnyovsky, this volume).

Rawson et al. (1996) recommend the first appearance of the ammonite species *Pachydiscus neubergicus* (Hauer) for definition of the Campanian-Maastrichtian boundary. This reduced the stratigraphic range of the Maastrichtian to 5 or 6 Ma and expanded the range of the Campanian to 8-12 Ma (see Burnett, 1998). This new stratigraphic boundary level corresponds better to more reliable nannofossil events, for example the disappearance of *Uniplanarius trifidus* (Stradner) Hattner & Wise. As a consequence, this datum level is used here for practical definition of the Campanian-Maastrichtian boundary.

Uniplanarius trifidus Zone

Authors: Bukry & Bramlette (1970).

Definition: Interval of the total range of *Uniplanarius trifidus* (Stradner) Hattner & Wise.

Age: Late Campanian.

Common taxa: Uniplanarius trifidus (Stradner), Broinsonia parca (Stradner), Uniplanarius gothicus (Deflandre), Uniplanarius sissinghi Perch-Nielsen, Lucianorhabdus cayeuxii Deflandre, Reinhardtites levis Prins & Sissingh, etc.

Remarks: This zone was originally defined as a Late Campanian-Early Maastrichtian interval: 'The range of *Tetralithus nitidus trifidus* defines this zone which is transitional between Maestrichtian and Campanian' (Bukry & Bramlette, 1970). This stratigraphic range has been accepted by most authors (including also many Bulgarian sections). After emendation of the Campanian-Maastrichtian boundary by Rawson et al. (1996), for practical reasons, the disappearance of both *Uniplanarius trifidus* (Stradner) Hattner & Wise and *Broinsonia parca* (Stradner) Bukry ssp. constricta Hattner et al. may be used for definition of the Campanian-Maastrichtian boundary in sections with low sedimentation rate.

Distribution: Up to now, indications of the zone have been established in many Bulgarian sections of both Epicontinental and Mediterranean type Upper Cretaceous.

Thickness: The zone includes 47 m of the section near Kladorub Village.

Arkhangelskiella cymbiformis Zone

Author: Perch-Nielsen (1972), emended by Martini (1976).

Definition: Interval from the last occurrence of *Uniplanarius trifidus* (Stradner) Hattner & Wise to the first occurrence of *Lithraphidites quadratus* Bramlette & Martini.

Age: Early Maastrichtian.

Common taxa: This zone is characterized by low diversity assemblages in many publications. Abundant species are Arkhangelskiella cymbiformis (Vekshina), Eiffellithus turriseiffeli (Deflandre), Micula decussata Vekshina, etc.

Remarks: All previous authors referred the zone to the Lower Maastrichtian or lower Middle Maastrichtian when triple division is used. It is well recognized in the section and includes the last occurrence of *Broinsonia parca* (Stradner) Bukry ssp. *constricta* Hattner et al. at 60 m and *Reinhardtites levis* Prins & Sissingh at 65 m.

Distribution: Indications of the zone are recognized in many sections of the epicontinental type Upper Cretaceous in Central and East North Bulgaria. The zone is present in the section of the Ljutidol Formation near Ljutidol Village in the West Fore-Balkan (Sinnyovsky, 2001) and in the East Balkan near Cape Emine (Sinnyovsky, this volume).

Thickness: The zone is 55 m thick, and occupies the sediments between 50 and 105 m of the Upper Cretaceous section.

Lithraphidites quadratus Zone

Authors: Čepek & Hay (1969), emended by Bukry & Bramlette (1970).

Definition: Interval from the first occurrence of Lithraphidites quadratus Bramlette & Martini, 1964 to the first occurrence of Micula murus (Martini) Bukry.

Age: Early Late Maastrichtian.

Remarks: This zone was originally defined as an interval between the first occurrence of *Lithraphidites quadratus* Bramlette & Martini and *Nephrolithus frequens* Gorka. Later Bukry & Bramlette (1970) emended the upper boundary after the first occurrence of *Micula murus* (Martini) Bukry.

Distribution: Indications of the zone are recognized in several South Bulgarian sections because the Upper Maastrichtian part of the epicontinental type Upper Cretaceous in North Bulgaria contains little or no nannofossils. So far the zone has been recognized in the West Srednogorie sections near Gurlo Village, East Balkan sections near Kosharitsa, Kozichino, Vlas, Banya and Emona Villages (Sinnyovsky, this volume), in the West Fore Balkan near Ljutidol Village (Sinnyovsky, 2001b).

Thickness: The thickness of the zone in the studied section is 15 m between 105 and 120 m.

Micula murus Zone

Author: Martini (1969), emended by Perch-Nielsen (1985).

Definition: Interval from the first occurrence of *Micula murus* (Martini) Bukry to the first occurrence of *Micula prinsii* Perch-Nielsen.

Age: Late Maastrichtian.

Common taxa: Lithraphidites quadratus Bramlette & Martini, Micula murus (Martini), Nephrolithus frequens Gorka, Arkhangelskiella cymbiformis (Vekshina), Prediscosphaera microrhabdulina Perch-Nielsen, Prediscosphaera majunga Perch-Nielsen, etc.

Remarks: This zone was initially considered to be the uppermost Cretaceous zone, according to Martini's (1969) definition as a total range of *Tetralithus murus* Martini ('Intervall vom ersten Auftreten von *Tetralithus murus* Martini bis zum Erlöschender Maastricht-Arten'). Perch-Nielsen (1985)

stated that 'the FO of *Micula murus* and the subsequent FO of *Micula prinsii* can be used to subdivide the interval between the FO of Lithraphidites quadratus (base CC 25c) and the top of the Maastrichtian'. This statement should be used as emendation of the Micula murus Zone of Martini (1969) and original definition of the Micula prinsii Zone by the total range of *Micula prinsii* Perch-Nielsen.

Distribution: In Bulgaria Micula murus Zone in the means of its earlier definition was recognized in the East Balkan section near Bjala Town (Синёвски, 1990; Preisinger et al., 1993a) and Kochan Cape (Sinnyovsky & Sultanov, 1994). Later the uppermost part of the Maastrichtian is subdivided into two zones – Micula murus and Micula prinsii (Perch-Nielsen, 1985). Following the new definition Micula murus Zone is established near Bjala Town (Ivanov & Stoykova, 1994, 2004), Emona Village (Sinnyovsky & Stoykova, 1995; Stoykova & Ivanov, 2004) and Kladorub Village (Sinnyovsky, this volume).

Thickness: The thickness of the zone in the studied section is 10 m between 120 and 130 m from the base.

Micula prinsii Zone

Author: Perch-Nielsen (1985).

Definition: Interval from the first occurrence of Micula prinsii Perch-Nielsen to the last occurrence of 'unreworked, nonsurvivor Cretaceous taxa' (Burnett, 1998).

Age: Latest Maastrichtian.

Common taxa: Same species as in the preceding zone and *Micula prinsii* Perch-Nielsen.

Remarks: This zone includes a very short stratigraphic interval at the top of the Cretaceous and could be easily missed in condensed epicontinental sections.

Distribution: It has been recognized in the East Balkan near Bjala Town (Stoykova & Ivanov, 1992; 2004; Preizinger et al., 1993b), Emona Village (Sinnyovsky & Stoykova, 1995; Stoykova & Ivanov, 2004), Aytos Pass (Sinnyovsky & Vangelov, 1997), Kozya River and Chudnite skali (Vangelov & Sinnyovsky, 2000; Sinnyovsky, 2001a), Kozichino Village (Sinnyovsky, 2003), Marash (Stoykova & Ivanov, 2004).

Thickness: 5 m between 130 and 135 m in this section; 18 m near Bjala Town, and 30 m near Kochan Cape (Sinnyovsky, this volume).

Cretaceous/Tertiary boundary

The K/T boundary in the section was described by Sinnyovsky et al. (2002) and illustrated by Sinnyovsky (2003). It is characterized by a 2 cm thin dark layer, marking 'the great change in calcareous nannoplankton fossils', first described by Bramlette & Martini (1964). At this level disappear most Cretaceous taxa and appears the marker species of the lowest Paleocene NP 1 Zone *Biantholithus sparsus* Bramlette & Martini. The first tens of centimetres above the boundary layer are very poor, with predominant representatives of the surviving genera *Thoracosphaera*, *Braarudosphaera*, *Cyclagelosphaera*, *Markalius and Neocrepidolithus*.

Paleocene

The sampling of the lowest 2,5 m of the Paleocene was made in every 5 cm, and the rest of the section up to 70 m above the K/T boundary – in every meter. This has allowed complete zonation using Martini's (1971) zones from NP 1 to NP 9.

NP 1 Biantholithus sparsus Zone

Author: Perch-Nielsen (1971), emended by Romein (1977).

Definition: Interval from the first occurrence of Biantholithus sparsus Bramlette & Martini to the first occurrence of *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner) Hay & Mohler, (respectively *Cruciplacolithus intermedius* van Heck & Prins).

Age: Earliest Paleocene.

Common taxa: Braarudosphaera bigelowi (Gran & Braarud), Thoracosphaera operculata Bramlette & Sullivan, Cyclagelosphaera reinhardtii (Perch-Nielsen), Markalius inversus (Deflandre), Biantholithus sparsus Bramlette & Martini, Neocrepidolithus dirimosus Perch-Nielsen. The marker species is first recognized 5-10 cm above the boundary layer, Cyclagelosphaera alta Perch-Nielsen at +30 cm (lower than reported by Sinnyovsky et al., 2002), Placozygus sigmoides (Bramlette & Sullivan) at +50 cm, Lanternithus duocavus Locker at +1 m, Cruciplacolithus primus Perch-Nielsen and Coccolithus cavus Hay & Mohler at 2,4 m.

Remarks: This zone includes the base of the Paleocene. It is very thin and could be recognized only in continuous sequences through the K/T boundary. It could be easily missed in sections with low sedimentation rate.

Distribution: In the East Balkan the zone is recognized in the section near Byala Town (Синёвски, 1990, under the name Markalius inversus; Stoykova & Ivanov, 1992; 2004; Preizinger, 1993a,b; Ivanov & Stoykova, 1994; Sinnyovsky, 2001a), Emona Village (Sinnyovsky & Stoykova, 1995; Stoykova & Ivanov, 2004), Aytos Pass (Sinnyovsky & Vangelov, 1997), Kozichino Village (Sinnyovsky, 2003), Marash (Stoykova & Ivanov, 2004). In the West Fore Balkan it was established near Perchovtsi Village (Синьовски, Христова-Синьовска, 1993), Mezdra Town (Синьовски, 1998) and Ljutidol Village (Sinnyovsky, 2001b).

Thickness: 2,7 m (Sinnyovsky et al., 2002).

NP 2 Cruciplacolithus tenuis Zone

Author: Mohler & Hay in Hay et al. (1967), emended by Martini (1970).

Definition: Interval from the first occurrence of Cruciplacolithus intermedius van Heck & Prins to the first occurrence of Chiasmolithus danicus (Brotzen) Hay & Mohler.

Age: Lower Paleocene (Early Danian).

Remarks: This zone was originally defined by the first occurrence of *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner). Van Heck & Prins (1987) separated from the former two new species -*Cruciplacolithus intermedius* and *Cruciplacolithus asymmetricus*. Thus the lower boundary of the zone should be defined by the first occurrence of the earlier form which is *Cruciplacolithus intermedius* van Heck & Prins. It appears at +2,7 m together with *Cruciplacolithus asymmetricus* van Heck & Prins, *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner) at +3,10 m, and *Chiasmolithus edwardsii* (Romein) at +8 m.

Distribution: In Bulgaria it has been recognized in the East Balkan sections near Bjala Town (Синёвски, 1990; Ivanov & Stoykova, 1994; Sinnyovsky, 2001a), Emona Village (Sinnyovsky & Stoykova, 1995; Stoykova & Ivanov, 2004), Aytos Pass (Sinnyovsky & Vangelov, 1997), Kozya River (Sinnyovsky, 2001a), Marash (Stoykova & Ivanov, 2004). In the West Fore Balkan it was established near Perchovtsi Village (Синьовски, Христова-Синьовска, 1993), Moravitsa Village (Синьовски, 1998; Stoykova & Ivanov, 2004) and Ljutidol Village (Sinnyovsky, 2001b).

Thickness: 7,3 m.

NP 3 Chiasmolithus danicus Zone Author: Martini (1970). Definition: Interval from the first occurrence of Chiasmolithus danicus (Brotzen) Hay & Mohler to the first occurrence of Ellipsolithus macellus (Brotzen) Hay & Mohler. Age: Early Paleocene (Late Danian).



Fig. 1. Section of the Kladorub Formation in Ciganskiya dol SE of Kladorub Village, Vidin District, composed of carbonate siltstones, silty marls and mixed silty-clayey-carbonate rocks, showing the stratigraphic position of the nannofossil zones and nannofossil events, established in this study

Common taxa. In the lowest part of the zone early forms of Neochiastozygus modestus Perch-Nielsen appear. Common taxa are the representatives of the genus Cruciplacolithus, and also Coccolithus cavus Hay & Mohler, Braarudosphaera discula Bramlette & Riedel, Ericsonia subpertusa Hay & Mohler. Early forms of Neochiastozygus modestus Perch-Nielsen occur in the lowermost sample of the zone and Neochiastozygus perfectus Perch-Nielsen appears in the uppermost sample.

Distribution: In Bulgaria the zone has been recognized near Moravitsa (Stoykova & Ivanov, 2004) and in East Balkan near Bjala (Синёвски, 1990; Ivanov & Stoykova, 1994; 2004; Sinnyovsky, 2001a), Emona and Marash (Stoykova & Ivanov, 2004), Cape Kochan (Sinnyovsky, this volume).

Thickness: 10 m between +10 and +20 m.

NP 4 Ellipsolithus macellus Zone

Author: Martini (1970).

Definition: Interval from the first occurrence of *Ellipsolithus* macellus (Brotzen) Hay & Mohler to the first occurrence of *Fasciculithus tympaniformis* Hay & Mohler.

Age: Early Paleocene (Late Danian).

Common taxa: The first rare occurrence of the marker species is in sample +20 m above the K/T boundary along with *Ellipsolithus lajollaensis* Bukry & Percival and *Ellipsolithus bolli* Perch-Nielsen. Perch-Nielsen (1985) noted that in poorly preserved assemblages the marker species is missing. *Chiasmolithus edentulus* van Heck & Prins appears 24 m above the K/T boundary. First fasciculiths and sphenoliths occur in the sample +28.

Distribution: The zone was recognized in the section of Bjala Fm near Bjala (Ivanov & Stoykova, 1994; Sinnyovsky, 2001a) and north of Irakli in Emine Fm (Sinnyovsky, this volume).

Thickness: 12 m between +20 and +32 m.

NP 5 Fasciculithus tympaniformis Zone

Authors: Mohler & Hay in Hay et al. (1967).

Definition: Interval from the first occurrence of *Fasciculithus tympaniformis* Hay & Mohler to the first occurrence of *Heliolithus kleinpellii* Sullivan.

Age: Early Middle Paleocene.

Remarks: The first representatives of the fasciculiths occur in the upper part of the former zone. Fasciculithus ulii Perch-Nielsen is regularly encountered in the sample +31 m, whereas Fasciculithus janii Perch-Nielsen is very rare in the same sample. First rare specimens of the marker species Fasciculithus tympaniformis Hay & Mohler are seen in the sample +32 m together with Toweius pertusus Sullivan and Toweius eminens (Bramlette & Sullivan). One of the most abundadt fasciculiths in the upper part of the zone is Fasciculithus billii Perch-Nielsen, encountered in samples +39 to +41 m.

Distribution: The zone is established in the Emine Fm near Cape Kochan, north of Irakli (Sinnyovsky, this volume).

Thickness: 10 m, between +32 and +42 m.

NP 6 Heliolithus kleinpellii Zone

Authors: Mohler & Hay in Hay et al. (1967) emended by Bykry & Percival (1971).

Definition: Interval from the first occurrence of Heliolithus kleinpellii Sullivan to the first occurrence of Discoaster mohleri Bukry & Percival.

Age: Middle Paleocene.

Remarks: The upper zonal boundary was originally defined by the first occurrence of *Discoaster gemmeus* Stradner, but later Bukry & Percival (1971) showed that this is an Eocene species and erected *Discoaster mohleri* on the basis of the specimen illustrated by Hay & Mohler (1967). The nannofossil assemblage in sample +42 m, where the first appearance of the marker species is established, is very poor. First representatives of *Heliolithus cantabriae* Perch-Nielsen and *Bomolithus elegans* Roth are seen in this zone (Fig. 1).

Distribution: Indications of the zone are recognized in the sandstone unit near Ljutidol Village in West Fore-Balkan (Синьовски & Христова-Синьовска, 1993) and Emine Formation (Sinnyovsky, this volume).

Thickness: The zone is recognized only in 3 m of the section.

NP 7 Discoaster mohleri Zone

Authors: Mohler & Hay in Hay et al. (1967) emended by Bykry & Percival (1971).

Definition: Interval from the first occurrence of Discoaster mohleri Bukry & Percival to the first occurrence of Heliolithus riedeli Bramlette & Sullivan.

Age: Late Middle Paleocene.

Common taxa: The zone contains rich nannofossil assemblages with predominant Coccolithus cavus Hay & Mohler, Ericsonia subpertusa Hay & Mohler, Heliolithus kleinpellii Sullivan, Bomolithus elegans Roth, Toweius eminens Perch-Nielsen, Toweius tovae Perch-Nielsen, many fasciculiths, cruciplacoliths, small Princiacea, etc. In this interval is the first occurrence of Fasciculithus clinatus Bukry and Amithalithina sigmundii Pospichal & Wise.

Remarks: The lower zonal boundary was discussed above. The upper boundary should be placed also by the first appearance of *Discoaster nobilis* Martini (Perch-Nielsen, 1972).

Thickness: 2 m, probably due to condensation.

NP 8 Heliolithus riedeli Zone

Authors: Bramlette & Sullivan (1961).

Definition: Interval from the first occurrence Heliolithus riedeli Bramlette & Sullivan to the first occurrence of Discoaster multiradiatus Bramlette & Riedel.

Age: Late Paleocene.

Common taxa: Heliolithus riedeli Bramlette & Sullivan, Chiasmolithus bidens (Bramlette & Sullivan), Ellipsolithus bolli Perch-Nielsen, Coccolithus cavus Hay & Mohler, Fasciculithus tympaniformis Hay & Mohler, Fasciculithus clinatus Bukry, Bomolithus elegans Roth, Toweius eminens (Bramlette & Sullivan), small Prinsiacea, etc.

Distribution: Indication of the zone is reported from Emine and Dvoynitsa Formations in the East Balkan (Sinnyovsky & Sultanov, 1994; Синьовски, 1996) as well as from Bjala Fm.

Thickness: It is difficult to establish the exact thickness of the zone because samples 50-54 are barren. It is maximum 6 m.

NP 9 Discoaster multiradiatus Zone

Authors: Bramlette & Sullivan (1961).

Definition: Interval from the first occurrence Heliolithus riedeli Bramlette & Sullivan to the first occurrence of Discoaster multiradiatus Bramlette & Riedel.

Age: Late Paleocene.

Common taxa: Discoaster multiradiatus Bramlette & Riedel, Discoaster lenticularis Bramlette & Sullivan,

Discoaster falcatus Bramlette & Sullivan, Chiasmolithus bidens (Bramlette & Sullivan), Ellipsolithus bollii Perch-Nielsen, Ellipsolithus distichus Bramlette & Sullivan, Coccolithus cavus Hay & Mohler, Fasciculithus tympaniformis Hay & Mohler, Fasciculithus thomasii Perch-Nielsen, Fasciculithus tonii Perch-Nielsen, Pontosphaera plana Bramlette & Sullivan, etc. In the middle of the zone first appear representatives of the genus Pontosphaera Lohmann.

Remarks: The lower zonal boundary is not exactly established, for the reasons discussed above. The zonal marker is present in the sample 55 m above the K/T boundary.

Distribution: Indication of the zone is reported from Emine and Dvoynitsa Formations in East Balkan (Sinnyovsky & Sultanov, 1994; Синьовски, 1996, Sinnyovsky, this volume).

Thickness: More than 16 m.

References

- Bramlette, M. N., E. Martini. 1964. The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. *Microplaleon., 10*, 291-322.
- Bukry, D., M. N. Bramlette. 1970. Coccolith age determinations, Leg 3, DSDP. *Initial reports of the DSDP*, 3, 589-611.
- Bukry, D., S. F. Percival. 1971. New Tertiary calcareous nannofossil. *Tulane studies Geol. Paleont.*, 8, 123-146.
- Čepek, P. 1981. Mesozoic calcareous nannoplancton stratigraphy of the Central North Pacific (Mid Pacific Mountains and Hess Rise), DSDP Leg 62. – *Initial Reports* of the Deep Sea Drilling Project, 62, 397-418.
- Čepek, P., W. W. Hay. 1969. Calcareous nannoplancton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. – *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 19, 323-336.
- Hattner, J. G., S. W. Wise. 1980. Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigrsphy of South Caroline. *South Caroline Geology*, 24, 41-117.
- Hay, W. W., H. P. Mohler, P. H. Roth, R. R. Schmidt, J. E. Boudreaux. 1967. Calcareous nannoplancton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coas and Carribean-Antillean area, and transoceanic correlation. – *Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans.* 17, 428-480.
- Ivanov, M., K. Stoykova. 1994. Cretaceous/Tertiary boundary in the area of Bjala, eastern Bulgaria – biostratigraphical results. – *Geologica Balc.*, 24, 6, 3-22.
- Martini, E. 1969. Nannoplankton aus dem Latdorf (locus typicus) und weldweite Parallelisierung im oberen Eozan und unteren Oligozan. Sensk. Lethaea, 50, 2/3, 117-159.
- Martini, E. 1970. Standard Paleogene calcareous nannoplancton zonation. *Nature*, 226, 560-561.
- Martini, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplancton zonation. In: Farinacci (Ed.) *Proc. II Plankt. Conf. Roma, 1970,* Edizioni Technoscienca, 2, 739-785.
- Martini, E. 1976. Cretaceous to Recent calcareous nannoplancton from the Central Pacific Ocean (DSDP Leg 33). *Initial Reports of the DSDP*, 33, 383-423.
- Perch-Nielsen, K. 1972. Remarks on Late Cretaceous to Pleistocene coccoliths from the North Atlantic. – *Initial Reports of the DSDP*, 12, 1003-1069.
- Perch-Nielsen, K. 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolly, H. M., J. B. Saunders, K. Perch-Nielsen, (Eds.) *Plankton stratigraphy,* Cambridge Univ. Press, 427-554.

- Preisinger, A., S. Aslanian, K. Stoykova, F. Grass, H. J. Maurititsch, R. Sholger. 1993a. Cretaceous/Tertiary boundary sections in the East Balkan area, Bulgaria.-*Geologica Balc.*, 23, 5, 3-13.
- Preisinger, A., S. Aslanian, K. Stoykova, F. Grass, H. J. Maurititsch, R. Sholger. 1993b. Cretaceous/Tertiary boundary sections on the coast of the Black Sea near Bjala (Bulgaria).- *Paleogeogr. Paleocl. Paleoecol.*, 104, 219-228.
- Rawson, P. F., A. V. Dhondt, J. M. Hancock, W. J. Kennedy (Eds.) 1996. Proceedings "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries", Brussels 8-16 September 1995. Bull. Inst. royal sci. nat. de Belgique. Science de la Terre, 66, suppl., 1-117.
- Sinnyovsky, D. 2001a. Periodites from the Cretaceous-Tertiary boundary interval in several sections from East Bulgaria. -*C. R. de l'Acad. bulg. Sci.* 54, 4, 65-73
- Sinnyovsky, D. 2001b. Refined nannofossil biostratigraphy of the allochthonous Ljutidol Formation and underlying autochthonous sediments in the type locality near Ljuti dol Village, south of Mezdra. - *Ann. Univ. Mining & Geology "St. Ivan Rilski", 43-44*, Part I - Geol., 11-20.
- Sinnyovsky, D. 2003. Five protected outcrops of the Cretaceous/Tertiary boundary in Bulgaria. *50 years UMG* 'St. Iv. Rilski', Ann., 46, Part I, Geol. & Geophys., 141-147
- Sinnyovsky, D., B. Valchev, D. Sinnyovska. 2002. Cretaceous/ Tertiary boundary in the Carpathian type Upper Cretaceous near the village of Kladorub, Vidin District. -*Ann. UMG "St. Iv. Rilski"*, 45, Part I - Geol., 1-5.
- Sinnyovsky, D., K. Stoykova. 1995. Cretaceous / Tertiary boundary in the Emine Flysch Formation, East Balkan (Bulgaria).- C. R. de l'Acad. bulg. Sci., 48, 3, 45-48.
- Sinnyovsky, D., D. Vangelov. 1997. Biostratigraphy and relationships between Dvoynica and Tepetarla Formations in the East Balkan, Eastern Bulgaria. *C. R. de l'Acad. bulg. Sci., 50*, 2, 63-66.
- Sinnyovsky, D., G. Petrov. 2000. Nannofossil evidences for Maastrichtian-Paleocene age of Kladorub Formation in NW Bulgaria.- C. R. de l'Acad. bulg. Sci., 53, 11, 41-44.
- Sinnyovsky, D., B. Valchev, D. Hristova-Sinnyovska. 2002. Cretaceous/Tertiary boundary in the Carpathian type Upper Cretaceous near the village of Kladorub, Vidin District. – Ann. UMG "St. Iv. Rilski", 45, Part I, Geol., 1-6.
- Stoykova, K. H., M. I. Ivanov. 1992. An uninterrupted section across the Cretaceous/Tertiary boundary at the town of Bjala, Black Sea Coast (Bulgaria).- C. R. de l'Acad. bulg. Sci., 45, 7, 61-64.
- Stoykova, K., M. Ivanov. 2004. Calcareous nannofossils and stratigraphy of the Cretaceous/Tertiary transition in Bulgaria. – J. Nannoplankton Res., 26, 1, 47-61.
- Stradner, H. 1984. Cretaceous calcareous nannofossils from the Angola Basin, Deep Sea Drilling Project Site 530. -*Initial Reports of the DSDP*, 75, 565-649.
- Verbeek, J. W. Upper Cretaceous calcareous nannoplancton zonation in a composite section near El Kef, Tunisia. *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Vetensch., B,* 79, 69-82.
- Синёвски, Д. 1990. Биостратиграфия верхнего мела и палеоцена Болгарии по известковому нанопланктону. В: Николов, Т. (Ред.) Микрофосилии в болгарской стратиграфии, София, 1990, 43-46.
- Синьовски, Д. 1996. Нови нанофосилни данни за възрастта на Еминската, Двийнишката и Обзорската свита в Източния Балкан. – VI Конгр. БГД, 24-26 Октомври, София; "Новости в геологията на България", 90-91.

Синьовски, Д. 1998. Високоразделителна стратиграфия на горнокредно-палеоценските скали в Мездренско. Год. МГУ "Св. Ив. Рилски", 42, св. 1-геол., 7-19. Синьовски, Д., Д. Христова-Синьовска. 1993. Нова концепция за геоложкия строеж на част от Западния Предбалкан, южно от Мездра. - Сп. Бълг. геол. д-во, 54, 3, 25-40.

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и палеонтология", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 147-153

MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF COPPER FLOTATION PRODUCTS FROM CAYELI MINE, TURKEY AND THEIR INFLUENCE TO MINERAL PROCESSING

S. Strashimirov ¹, S. Dobrev ², S. Stamenov ³, S. Gaidardjiev ⁴, B. Aksani ⁵

^{1, 2, 3} University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: sbs@mgu.bg; sergey@mgu.bg

⁴ BTU Cottbus, Theodor-Neubauer-Str. 4B, 03046 Cottbus, Germany, e-mail: gaydar@TU-Cottbus.de

⁵ Çayeli Bakýr Ýþletmeleri A.D., Çayeli – Rize, Turkey, e-mail: aksanib@cayelibakir.com

ABSTRACT. The paper presents mineralogical characteristics and peculiarities of mineral distribution in products from Cu cycle of clastic ore mineral processing from Cayeli VHMS Cu-Zn deposit of Upper Cretaceous age located in the Black Sea Pontide belt, Northern Turkey. The study covers 16 samples from Cu flotation feed, Cu rougher concentrate, Cu final concentrate and Cu rougher tail sieved in 4 classes each (> $36 \mu m$, $36 - 20 \mu m$, $20 - 9 \mu m$ and < $9 \mu m$). Special attention had been drawn to the mineralogical and geochemical peculiarities of sphalerite as it is one of the main ore minerals presenting in ores.

It is found out that relatively high amount of chalcopyrite is concentrated in the finest fractions as particles below 9 µm, especially in copper rougher and copper final concentrate. Class 20 – 36 for all samples (except Cu rougher tail) contains low chalcopyrite and the highest pyrite content due to the better pyrite flotation. Significant quantity of sphalerite characterised by higher Cu and Fe content as isomorphic impurities or extremely fine crystals of chalcopyrite presents in Cu final concentrate. This trend is very well evident for the class > 36 of Cu final concentrate where the total amount of Fe + Cu is 11.29 wt. % compared to 7.60 wt. % for the whole Cu final concentrate and 6.24 wt. % compared to clastic ore flotation feed. Based on the mineralogical data obtained it is suggested that improvement of mineral processing should be expected after grinding and hydrocycloning optimisation – rendering the circuit to operate in more pronounced "scalping mode". Elimination the influence of copper containing inclusions in sphalerite is suggested through pH regime optimisation or testing new reagents in flotation processes.

МИНЕРАЛОЖКА ХАРАКТЕРИСТИКА НА ПРОДУКТИ ОТ МЕДНАТА ФЛОТАЦИЯ НА РУДИ ОТ НАХОЩЕ ЧАЙЕЛИ, СЕВЕРНА ТУРЦИЯ И ТЯХНОТО ВЛИЯНИЕ ВЪРХУ ПРОЦЕСИТЕ НА ОБОГАТЯВАНЕ

С. Страшимиров ¹, С. Добрев ², С. Стаменов ³, С. Гайдарджиев ⁴, Б. Аксани ⁵

^{1, 2, 3} Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700, e-mail: sbs@mgu.bg; sergey@mgu.bg

⁴ БТУ Котбус, Теодор Нойбауер 4B, 03046 Котбус, Германия, e-mail: gaydar@TU-Cottbus.de

⁵ Чайели Бакър Иплетмелери, Чайели Ризер, Турция, e-mail: aksanib@cayelibakir.com

РЕЗЮМЕ. Статията представя минераложка характеристика и особенности в разпределението на минералите в продукти от обогатяване на "кластични" Си руди от горнокредното масивно-сулфидно Сu-Zn находище Чайели (във вулканити), локализирано в Понтидите на Северна Турция. Изследванията са проведени върху 16 образци от входяща Сu руда, колективен Cu концентрат, краен Cu концентрат и отпадък от колективния Cu концентрат, разделени в четири класи (> 36 µm, 36 – 20 µm, 20 – 9 µm and < 9 µm). Специално внимание е обърнато върху минераложките и геохимични особенности на сфалерита, който е един от главните рудни минерали в находището.

В резултат на изследванията е установено, че относително голямо количество халкопирит като частици с размери под 9 µm се концентрира в най-фините фракции, най-вече в крайния Сu концентрат и колективния Cu концентрат. Клас 20 – 36 за всички продукти (без отпадъка от колективния Cu концентрат) е с най-ниско халкопиритово и най-високо пиритово съдържание, дължащо се на по-добрата флотация на пирита. Значително количество сфалерит, характеризиращ се с по-високо съдържание на Cu и Fe (като изоморфни примеси или изключително фини включения от халкопирит) присъства в крайния Cu концентрат. Тази тенденция е добре изразена за клас > 36 на крайния Cu концентрат, където общото количество Cu и Fe e 11.29 тегл. % сравнено с 7.60 тегл. % за целия меден концентрат и 6.24 тегл. % във входящата руда. Изхождайки от минераложките изследвания се предлага подобряване на обогатителния процес чрез оптимизация на смилането и хидроциклониране – насочване на цикъла в ясно изразен режим тип "scalping mode". Елиминиране на виличието на медсъдържащите включения в сфалерита може да се осъществи също така и чрез оптимизиране на PH на средата и изпробване на нови реагенти в процеса на обогатяване.

Introduction

Geolological setting

The main purpose of the recent study includes mineralogical investigation and quantitative evaluation of distribution of minerals in products from mineral processing of copper ore from Çayeli Copper mine (Turkey). Special attention had been drown to the mineralogical and geochemical peculiarities of sphalerite as it is one of the main ore minerals presenting in ores. Based on mineralogical data obtained it is suggested some optimisation of mineral processing of ores. The Cayeli mine is on of the largest copper-zink deposits (19.5 Mt @ 4.2% Cu, 6.4% Zn, 65 g/t Ag) located in the eastern part of Eastern Black Sea Pontides belt, Northern Turkey (Fig. 1). It is typical representative of the VMS Kuroko type Upper Cretaceous deposits hosted in basalt-rhyolite-dacite submarine volcanic complex (Leaman and Staude, 2002). This complex forms a strip elongated in NE direction and it is set up by basalts, gabbroic intrusions, rhyolite flows and intrusions, dacite flows and intrusions. The main ore body has column to

Strashimirov S. et al. MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF

lense-like shape and size 800 m x 600 m deeping 55 – 70° NW and it is divided by scissor fault to two parts – "Main" and "Deep" respectively. Ore mineralization includes chalcopyrite (chp), sphalerite (sp) and pyrite (py) as main ore minerals,

galena (ga), bornite (brn), covellite (cov), tennatite-tetrahedrite (ten), chalcocite and other sulphides in minor quantities developed in massive ore-shots, rarely as stockwork dissemination around them.



Fig. 1. Geological map of Cayeli deposit (modified after Leaman and Staude, 2002).

1 - dacite subvolcanuc bodies and dykes; 2 - dacite flows; 3 - rhyolite flows, breccias; 4 - massive sulphides; 5 - gabbroic intrusions; 6 - basalts; 7 - sediments

Material and methods

The study is performed on 16 polished briquettes prepared from 4 main products – Clastic Ore Flotation Feed (TK 1), Clastic Ore Cu Final concentrate (TK 2), Clastic Ore Cu Rougher concentrate (TK 3) and Clastic Ore Rougher Tail (TK 4), including 9 classes each: a) > 63, 50 and 36 (particle size in μ m); b) > 28 and 20; c) > 15, 11 and 9; d) < 9. The respective single samples from these classes are labelled as follows: TK 1-1, TK 1-2; TK 1-3 and TK 1-4, etc. (Table 1.)

The prepared 16 samples are studied through an optical microscope under magnifications from x250 up to x1000 including immersion liquid in the cases when magnification is x1000. The distribution of ore mineral particles is evaluated through the use of Panasonic CCD colour camera (model GP KR22 2E) fitted to an universal microscope NU - 2 and computer program for image analysis installed on IntelliStation Z pro IBM computer, Matrox Rainbow Runner Studio, iPhoto Express and PhotoShop 5.0 programs for processing images, controlled by visual measuring of mineral particles. The evaluation of participation of different minerals as liberated particles and in intergrowths is based on the principles of area measurements discussed by Jones (1987). The measurements of areas of different particles in the first two classes from every product cover between 300 000 and 600 000 µm² and for the last two between 200 000 - 300 000 µm². Area ratio provides a good presentation of the participation of different minerals as liberated particles and as locked particles. In case the volumetric proportions are required, then these percentages should be precise by adding coefficients considering the specific gravity of participated minerals, but due to the

relatively similar specific gravity of the minerals studied the corrections will not be very significant.

As it was found during the observation in classes 3 and 4 for products TK 1, TK 2 and TK 3 the presence of very small mineral particles $(1 - 4 \mu m^2 \text{ or less})$ is very common. It these cases optical observation is not sufficiently effective because minerals (especially pyrite and chalcopyrite) could not be determined distinctly on the basis of their optical properties in reflected light microscope even when the most powerful observation available (x 1000 + immersion) is used. To avoid this problem, optical observation for these classes is combined with area quantitative electron microprobe analyses, which could very precisely determine the type of mineral particles on the basis of specific radiation of elements under the beam of focused accelerated electrons. JEOL JSM 35 CF microprobe with X-ray microanalyser (TRACOR NORTHERN TH 2000) of JEOL company and set of standards are used for quantitative measurements of chemical composition of particles studied. Data obtained from the measurements are proceeded through computer program SSPS and the percentage distribution of minerals as liberated grains and intergrowths is calculated.

Mineral distribution in different products

a) Clastic ore flotation feed (TK 1)

Analyses established that during the grinding of ore the percentage of chalcopyrite locked in intergrowths significantly decreases, compared to those of pyrite and sphalerite (Table 1). In class TK 1-1 intergrowths between two, three or even four minerals are very common (Fig. 2, Plate A), The most frequently met intergrowths are of py + sp and py + chp. In

class TK1-4 almost all of the particles are liberated (Plate B). Total chalcopyrite quantity in the finest class (TK1-4) is practically liberated and the number of its intergrowths is below 0.05 %. Compared to the findings from the other classes it should be acknowledged that here chalcopyrite has the highest concentration which means that about one third of it reports in the finest fraction from all the fractions studied.

Table 1.

Distribution of ore minerals as liberated particles and locked as intergrowths (in area %)

Sample	Size	Chp	Chp	Chp in	Sp	Sp	Sp in	Ру	Py	Py in	Ga	Brn (±Cov)	Ten
No	[µm]	Total	(liber)	intergr	Total	(liber)	intergr	Total	(liber)	intergr	Total	Total	Total
TK1-1	> 36	16.2	6.7	9.5	23.7	9.8	13.9	59.5	49.0	10.5	0.5	0.1	-
TK1-2	20 – 36	12.1	8.7	3.4	16.8	11.7	5.1	70.2	64.7	5.5	0.7	0.2	-
TK1-3	9 – 20	16.1	15.4	0.7	18.6	16.9	1.7	64.2	61.8	2.4	0.6	0.5	-
TK1-4	< 9	22.4	22.97	0.03	19.5	18.5	1.0	56.7	55.9	0.8			
TK2-1	> 36	61.2	45.5	15.7	10.9	3.2	7.7	25.5	17.6	7.9	2.0	0.2	0.1
TK2-2	20 – 36	48.8	41.5	7.3	11.3	3.6	7.7	35.8	29.9	1.9	3.1	(+) 0.1	0.2
TK2-3	9 – 20	56.3	53.7	2.6	17.2	12.9	4.3	23.5	21.9	1.6	1.2	2.0	-
TK2-4	< 9	71.4	70.1	1.3	16.2	15.4	0.8	11.0	10.3	0.7	0.4	1.0	-
TK3-1	> 36	45.7	28.2	17.5	12.0	2.7	9.3	37.7	23.4	14.3	2.1	1.9	0.6
TK3-2	20 – 36	35.1	28.5	6.6	14.2	7.4	6.8	47.1	42.2	4.9	2.2	(+) 1.3	-
TK3-3	9 – 20	45.8	43.5	2.3	16.3	12.8	3.5	36.1	33.3	2.8	0.7	1.3	-
TK3-4	< 9	53.0	52.4	0.6	16.2	14.9	1.3	29.9	28.6	1.3	0.3	0.6	-
TK4-1	> 36	6.8	4.4	2.4	25.7	20.7	5.0	66.8	59.5	7.3	0.4	0.2	0.1
TK4-2	20 – 36	7.1	5.1	2.0	22.1	17.6	4.5	69.5	65.1	4.4	1.0	0.4	-
TK4-3	9 – 20	5.1	4.1	1.0	21.3	19.7	1.6	72.9	70.9	2.0	0.4	0.3	-
TK4-4	< 9	9.2	8.9	0.3	22.4	21.6	0.8	67.7	67.0	0.7	0.3	0.4	-

Five sphalerite particles in class TK 1-1 (1 liberated particle and 4 as intergrowths) are studied quantitatively by microprobe analyses for trace elements, but Fe and Cu concentration above the average for the series TK 1 (Table 2, an. #2) is registered only in one of them. Four particles of liberated sphalerite in class TK 1-2 are analysed by microprobe and it is found out that Cu + Fe content is very close to the average one for the series TK 1 (Table 2). Two of the analyses indicate Cd, one of which (an. # 8, Table 2) carries the highest amount (0.82 wt. %) of this element among all the samples measured in this study. Fe participates probably partly in sphalerite as isomorphic impurities and partly as chalcopyrite of submicronic size, while Cu is expected only as submicronic inclusions of chalcopyrite. Galena, bornite, covellite and tennantitetetrahedrite are in very minor quantity (< 1%) in the clastic ore flotation feed.

b) Clastic ore rougher concentrate (TK3)

The content of chalcopyrite significantly increases when compared to this found in the same fractions of TK 1 (Ore flotation feed) and it is the dominated mineral in this product. The presence of intergrowths in class TK 3-1 is high, but these are mainly intergrowths between two minerals and very rarely they integrate three minerals. Their distribution is irregular. For the chalcopyrite and pyrite they are less than the liberated particles (Table 1), but for sphalerite they are dominating. The presence of tennantite is typical for this product met both as liberated particles and equally as intergrowths with chalcopyrite or sphalerite. This mineral is determined by gualitative microprobe analysis, which has established high content of As and no presence of Ag - an element found very often in tennantite from similar deposits. Previous studies of De Priesco (1997 and 1999) established presence of tetrahedrite, but our analyses found the member of tennantite-tetrahedrite mineral row being closer to the position of tennantite. Secondary copper minerals are presented by bornite which

takes between 0.6 and 1.9 % from all the area measured (Table 1). Galena presents also between 0.3 - 2.1 % of all the area measured for ore minerals and one third of galena is in intergrowths mainly with sphalerite. Two particles of sphalerite in class TK 3-2 are analysed for trace elements content and one of them indicates the highest Fe wt. % found in all samples studied (Table 2). As Cu is only 1.5 wt. %, it could be concluded that about 10 wt. % of Fe is as an isomorphic impurities in sphalerite. One particle containing relatively higher quantity of Fe and Cu (Table 2, # 32) is studied at magnification x 4300 by SEM (Plate C), but no evidence for presence of chalcopyrite and pyrite is found. The surface of the particle studied under SEM COMPO regime looks absolutely clear of mineral inclusions, so this is leading to confirmation of the suggestion that if there are any mineral inclusions in it, they should be sized hundreds part of the micrometer - which is below the accuracy level of the device used at present.

c) Clastic Ore Final Concentrate (TK 2)

The sample TK 2-1 hosts the largest variety of intergrowth types and about 20 combinations of ore minerals are identified in it. The intergrowths including two minerals are dominant, but cases when 3 minerals are also typical for the sample. Plates D, E, F illustrate some of the most often found intergrowths in the sample. Chalcopyrite content in intergrowths gradually decreases from 15.7 % (TK2 -1) to 1.3 % (TK2 -4) and reaches the highest quantity as liberated particles in the finest class -70.1 %. Chalcopyrite emulsion in sphalerite is not typical for this product and it is found relatively rarely. During the study, it is found out that classes 3 and 4 for products TK 2, TK 3 (less in TK 1 and TK 4) contain a lot of agglomerated aggregates including many very fine mineral particles with size less then 9 µm. Plate G illustrates SEM photo of such agglomerate, shoot at magnification x 100. Agglomerates are also observed in classes 1 and 2 but their relative participation in products is not so emphasised and fine particles in them are rarely found.



Fig. 2. Microphotograhs (SEM and polarised reflected light).

Plate A. Triple intergrowth sphalerite + chalcopyrite + pyrite (centre). – *SEM, Regime COMPO*; Plate B. A general view of TK 1-4 in optical microscope. The largest part of the ore particles is liberated and intergrowths are very rare. Liberated particles are of pyrite (white yellow), chalcopyrite (yellow), sphalerite (grey) and bornite (brown); Plate C. Several sphalerite particles observed in SEM at magnification x 4300. The largest particle was analysed by microprobe analyses and it was found that copper and iron presents in it (Table 3, an # 32). No any other mineral was found as mineral inclusion in it. Bar size on photo is 1 µm and if there are any mineral particles above 0.2 µm they must be seen in sphalerite particle, but the surface is free of any inclusions. – *SEM, Regime COMPO*; Plate D. A large pyrite + chalcopyrite + sphalerite intergrowth (centre) and smaller one below it. Chalcopyrite + pyrite in the right bottom corner; Plate E. Intergrowths galena + sphalerite (1) – in the centre, sphalerite + pyrite (2), chalcopyrite + pyrite (3), sphalerite + chalcopyrite (4) and sphalerite + pyrite + chalcopyrite (5); Plate F. Different types of intergrowths in the sample TK 2-1. Tennantite + chalcopyrite + sphalerite (1), sphalerite + pyrite (3), sphalerite + pyrite (3), sphalerite + chalcopyrite (5) intergrowth. Liberated bornite also presents; Plate G. A general view of agglomerate aggregate in the sample TK2-3. – *SEM, COMPO Regime*; Plate H. Chalcopyrite inclusions and small veinlet in sphalerite (centre), intergrowth chalcopyrite (1), liberated pyrite (2) and liberated sphalerite (3)

\sim	nominal	composition	of enhalorita i	n difforant	nraduata	roculto from	Electron	Microproho	Analycia	lin wit	0/1
U	iennicar	COLLIDOSILIOLI		<i>i umerent</i>	DIDUUULIS	1620112 110111	EIECTION	WILLOULUDE /	111012515		/01

Table 2.

chemical	compositio	n or sprialer	<u>ite in amerent p</u>	roaucis re	suits from	Electron I	nicroprobe	Analysis	III WL. 70)		
No of	No of	No of	Type of	Zn	Fe	Mn	Cu	Cd	Ag	S	Total
an.	MPA	sample	particle	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%	wt.%
1	54	TK1-1	liber	62.87	1.66	0.00	2.47	0.58	0.00	32.20	99.77
2	55	TK1-1	sp+py+chp	54.31	6.79	0.11	7.06	0.00	0.00	31.34	99.61
3	55a	TK1-1	sp+py+chp	62.00	2.58	0.00	1.88	0.35	0.00	33.14	99.95
4	56	TK1-1	sp+py+brn	61.10	3.17	0.00	2.51	0.00	0.18	32.95.	99.91
5	56a	TK1-1	sp+py+brn	61.10	3.17	0.00	3.09	0.00	0.00	31.94	99.37
6	50	TK1-2	sp+chp	62.07	3.01	0.00	2.56	0.00	0.00	32.40	100.04
7	51	TK1-2	liber	63.19	1.73	0.00	1.68	0.35	0.00	32.62	99.57
8	52	TK1-2	liber	60.69	3.23	0.15	3.06	0.82	0.00	32.25	100.20
9	53	TK1-2	liber	60.46	5.64	0.10	1.13	0.00	0.00	33.17	100.50
10	49	TK1-3	liber	59.69	3.34	0.23	2.53	0.63	0.38	32.62	99.42
11	45	TK1-4	liber	59.66	3.53	0.13	2.93	0.00	0.00	34.37	100.63
		TK 1	average		3.44	0.07	2.80	0.24	0.05		
12	1	TK 2-1	liber	53 01	5.68	0.00	6 36	0.50	0.00	34 46	100 01
13	2	TK 2-1	liber	55.93	6.91	0.11	2.23	0.00	0.00	34.15	99.33
14	3	TK 2-1	sp+chp	57.73	4.73	0.11	4.89	0.00	0.00	32.05	99.51
15	4	TK 2-1	sp+py	51.12	10.49	0.00	3.59	0.00	0.00	35.28	100.48
16	5	TK 2-2	liber	58.69	3.80	0.00	5.23	0.00	0.00	31.53	99.25
17	7	TK 2-2	SD+DV	64.22	2.20	0.10	1.15	0.00	0.00	32.21	99.88
18	8	TK 2-2	sp+py	61.72	3.26	0.00	2.35	0.44	0.00	31.97	99.74
19	9	TK 2-2	sp+chp	63.53	2.45	0.00	1.35	0.00	0.00	32.53	99.86
20	10	TK 2-3	liber	62.94	2.74	0.09	2.06	0.00	0.00	31.98	99.81
21	11	TK 2-3	liber	61.74	1.74	0.00	1.75	0.00	0.00	34.19	99.42
22	31	TK2-4	liber	55.51	5.14	0.00	4.65	0.59	0.00	33.03	98.92
	-	TK 2	average		4.46	0.03	3.14	0.14	0.00		
0.2	10		liber(e)	GE AA	1.26	0.10	1 2 2	0.00	0.00	22.50	100 75
23	19	TK2-1	liber(C)	65 10	1.30	0.12	1.33	0.00	0.00	32.30	100.75
24	20	TK2-1	liber(p)	00.19	1.21	0.00	1.44	0.54	0.00	31.47	99.00
25	21	1K3-1	liber(C)	60.17	3.14	0.00	4.10	0.47	0.00	31.74	100.30
20	22	1K3-1	liber(p)	60.10	3.00	0.00	4.15	0.00	0.00	33.31	100.02
27	23	1K3-1	sp+py+cnp	02.43	2.70	0.00	2.19	0.32	0.24	32.21	100.75
20	24	1NJ-1 TK2 0	sp+cnp+bm	04.04 55.71	1.41	0.00	1.47	0.00	0.00	32.32	99.94
29	20	TK2-2	liber	55./ I	2 4 4	0.00	1.50	0.00	0.00	31.//	100.01
21	20	1NJ-2 TK2 2		04.04 50 10	Z.44	0.35	2.30	0.00	0.00	31.07	100.90
20	25	TK2-3	i sp+py	50.1U	4.10	0.10	3.00 5.00	0.00	0.00	30.1Z	99.07 101.00
<u>32</u>	35	1NJ-4		04.04	4.90	0.15	0.22	0.00	0.00	30.22	101.09
		11.3	average		3.02	0.08	2.83	0.13	<0.005		
33	18a	TK 4-1	liber	61.32	3.15	0.00	1.69	0.00	0.00	33.78	99.94
34	57	TK4-1	liber	64.88	1.17	0.00	1.15	0.51	0.00	31.84	99.55
35	58	TK4-1	liber	63.34	2.55	0.00	0.93	0.71	0.00	32.09	99.62
36	59	TK4-1	liber	59.30	4.18	0.00	4.65	0.00	0.00	31.87	100.00
37	43	TK4-2	liber	62.33	2.75	0.12	0.80	0.39	0.00	32.87	99.26
38	42	TK4-3	liber	63.10	3.17	0.00	0.65	0.36	0.00	33.01	100.29
39	44	TK4-2	liber	60.71	3.58	0.08	2.80	0.23	0.00	32.70	100.17
40	39	TK4-4	liber	59.54	2.44	0.00	0.46	0.44	0.33	36.74	99.95
41	38	TK4-4	liber	57.04	3.68	0.09	2.07	0.49	0.30	37.56	100.93
		TK 4	average		2.96	0.03	1.68	0.34	<0.005		

These agglomerate aggregates are probably precipitated during separation of different classes and this finding should be taken into account when using the chemical analyses especially of classes 3. This is confirmed by the fact that in class $9 - 20 \,\mu$ m it is found aggregates much larger than $20 \,\mu$ m. Practically the chemical analyses of obtained fractions cover particles with sizes 15, 11 and $9 \,\mu$ m, but also many particles with sizes less then $9 \,\mu$ m. Quantitative electron microprobe analyses of representative fields are performed in areas of

normal distribution of mineral particles as well as in areas of agglomerate aggregates and it is found that copper content in agglomerates is 2 - 4% higher. It is due probably to the larger presence of fine chalcopyrite particles in the agglomerates.

d) Clastic ore rougher tail (TK 4)

This product is characterised with relatively stable distribution of minerals in different classes as liberated particles and intergrowths. Intergrowths are very rare compared with the other products (Plate H). Pyrite is dominating mineral in quantity between 66.8 and 72.9 %. Chalcopyrite is less then 10 % but the quantity of sphalerite is relatively high within 21.3 to 25.7 %. Fe + Cu content in sphalerite varies within the range of average for all samples, but it should be mentioned that as a total, estimated sphalerite in the rougher tail contains iron and copper less than in the other products.

Chemical peculiarities of sphalerite

The analyses are performed on liberated sphalerite particles as well as on intergrowths of sphalerite with other minerals. The areas studied in sphalerite by microprobe analysis are found clear of mineral inclusions visible under optical microscope at magnification up to x1000. SEM observations under magnification up to x4300 do not establish inclusions of single mineral grains in sphalerite as well. The sphalerite chemical studies realised through electron microprobe analysis have established Fe and Cu as main trace elements in it. These elements are found in different quantity in every single sphalerite particle that was studied. Mn, Cd, Ag and In are found in some of the sphalerite particles in very minor quantity. Iron could be present as isomorphic inclusions in sphalerite up to 20 %, but it could be also found together with copper as very fine (hundred parts of micrometers) crystals of chalcopyrite intergrowths in sphalerite (Bonev and Radulova, 1996). A presence of smaller inclusions not visible even at magnifications up to x4300 used in this study could be presumed for the Cayeli ore on the basis of our microprobe analyses. The main and probably the only possible presence of copper in sphalerite is due to the very fine (micronic and submicronic sizes) mineral inclusions of chalcopyrite rather than as an isomorphic inclusions inside the crystal lattice crystallised after decomposition of solid solution between sphalerite and chalcopyrite (Petrovskaya, 1977, Kojima and Toshiro, 1994, Gu et al., 1999 and others). In some recent studies, copper found in sphalerite analysis is labelled as "lattice" copper (Mielcsarski et all. 2000), underlying that in fact it is not copper from the real crystal lattice of sphalerite, but is due to the "invisible" chalcopyrite inclusions in it. The so called "chalcopyrite disease" often found in many deposits as epigenetic deposition of visible chalcopyrite grains (> 2 µm) in interstitial spaces of sphalerite is not very typical for the samples studied. Chalcopyrite grains (> 2 µm) in sphalerite are observed relatively rarely in the products studied by now (Plate C). Our studies suggest that the presence of Cu and partly of Fe in sphalerite for the Cayeli Mine products is due mainly to submicronic inclusions of chalcopyrite in sphalerite and to a lesser extent to the presence of small $(1 - 4 \mu m^2)$ optically visible chalcopyrite inclusions in it. Part of Fe is, at no doubts, present as isomorphic impurities in sphalerite. Several cases are found in which concentration of Fe is much higher than Cu presence and the additional Fe quantity not included in chalcopyrite is supposed to be present as an isomorphic form replacing Zn in the sphalerite crystal lattice (an. ## 9, 15, 29, 37, 38, 40, Table 2). Part of the Cu and Fe could reach sphalerite grains as well, resulting from diffusion between sphalerite and chalcopyrite and pyrite contacting with it. In some samples, such as an. ## 2 (TK 1-1), 15 and 14 (TK 2-1) this could be expected (Table 2), but it should be underlined that these occurrences are found very rarely within the range of the samples studied. Some of the particles are studied for possible zonal distribution of Fe and Cu (an. ## 23, 24, 25 and

26, TK 3-1, Table 2), but no zonality in distribution is found for them. This fact supports the idea for a limited presence of Fe and Cu in sphalerite as a result from diffusion processes between sphalerite and the neighbouring minerals surrounding it. If we take as a basis the average concentration of Cu + Fe (6.24 wt. %) for product TK 1 (Clastic ore flotation feed), the content of Fe + Cu increases up to 7.60 wt. % for TK2 product (Clastic ore Cu concentrate) and decreases to 3.64 wt % in the rougher tail. That means that the flotation behaviour of the relatively rich in Cu and Fe sphalerite particles stimulates their reporting towards copper concentrate. This trend is very well pronounced for the coarser sphalerite particles in TK 2-1 (an. ## 12, 13,14,15, Table 2) which mean content is higher (11.22 wt. % Fe + Cu) compared to the 7.60 wt. % (Fe + Cu) mean content found for the rest classes copper final concentrate (TK 2). Cadmium content in the samples studied is relatively low, but the element has a stable presence in the most of sphalerite grains studied. It is distributed as isomorphic admixture in sphalerite. Inclusions of greenockite (CdS) or any other single Cd-bearing mineral are not observed. It should be mentioned that Cd concentration is lower for products TK 2 and TK 3 and slightly increases in the copper rougher tailing TK 4 (0.34 wt. %). Mn and Ag have very rare distribution for the products studied and the analyses obtained do not provide basis for sound interpretation of their behaviour. Indium is found in only one single sample (an. # 35, TK 4-1), as 0.31 wt. % and it is not included in Table 2.

Discussion and conclusions

The data and findings obtained allow us to figure out the following conclusions:

Relatively high amount of chalcopyrite is concentrated in the finest fractions as particles below 9 µm, especially in Cu Rougher and Cu Final concentrates. Agglomerated aggregates are often found in 9 - 20 and < 9 classes for the Cu rougher and Cu final concentrate similar to p. 1 above. Aggregates are characterised by relatively high presence of very fine (< $9 \mu m$) chalcopyrite particles. We suppose that aggregates are formed due to the processes of the separation of the material in classes because in class 9 - 20 there are aggregates larger than 50 - 60 µm. Class 20 - 36 for all the samples (except in copper rougher tail) contains relatively low quantity of chalcopyrite and higher pyrite content compared to the rest three classes. The implication is that this is due to the better pyrite flotation in this class. Thus its increased concentration is leading to a concomitant decrease in the respective chalcopyrite presence. Secondary copper minerals are very limited in distribution. The quantity of bornite, which is the most often, found secondary copper mineral increases for 9 - 20 classes. Significant amount of sphalerite is present in the copper final concentrate. It is characterised by higher Cu + Fe content - as isomorphic impurities or extremely fine crystals of chalcopyrite. This trend is very well evident for the class > 36of Cu Final Concentrate (TK 2-1) where the total amount of Fe + Cu is 11.29 wt. % compared to 7.60 wt. % for the whole Cu Final Concentrate (TK 2) and 6.24 wt. % compared to Clastic ore Flotation Feed (TK 1). Chalcopyrite emulsion in sphalerite is not typical for the products studied. In the previous studies of ore mineral composition (De Priesco, 1997, De Priesco, 1999) it is mentioned that chalcopyrite emulsion forms "cloud"-like textures involving numerous chalcopyrite grains (< 2 μ m),

however such textures are not very often found in the samples studied. It could be argued that during sphalerite grinding, as the destruction of aggregates usually starts from the interstitial spaces, such a chalcopyrite is liberated immediately on a "first-come first-serve" basis and it reports in the finest range, together with the fine particles formed during larger chalcopyrite grain size reduction. Sphalerite in the Copper Rougher Tail is characterised by lower content of Fe + Cu compared to the other products. Characteristic for it is the constant Cd content (0.34 wt. % average). Intergrowths are very limited in distribution for classes 9 - 20 and < 9.

One of the major findings derived from the mineralogical studies described above is that whilst for all the products examined there is a well emphasised presence of copper in sphalerite grains, this could be attributed merely to submicronic inclusions of chalcopyrite in sphalerite, rather than to the so called "chalcopyrite disease". This important characteristic do provide an avenue for searching possible technological solutions for bringing about a further reduction in the content of zinc in copper concentrate for the clastic ore which seems a tangible objective. In the case of Çayeli clastic ore, two directions, which could be studied in parallel, deserve attention.

The first one is grinding and hydrocycloning optimisation rendering the circuit to operate in a more pronounced "scalping" mode. Taking into consideration the frequently reported agglomerated particles the actual reconstitution of the size distribution figures for the sieved classes of Cu rougher and Cu final concentrates with no doubts will result in increase in class -9 µm yield up to 40-45 %. Needless to say is that such a significant presence of fine slimes (involving mainly chalcopyrite in our case) is known to have a pronounced unwanted influence leading to complications in flotation selectivity. In support of this is the insufficient degree of Cu/Zn selection evident for these size classes belonging to both Cu concentrates studied (TK 2 and TK 3), regardless of the almost complete mineral liberation observed. In such cases selective Cu/Zn flotation could be hampered principally in two ways – on a "mechanical" grounds due to the vast amount of slimes and by introducing Cu ions leading to sphalerite activation in copper circuits. Both phenomena are interconnected, however the first reason seems more relevant for the case of Caveli clastic ore since in the studied samples secondary copper minerals which could supply Cu ions were rarely found.

Mineralogical studies have revealed that below 36 µm sufficient degree of liberation occurs and the amount of intergrowths drops significantly in classes under 20 µm. The implication is that the factors contributing to ore overgrinding during first stage grinding should be eliminated, if technologically possible, in order to lower to a maximum possible extent the overall yield of class –9 µm in the flotation feed which significant presence suggests material overgrinding. Our suggestion is that such a situation is feasible and will be beneficial for Cu/Zn selection in the following flotation stages. Attempts in this direction are evident in ÇBI grinding circuit where two-stage hydrocycloning is implemented, however we feel further studies and optimisation

of their configuration will be beneficial in view elimination of regrinding and re-circulation in mill circuit of the ready-to-float particles.

The second direction is modifications in the reagent regime. Here as a major objective the elimination of factors leading to sphalerite activation should be pursuit. As a first step two directions could be investigated for limitation or elimination the influence of copper inclusions in sphalerite – pH optimisation and testing new reagents.

For establishing the practical limits for improving metallurgy in terms of achievable concentrate grades and recovery, the best way will be both directions to be studied in parallel.

References

- Bonev I., Radulova A., 1994. Chalcopyrite and sphalerite "disease" crystal growth by solid-state diffusion.– In: *Proceedings of XVI-th General Meeting of the International Mineralogical Association, Pizza, Italy, June 1994.* Abstracts, 50.
- Chvileva T., Bessmertnaya M., and others. 1988. Handbook for determination of ore minerals in reflected light. M., Nedra, 504 p. (in Russian)
- De Priesco, G., 1997. Mineralogical examination of Four Samples from the Çayeli Deposit, Turkey.– Report from Mineralogical service, Lakefield Research Ltd. Project # LRL:5216-LIM:NOV3508.R97., 7 p.
- De Priesco, G., 1999. Mineralogical examination of drill core and hand samples from the "Far North Zone" of the Çayeli Deposit, Turkey.– *Report from Mineralogical study, Lakefield Research Ltd,* Project # 8901-171-LIM, Nov3407.R89.,15 p.
- Gu L., Zhou G. L. and Zhang W., 1998. Chalcopyrite intergrowths in sphalerite in the Meixian lead-zinc deposit, Fujian province and their metallogenic significance. – *Chin. J. Geochem.* v. 17, (4), 311 – 319 (abstract in English).
- Jones M. P., 1987. Applied Mineralogy a quantitative approach. Graham and Trotman, 259 p.
- Kojima Sh., and N. Toshiro. 1994. Morphology and grain size of chalcopyrite in intimate association of sphalerite – chalcopyrite. – *Resource. Geol.*, 4, 249 – 256, (*abstract in English*).
- Leaman, P., J. M. Staude. 2002. Metallogenic evolution of the Western Tethys of Turkey and Iran.– *MMAJ Forum on Asian miner. res.*, Vancouver, Canada, *21 January*, *2002*. Available from the WWW at: http://www.mmaj.go.jp/mric_ web/MMAJ_FORUM/PeterLeaman/PeterLeaman.pdf>
- Mielczarski J. A., Cases and others. 2000. Removal of elements from copper sulphide concentrate.— In: Proceedings of the XXI International Mineral Processing congress, Rome, July 2000. Part B 8a, 111 – 119.
- Petrovskaya N. V. 1977. About some general problems of fine unhomogenity of mineral individuals and their aggregates.— In: Unhomogenity of minerals and fine mineral mixtures.
 Published by Academy of Science of USSR, N., Editors: Chuhrov F. and Petrovskaya N. 3 – 13, (in Russian).

Препоръчана за публикуване от катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

GEOCHEMISTRY OF MICRO AND MACRO ELEMENTS IN PYRITE OF THE Pb - Zn ORE DEPOSIT KIZEVAK (Raska, Serbia)

S. Sudar

Geoinstitute, Rovinjska 12, 11 000 Belgrade, Serbia and Montenegro

ABSTRACT. The paper treats the contents and distribution of characteristic micro and macro elements (Ni, Co, In, Ga, Tl, Au, As, Cu, Pb, Sb, Ag and Zn) in different generations and phases of pyrite formation as well as their geochemical characteristics.

The polymetallic hydrothermal Pb - Zn deposit Kizevak is located on the northwest slopes of the Kopaonik mountain, east of the town of Raska. Geotectonically it belongs to Serbo - Macedonian Mass (SMM), and metallogenic to the Serbo - Macedonian metallogenic Province (SMP).

The content of micro and macroelements in the monomineral pyrite was determined by a semi quantitative spectrohemical method. The pyrites are characterized with a low content of Ni up to 0.0045% and Co up to 0.0055%. The content of TI in pyrite ranges from 0.0001 up to 0.031%. Gold is present up to 0.0019%, in younger generation of pyrite. Microelements (Co, Ni and TI) are present in concentrations that are characteristic for low temperature Pb - Zn deposits, and reflect paragenetic intergrowth of ore minerals in the deposit.

ГЕОХИМИЯ НА МИКРО И МАКРО ЕЛЕМЕНТИТЕ В ПИРИТА В ОЛОВНО-ЦИНКОВО НАХОДИЩЕ КИШЕВАЦ (Раска, Сърбия)

С. Судар

Геоложки институт, ул. "Ровинарска" 12, 11 000 Белград, Сърбия и Черна гора

РЕЗЮМЕ. Докладът разглежда съдържанието и разпространението на характеристични микро- и макро елементи (Ni, Co, In, Ga, Tl, Au, As, Cu, Pb, Sb, Ag и Zn) в различните генерации и фази на образуване на пирита, както и техните геохимични характеристики.

Полиметалното хидротермално оловно-цинково находище Кишевац е разположено в северозападните склонове на планината Копаоник, на изток от град Раска. В геотектонско отношение находището принадлежи към Сърбо-македонския масив, а в металогенно отношение към Сърбо-македонската металогенна провинция.

Съдържанието на микро и макроелементи в мономинералния пирит е определено посредством полуколичествени спектрометрични методи. Пиритът се характеризира с ниско съдържание на Ni – до 0.0045% и Со – до 0.0055%. Съдържанието на TI в пирита варира от 0.0001 до 0.031%. Златото присъства в съдържание до 0.0019%, и то в по-късно отложените пиритни генерации. Микроелементите (Со, Ni и TI) присъстват в концентрации, които са типични за ниско-температурни оловни-цинкови находища и показват парагенетично прорастване на минералите в находището.

Introduction

Monomineral assemblages of principal sulphides in the Kizevak polymetallic lead-zinc deposit were geochemically analyzed (Arsenijevic, 1987; Sudar 2001) during the complex geological works under long - term projects in the Sastavci - Kizevak area.

Pyrite is the third dominant mineral, afther sphalerite and galena, in sulphide parageneses, which also contains chalcopyrite, sulphosalts, subordinate pyrhotite and marcasite. Paragenetically, the mineral was formed in two phases, with three generations, but the proportion of either phase is difficult to estimate. Pyrite occurs in the form of crystals, often in coarse - grained aggregates, compact mass, and fine grains.

The earlier phase is characterized by crystals in form of pentagonal dodecahedron (210), in frequent associations of dark sphalerite, quartz and calcite. Later phase is associated with dark and yellow sphalerite and galena. Frequently it occurs in skin over dark sphalerite, and galena. In some cases pyrite is pressing back dark sphalerite to the substitute. Fine grains pyrite occurs in skin, vein, fine crystals mass, and impregnation. In some of pyrite the fissure is fill up with sulfosalts (bulangerite and tethaedrite).

Basic geology of the deposit

The polymetallic hydrothermal lead - zinc deposit of Kizevak is situated on northwestern slopes of Kopaonik Mt., east of the town of Raska on the right bank of Ibar river (Fig.1). Geotectonically, the deposit belongs to the Serbian-Macedonian Massif (SMM), and metallogenetically (Jankovic, 1967; Jankovic, Petkovic, 1974) to the Serbian-Macedonian metallogenic province (SMP). Classified by genetic features (Mudrinic, 1997), it is a volcanic hydrothermal deposit. The deposit and the surrounding area are made up of Mesozoic and Cenozoic rocks represented by peridotites, flysch sediments, and products of Tertiary magmatism.

The main ore body is found in volcanic rocks (andesite and quartz latite and their pyroclasts) which also build up most of the deposit. Products of the earlier magmatic stage underwent hydrothermal alteration, whereas quartz latite has been slightly hydrothermally altered.

Northward from the Kozja Glava peak, three ore fields are located in the deposit, about 500m apart one from the other. Vein or lenticular ore emplacement between the first and the second ore fields, designated as an interfield (Mz), is the ore - richest part of the deposit. Fractures of NE - SW or E - W
S. Sudar GEOCHEMISTRY OF MICRO ...

general trend, transverse to the principal dislocations of the Vardar Zone, were the main channels for precipitation of hydrothermal solutions through a number of pulsation stages. In deposits of Tertiary magmatism, such as the Kizevak, the low - temperature hydrothermal parageneses are dominant. Minerals were formed in several magmatic events, that resulted in two, earlier and later, ore parageneses, each in two or three occurrences. Sphalerite - galena parageneses are dominant, with various proportions of pyrite and chalcopyrite, a marked presence of sulphoantimonide. Gangue minerals are quartz, siderite and rhodochrosite.



Fig.1. Sketch map of the position Ki'evak Pb -Zn deposit 1 : 200.000

Laboratory study methods

Different samples were collected mostly from uncaved - in and accessible adits at depths from 650 m to 830m (ore fields I and II) and from levels (ore field II and interfield). Monomineral fractions were separated chiefly manually from the ore samples. The extracted minerals were treated by electromagnetic separation and heavy fluids, optically controlled, and mechanical impurities were removed. Quantities of the contained elements were determined using spectrochemical analysis and atomic absorption spectrometry.

For spectrochemical analysis of micro and macro - elements a large - dispersion spectrograph HILGER - 478 was used with optical and quartz prisms, based on international geochemical standards (USGS, ZGI). Quantities of Au were chemically determined by the method of atomic absorption spectrometry (AAS). Samples were analyzed on plasma II emission spectrometer Perkin Elmer 306.

Results

For the statistical data processing, STATISTIKA computer programme packet was used to calculate minimum, maximum, and average (arithmetical mean) quantities (Tab.1), distribution over Xi² test (Tab.2), and correlations between pairs of elements (Tab.3).

The distribution of the micro and macroelements it closely connected with the paragenetic - genetic characteristics of the

minerals in deposit. Because of this it is important to determine the contents and distributions of Cu, Zn, Pb, Sb, Ag, Ni, Co, As, In, Ga, TI and Au. Phases are separated on the basis of micro and macro - paragenetic relations of pyrite, sphalerite and other minerals, and on distribution of Co and Ni in the pyrite.

Table1.

Statistical results of macro ar	d microelements contents in
pyrite (%, ppm)	

	/			
element	N	min.	max.	mean X
Ni	33	0.0001	0.0045	0.001
Со	25	0.0001	0.0055	0.0011
Cu	61	0.0012	1.0	0.0619
As	60	0.03	0.8	0.2429
Pb	61	0.0018	1.0	0.586
Sb	34	0.012	0.45	0.0748
Ag	61	0.0001	0.035	0.0049
Zn	61	0.015	1.0	0.7421
In	18	0.0004	0.002	0.001
Ga	30	0.001	0.004	0.0022
TI	15	0.001	0.031	0.008
Au ppm,%	27	0.005ppm	0.0019%	0.0006

N - analyzed element; min.- lowest concentration; max.- highest concentration; X - average proportion (arithmetical mean)

The content of <u>copper</u> in pyrite ranges from 0.0012 up to >1%, with a mean of 0.0619% (for 61 samples). High <u>zinc</u> of 1% or more is a characteristic result of paragenetic intergrowth of pyrite and sphalerite. <u>Lead</u> is present in contents ranging from 0.001 to 1%, or >1%, and average content of 0.586%. <u>Antimony</u> varies from 0.012 to 0.45%. <u>Silver</u> concentration ranges from 0.0001 to 0.035%, or the arithmetical mean of 0.0049%. Detected in each assay (61).

Та	ble	2.	

Distribution	over Xi ² te	st

Element	Distribution		Element	Distrib	ution
	Xi ²	Xk ²		Xi ²	Xk ²
Ni	0.722	5.55	Ag	8.074	7.81
Со	3.876	3.84	Zn	31.38	4.88
Cu	39.1	5.99	ln	-	-
As	1.531	11.07	Ga	4.03	5.99
Pb	13.5	11.07	TI	-	-
Sb	-	-	Au	0.247	3.84

Xi²- square calculated value; Xk²- square (critical) value

<u>Nickel</u> and <u>cobalt</u> have a normal distribution in pyrite.(Tab. 2). Nical is contained within a range from 0.001 to 0.0045% (33 samples), or its arithmetical mean 0.001%. Cobalt is contained within a range from 0.0001 to 0.0055% (25 samples). Although these elements had normal distribution, participation of them are slightly. <u>Arsenic</u> also has a normal distribution. Arsenic is result of the arsenopyrite growth with pyrite, and detected in 60 samples, from 0.03 to 0.8%.

Indium, gallium and thallium are detected in some of samples. Thallium is contained within a range from 0.0001 to 0.031%, or average 0.008%. These pyrites have a relatively high content of TI, and accompanies content of Ni. Such a dependence is result of association of these elements in low temperature phase formed pyrite. We can say that this pyrites

are thallium-bearing phase. <u>Gold is detected in each of the</u> assayed samples within the range from 0.005ppm to 0.0019%, with an average value of 0.0006%. These pyrites have a relatively high content of Au, also. Gallium and gold have a normal distribution in deposit.

For geochemical relationships, pairs of the detected elements are correlated by the phases and summarily (phase I and II). The correlation between As, Cu, Pb, Ag, Zn and Sb is the result of paragenetic relationships in the deposit.

The very important correlation between Co and Ni ($r_i 0.33$; $r_k 0.33 - 0.38$) in total pyrite is positive, and he is reflection of pyrite later (II) phase. Following relation between Co and Ni by levels (Tab. 3), we can conclude that pyrites are formed on "higher" temperature (except levels 690m). However, the main mass of pyrites in earlier (I) phase is low temperature, particularly in later phase. Also, this relationship is not real, because of decreases content of Co and Ni.

Table 3.

Relationships of Co/Ni ratio by levels of pyrite

hor. (m)	N	Co/Ni	rki	rk _k
650	1	0.8		
670	5	0.13 - 2.0	0.27	0.75
690	17	0.3 - 13.0	0.60	0.45
700	3	0.21 - 1.7	-0.19	0.88
750	5	0.68 - 2.5	0.62	0.75

N - analyzed elements; Co/Ni - ratioCo/Ni; $rk_{\scriptscriptstyle i}$ - calculated value; $rk_{\scriptscriptstyle k}$ - critical value

Distribution by levels

The distribution of the content for the most important macro and microelements of pyrites is presented with their average content (X) in wt.%, and in the form of diagrams (Fig. 2, 3) for all levels (650 - 830m) in the deposit. On the basis of such a presentation it is possible to accompanies the content oscillation for the characteristic elements and their mutual relationship in a horizontal and vertical direction. The spatial distribution is closely connected with the content of different generations in different levels of the deposit.



Fig. 2. Distribution of average As, Pb, Cu, Sb, Ag and Zn concentrations in pyrite by deposit levels

The best investigated are level 670 and 690 m, until results of level 650 and 830m are more informative. The content of elements (Fig.2) are result of paragenetic relationships on deposit. Silver, copper and antimony displays a decrease in concentration with depth, with the deviation on the highest levels. Lead and zink can be followed in levels of the deposit. For geochemistry of pyrites most important are contents of Ni, Co and TI (Fig.3). The content of Ni decreases with depth and accompanies Co and Ga - except level 690m. The content of TI have deviation in level 690m, with a maximum concentration in deposit.



Fig. 3. Distribution of average Co, Ni, In, Ga and TI concentrations in pyrite by deposit levels

Discussion

The following association of macro and microelements for pyrites is characteristic: Cu, As, Co, Ni and Au. These microelements are absorbed in the crystal lattice of pyrites. Other elements: Zn, Pb, Sb, etc. constitute mechanical impurities of mineral origin.

Besides the microelement concentrations, important data for the geochemistry of pyrite are the derivation of iron and sulphur - the principal elements in the mineral.

Hydrothermal fluids with iron circulated through the deposit, but the biggest amount of Fe was set apart at the same time, or before dark sphalerite was formed, when the earlier generation of sphalerite have crystallized. The third - younger generation of pyrites implicates that the low temperatures in some parts of deposit made impossible the formation of bigger amounts of brown and dark sphalerite. The reaming Fe was used to form younger pyrites. Arsenopyrite occurs on lowest level on the deposit. An isotope δS^{34} study in pyrite on level 670 and 690m (Dangic, Sudar et al., 1998) led to the conclusion that sulphur originated from continental crust (+6.02 +7.038‰). The variation interval (1.18‰) suggests the prevalence of homogeneous physical and chemical conditions with slight deviations within the tested levels.

The presence of <u>arsenic</u> in crystal lattice of pyrite is influenced by coalescence of arsenopyrite and pyrite. The high abundances of As are on the levels 670 and 710m. In earlier phase As had lower abundances than in the later, when it associates with TI, In and Ga. At the later phases it is associated with Zn, Pb and Sb. Characteristic correlations of As with Co at some levels, suggest the higher temperature of formation. <u>Cobalt</u> and <u>nickel</u> are the very important elements for geochemistry of pyrite and are the best temperature indicators. Nickel (Ni²⁺) and cobalt (Co²⁺) have perfect diadochy replacement of Fe²⁺ in pyrite, because of their similar ionic radius and the same charge. Hydrothermal fluids were depleted of Co and Ni, because of their deficit in serpentinites, so the concentration of these elements was not possible.

Two phases of pyrite are distinguished by the ratio Co/Ni: high temperature, with predominant Co, and low temperature, in which the quantities of Ni are higher then in earlier phase. It can be possible to conclude that pyrites on the Pb - Zn deposit Kizevak have crystallized at "higher" temperature, except on the level 690m. Low content or deficit of Ni and Co, present all of them like low-temperature pyrites.

Studied pyrites are characterized by higher quantities of Au and TI. We can say that these pyrites are gold-bearing,

particularly at level 690m, at characteristically low-temperature condition. Thallium is also connected for low-temperature pyrites, respectively to later Ni-bearing phase. It is indicated by good TI : Ni correlation.

Conclusions

Pyrite is the third dominant mineral after sphalerite and galena in the Kizevak lead-zinc deposit. It occurs in the form of crystals-pentagonal dodecahedron, coarse-grained aggregates, compact mass and fine grains, commonly in paragenesis with sphalerite, galena, chalcopyrite, sulphosalts and gangue minerals.

A high abundance of TI, Au, extremely low abundances and proportions of Ni and Co characterize the analysed pyrites. On the basis of the micro and macro - paragenetic relationships, and the abundance of Co and Ni, two phases of pyrites are distinguished:

- Earlier phase (I), in which the proportions of As, Cu, Pb, Ag, Zn and Ga are under the average content for pyrite in general. The content of In at an average, content of TI, Ni and Co are above the average.

- Later phase (II), in which the proportions of As, Pb, Co, In and TI are under the average content. The highest content has Cu, Ag, Zn, Ni and Ga. This phase is characterized by maximum TI content (0.031%). Also, correlation between Co and Ni is more expressed than at earlier phase. The described geochemical relation in the deposit allows tracing the pattern of distribution between Co, Ni and Tl. The elements (Pb, Zn and Ag) had homogenous abundance, but Sb and Cu in higher level point to a deviation. The best accompanied Pb and Zn.

References

- Arsenijevic, M. 1987. Progress Report on Distribution of Rare and Noble Metals in the Kizevak Lead - Zinc Deposit of (Raska), FSD Geoinstitut, Beograd. (in Serbian).
- Dangic, A.,S., Sudar, CeiBing hu and Zhu Wei, 1998. Isotopic composition of Sulphur in Sulphides of the Kizevak Lead -Zinc Ore deposit, Central Serbia) - XIII Kongres geologa YU, Herceg Novi. 171 - 186. (in Serbian).
- Jankovic., S. 1967. Metallogenic Epoch and Ore Provinces of Yugoslavia. Zbornik radova Rudarsko - geoloskog fakulteta, 369 - 398, Beograd. (in Serbian).
- Jankovic, S., M., Petkovic.1974. Metallogeny and a Concept of the Geotectonic History of Yugoslavia, *Zbornik radova Rudarsko - geoloskog fakulteta*, 369 - 398, Beograd. (in Serbian).
- Mudrinic, C. 1997. Mineral Ore Deposits. Rudarsko geoloski fakultet, Beograd. 228-235. (in Serbian) Sudar, S., 2001. Abudances and Proportions of Microelements in Ore Minerals of the Kizevak Lead - Zinc Deposit, Magisterial theses, 88 - 100, Rudarsko - geoloski fakultet, Beograd. (in Serbian).

Препоръчана за публикуване от катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 159-163

CRYSTALLOGRAPHICALY-CHEMICAL CHARACTERISTICS OF SPHALERITES FROM THE POLYMETALLIC Pb-Zn ORE DEPOSIT KIZEVAK (Raska, Serbia)

P. Tancic, S. Sudar

Geoinstitute, Rovinjska 12, 11000 Belgrade, Serbia and Montenegro

ABSTRACT. With the X-ray, chemical and spectrochemical methods there were investigated monomineral concentrations of sphalerites from the polymetallic Pb-Zn ore deposit Kizevak (Raska, Serbia).

These sphalerites are from the different horizons of 670, 690 and 710m. Their colour vary from yellow, brownish-yellow, brown to brownish-red.

Obtained crystallographic parameters are within following ranges:

 $a_0 = 5.4184(6) - 5.4195(6)$ Å and $V_0 = 159.08(5) - 159.18(6)$ Å³.

Obtained chemical contents are within following ranges:

FeS = 1.29 - 12.28 mol.%; MnS = 0.08 - 0.21 mol.%; CdS = 0.23 - 0.32 mol.%; CuS = 0.01 - 0.30 mol.%; In = 0.0006 - 0.0600 % and Ga = 0.0004 - 0.0090 %.It was confirmed that crystallographic parameters increase with the FeS content and decrease with the CuS content.

КРИСТАЛОГРАФСКИ-ХИМИЧНИ ХАРАКТЕРИСТИКИ НА СФАЛЕРИТИ ОТ ПОЛИМЕТАЛНО Pb-Zn РУДНО НАХОДИЩЕ КИШЕВАЦ (Раска, Сърбия)

П. Танич, С. Судар

Геоложки институт, ул. "Ровинарска" 12, 11 000 Белград, Сърбия и Черна гора

РЕЗЮМЕ. Мономинерални концентрации от сфалерит от полиметалното Pb-Zn находище край Кишевац (Раска, Сърбия) са изследвани с помощта на рентгенови, химични и спектрохимични методи.

Тези сфалерити са взети от различни хоризонти от 670, 690 и 710m. Цветът им варира от жълт, кафяво-жълт, кафяв до кафеникаво-червен. Получените кристалографски параметри варират в следните граници:

a₀ = 5.4184(6) – 5.4195(6)Å и V₀ = 159.08(5) – 159.18(6)Å³.

Полученото химично съдържание е в следните граници:

FeS = 1.29 – 12.28 mol.%; MnS = 0.08 – 0.21 mol.%; CdS = 0.23 – 0.32 mol.%; CuS = 0.01 – 0.30 mol.%; In = 0.0006 – 0.0600 % и Ga = 0.0004 – 0.0090 %. Потвърждава се факта, че кристалографските параметри нарастват със съдържанието на FeS и намаляват със съдържанието на CuS.

Introduction

Interest for sphalerites begin to rise when Kullerud (1953) at basis of the experimental data established that solution of FeS in ZnS increase with the temperature, and that with the FeS content there is increase of the unit cell dimensions a_0 .

However, later investigations of the synthetic and natural sphalerites arised to the considerable large disagreements, and even to the some contradictory results.

These disagreements manifested as in the view of the mutually relations of the crystallographic datas and chemical compositions, and also in the view of the sphalerite formation, then if sphalerite can or can not be useful as geothermometer, as geobarometer, etc.

Since up to date there are further polemics about the most of these questions, we shall in this investigations retain only at the relations between the crystallographical parameters and chemical compositions and compare the literature datas with the datas which are obtained for sphalerites from Kizevak.

According to that, we shall mention some of the most important papers which considerate this problematic.

Skinner *et al.* (1959) modified the datas and diagrams of Kullerud (1953) and obtained the bigger unit cell dimensions a_0 for the same FeS contents.

At contrast of Skinner *et al.* (1959) which established the linear variation of the unit cell dimensions a_0 by the FeS contents, Barton and Toulmin (1966) established nonlinear curve variation and even bigger values for the a_0 .

Skinner (1961) investigated natural and synthetic sphalerites and established the increase of the unit cell dimensions a_0 not only with the FeS, but also with the MnS and CdS contents. These variations are linear.

On the other hand, some other authors (Scott, 1973) cited datas that the sphalerite phase relations are not changed even at the presence of several wt.% CdS.

Toulmin *et al.* (1991) conclude that the presence of geologically normal concentrations of such components as CdS, MnS, ZnSe, CoS and like does do not affect to the partial molar volume of FeS in sphalerite.

From other elements that can enter into the sphalerite structure and to influence to the variation of the crystallographic parameters, it seems that the most significant is the Cu content.

Investigations which were performed by Toulmin (1960) indicate that substitution of Cu in Fe-bearing sphalerites reduces the unit cell dimensions.

Later Wiggins and Craig (1980) confirmed this observation and represented an empirical equation describing the variation

of $a_{\scriptscriptstyle 0}$ axis with composition of sphalerite in the system ZnS-FeS-CuS.

That CuS has much significant effect to the molar volume of the FeS in sphalerite was also confirmed by Toulmin *et al.* (1991).

In this paper there were represented the results of the investigations which were obtained with the X-ray, chemical and spectrochemical methods at sphalerites from different horizons and with different colors from the Kizevak ore deposit.

There were investigated the crystallographical parameters, chemical compositions and their mutually relations, especially the influence of the FeS and CuS contents to the unit cell dimensions, regardless that some other elements (Mn, Cd, In and Ga) are also determined.

Material preparation and applied methods

Sphalerites were first hand picked under the microscope.

In order to get monomineral concentrations, these hand picked sphalerites were purified with the electromagnetic separation and with the heavy liquids.

Control of all of the fractions was carried out under the microscope, nevertheless there were eliminated all the impurities.

The X-ray investigations of the samples were performed by the X-ray diffractometer for powder PHILIPS, PW 1009 and PW 1051.

There was used cobalt radiation (U=38 kV and I=8 mA) with the wave-lengths $\lambda CoK\alpha_1$ =1.78897Å and $\lambda CoK\alpha_2$ =1.79284Å, which was filtered by iron β -filter.

Goniometer speed was $V_g\text{=}1/8^\circ$ 20/min, and running paper speed was 400 mm/h.

It was used GM counter with mean plateau at 1550V. Sensitivity was 640 imp/s full scale, and RC constant was 4 s.

Samples were powdered, and preparations were made in the standard aluminium frame with dimensions $20 \times 10 \times 1.5$ mm, and then they were recorded in the 2θ angle range from 30° to 120° .

There were accomplished measurements of the Bragg angles (2θ) , and at basis of that values there were calculated interplanar spacings (d).

Precision of the diffractometer was controlled before and after the experiments with the metallic Si standard.

Calculation of the unit cell dimensions was accomplished with the programme LSUCRI (Garvey, 1987) for the personal computer.

Contents of the Fe, Mn and Cd were determined with the atomic absorption method with PERKIN-ELMER, model 306.

Contents of the Cu, In and Ga were determined with the spectrograph of high dispersion LITROU-HILGER, E-478, with the guartz and glass prism.

The measured spectral range was from 2700 to 5000Å.

Fusion of a mixture of spectrally pure carbon powder and sample, in a ratio of 1:1, was carried out in a DC arc with a current of 8 A.

The registration of the spectrum is carried out with a ten step rotating sector.

Germanium and palladium were used as the internal standards.

Control of the working graphs obtained at the basis of the synthetic standards, representing a basic intermediate acid

rock was carried out with the international geochemical standards (USGS, ZGI).

Results and discussion

Horizon 670m

Powder diffraction patterns for the 15.611 brownish-yellow and 15.611 brownish-red sphalerite samples are represented at Table 1.

Table 1.

Powder diffraction patterns for the 15.611	brownish-yellow and
15.611 brownish-red sphalerite samples	

JCPDS	15.6	611	15.6	611
05-0566	brownish-yellow		brownish-red	
h k l	d _{obs}	d_{calc}	d _{obs}	d_{calc}
1 1 1α ₁	3.1335	3.1284	3.1369	3.1290
2 0 0a ₁	2.7140	2.7093	2.7165	2.7098
2 0 0α ₂	2.7155	2.7093	2.7155	2.7098
2 2 0α ₁	1.9168	1.9158	1.9184	1.9161
220α2	1.9174	1.9158	1.9186	1.9161
3 1 1α ₁	1.6344	1.6338	1.6352	1.6340
3 1 1α ₂	1.6355	1.6338	1.6348	1.6340
2 2 2α ₁	1.5648	1.5642	1.5655	1.5645
2 2 2α ₂	1.5652	1.5642	1.5656	1.5645
4 0 0α ₁	1.3550	1.3547	1.3552	1.3549
4 0 0α ₂	1.3552	1.3547	1.3553	1.3549
3 3 1α ₁	1.2434	1.2431	1.2435	1.2433
3 3 1α ₂	1.2433	1.2431	1.2435	1.2433
4 2 0α ₁	1.2114	1.2116	1.2117	1.2118
4 2 0α ₂	1.2115	1.2116	1.2116	1.2118
4 2 2α ₁	1.1058	1.1061	1.1059	1.1063
4 2 2α ₂	1.1060	1.1061	1.1060	1.1063
5 1 1α ₁	1.0423	1.0428	1.0426	1.0430
5 1 1α ₂	1.0425	1.0428	1.0426	1.0430

Chemical compositions (in %) for the 15.611 brownish-yellow and 15.611 brownish-red sphalerite samples are represented at Table 2.

Table 2.

Chemical compositions for the 15.611 brownish-yellow and 15.611 brownish-red sphalerite samples

Chemical	15.611	15.611		
composition	brownish-yellow	brownish-red		
Fe	1.41	7.80		
Mn	0.06	0.13		
Cd	0.24	0.21		
Cu	0.0300	0.0316		
In	0.0018	0.0450		
Ga	0.0008	0.0050		
FeS	2.22	12.28		
MnS	0.10	0.21		
CdS	0.31	0.27		
CuS	0.0451	0.0475		

Horizon 690m

Powder diffraction patterns for the 15.623 yellow and 15.604 brown sphalerite samples are represented at Table 3.

Tancic P. et al. CRYSTALLOGRAPHICALY-CHEMICAL CHARACTERISTICS ...

Table 3.

Powder diffraction patterns	for the	15.623	yellow	and	15.0	604
brown sphalerite samples						

	15 623 15 604			
05-0566	vellow		brown	
h k l	d _{obs}	d _{calc}	d _{obs}	d _{calc}
$1 \ 1 \ 1 \ \alpha_1$	3.1332	3.1284	3.1322	3.1286
$2 \ 0 \ 0\alpha_1$	2.7124	2.7093	2.7128	2.7095
$2 \ 0 \ 0\alpha_2$	2.7133	2.7093	2.7104	2.7095
$2 2 0\alpha_1$	1.9168	1.9158	1.9156	1.9159
2 2 0α ₂	1.9177	1.9158	1.9168	1.9159
3 1 1α ₁	1.6342	1.6338	1.6341	1.6339
3 1 1α ₂	1.6349	1.6338	1.6354	1.6339
2 2 2α ₁	1.5646	1.5642	1.5644	1.5643
2 2 2α ₂	1.5644	1.5642	1.5644	1.5643
4 0 0α ₁	1.3548	1.3546	1.3550	1.3547
4 0 0α ₂	1.3547	1.3546	1.3550	1.3547
3 3 1α ₁	1.2429	1.2431	1.2428	1.2432
3 3 1α ₂	1.2430	1.2431	1.2433	1.2432
4 2 0α1	1.2113	1.2116	1.2113	1.2117
4 2 0α ₂	1.2122	1.2116	1.2119	1.2117
4 2 2α ₁	1.1058	1.1061	1.1058	1.1061
4 2 2α ₂	1.1059	1.1061	1.1059	1.1061
5 1 1α ₁	1.0426	1.0428	1.0427	1.0429
5 1 1α ₂	1.0427	1.0428	1.0430	1.0429

Chemical compositions (in %) for the 15.623 yellow and 15.604 brown sphalerite samples are represented at Table 4.

Table 4.

Chemical compositions for the 15.623 yellow and 15.604 brown sphalerite samples

Chemical	15.623	15.604
composition	yellow	brown
Fe	1.35	5.19
Mn	0.05	0.07
Cd	0.25	0.18
Cu	0.0170	0.2000
In	0.0006	0.0130
Ga	0.0032	0.0025
FeS	2.12	8.17
MnS	0.08	0.11
CdS	0.32	0.23
CuS	0.0256	0.3009

Horizon 710m

Powder diffraction patterns for the 15.635 yellow and 15.633 yellow sphalerite samples are represented at Table 5.

Table 5.

Powder diffraction patterns for the 15.635 yellow and 15.633 yellow sphalerite samples

<u> </u>	· · · · ·			
JCPDS	15.6	635	15.633	
05-0566	yel	low	yellow	
hkl	d _{obs} d _{calc}		d _{obs}	d_{calc}
1 1 1α ₁	3.1352	3.1283	3.1356	3.1284
1 1 1α ₂	3.1356	3.1283	/	/
2 0 0a ₁	2.7140	2.7092	2.7140	2.7092
2 0 0a ₂	2.7145	2.7092	2.7127	2.7092

$2.2.0\alpha_{\pm}$	1 9166	1 9157	1 9167	1 9157
$2 2 0 \alpha_2$	1.9169	1.9157	1.9177	1.9157
$3 \ 1 \ 1\alpha_1$	1.6345	1.6337	1.6347	1.6337
3 1 1α ₂	1.6352	1.6337	1.6353	1.6337
2 2 2α ₁	1.5650	1.5642	1.5646	1.5642
2 2 2α ₂	1.5649	1.5642	1.5651	1.5642
4 0 0α ₁	1.3545	1.3546	1.3547	1.3546
4 0 0α ₂	1.3551	1.3546	1.3547	1.3546
3 3 1α ₁	1.2431	1.2431	1.2430	1.2431
3 3 1α ₂	1.2434	1.2431	1.2428	1.2431
4 2 0α ₁	1.2112	1.2116	1.2115	1.2116
4 2 0α ₂	1.2116	1.2116	1.2120	1.2116
4 2 2α ₁	1.1059	1.1060	1.1057	1.1060
4 2 2α ₂	1.1060	1.1060	1.1059	1.1060
5 1 1α ₁	1.0423	1.0428	1.0425	1.0428
5 1 1α ₂	1.0424	1.0428	1.0426	1.0428

Chemical compositions (in %) for the 15.635 yellow and 15.633 yellow sphalerite samples are represented at Table 6.

Table 6.

Chemical compositions for the	15.635	yellow	and	15.	633
yellow sphalerite samples					

Chemical	15.635	15.633
composition	yellow	yellow
Fe	0.82	1.06
Mn	0.05	0.05
Cd	0.22	0.21
Cu	0.0070	0.0316
In	0.0300	0.0100
Ga	0.0004	0.0005
FeS	1.29	1.67
MnS	0.08	0.08
CdS	0.28	0.27
CuS	0.0105	0.0475

Powder diffraction patterns for the 15.634 brown and 15.629 brown sphalerite samples are represented at Table 7.

Table 7.

Powder diffraction patterns	for the	15.634	brown	and	15.629
brown sphalerite samples					

JCPDS	15.6	534	15.629		
05-0566	brown		bro	wn	
h k l	d _{obs}	d_{calc}	d _{obs}	d_{calc}	
1 1 1α ₁	3.1351	3.1285	3.1356	3.1287	
1 1 1α2	3.1354	3.1285	/	/	
2 0 0a1	2.7145	2.7093	2.7153	2.7095	
200α2	2.7121	2.7093	2.7136	2.7095	
2 2 0α ₁	1.9173	1.9158	1.9174	1.9159	
220α2	1.9168	1.9158	1.9174	1.9159	
3 1 1α ₁	1.6344	1.6338	1.6346	1.6339	
3 1 1α ₂	1.6351	1.6338	1.6348	1.6339	
2 2 2α ₁	1.5649	1.5642	1.5648	1.5643	
2 2 2α ₂	1.5654	1.5642	1.5656	1.5643	
4 0 0α ₁	1.3548	1.3547	1.3548	1.3548	
4 0 0α ₂	1.3545	1.3547	1.3542	1.3548	
3 3 1α ₁	1.2429	1.2431	1.2431	1.2432	
3 3 1α ₂	1.2429	1.2431	1.2434	1.2432	

Tancic P. et al. CRYSTALLOGRAPHICALY-CHEMICAL CHARACTERISTICS ...

4 2 0α ₁	1.2119	1.2117	1.2115	1.2117
4 2 0α ₂	1.2118	1.2117	1.2114	1.2117
4 2 2α ₁	1.1056	1.1061	1.1058	1.1062
4 2 2α ₂	1.1056	1.1061	1.1064	1.1062
5 1 1α ₁	1.0425	1.0428	1.0426	1.0429
5 1 1α ₂	1.0430	1.0428	1.0429	1.0429

Chemical compositions (in %) for the 15.634 brown and 15.629 brown sphalerite samples are represented at Table 8.

Table 8.

Chemical compositions for the 15.634 brown and 15.629 brown sphalerite samples

Chemical	15.634	15.629
composition	brown	brown
Fe	2.88	4.06
Mn	0.11	0.05
Cd	0.21	0.21
Cu	0.1200	0.0320
In	0.0060	0.0600
Ga	0.0008	0.0090
FeS	4.53	6.39
MnS	0.17	0.08
CdS	0.27	0.27
CuS	0.1805	0.0481

Relation between the calculated unit cell dimensions and the FeS and CuS contents

Unit cell dimensions were calculated in the space group F $\overline{43}m$ (Swanson and Fuyat, 1953) with the 19 and 20 reflections which are represented at Tables 1, 3, 5 and 7.

Axis a_0 are represented in Å, while the volumes V_0 are represented in Å³.

For the comparison, together with the crystallographical parameters there are also represented values of the FeS and CuS contents (in %) from Tables 2, 4, 6 and 8.

These results are represented at Table 9.

Table 9.

Calculated u	nit cell dimer	nsions and th	e FeS and C	CuS contents

	a ₀	V ₀		
JCPDS 05-0566	5.406	157.99	FeS	CuS
15.635 yellow	5.4184(6)	159.08(5)	1.29	0.01
15.633 yellow	5.4185(5)	159.09(4)	1.67	0.05
15.623 yellow	5.4186(4)	159.10(4)	2.12	0.03
15.611 brownish -yellow	h 5.4186(6)	159.10(5)	2.22	0.04
15.634 brown	5.4187(5)	159.10(5)	4.53	0.18
15.629 brown	5.4190(5)	159.14(5)	6.39	0.05
15.604 brown	5.4189(4)	159.13(3)	8.17	0.30
15.611 brownish -red	5.4195(6)	159.18(6)	12.28	0.05

From Tables 1-9 it can be seen that the d-values and calculated unit cell dimensions (a_0 and V_0) of sphalerites increase with the FeS contents.

Only at the 15.634 brown and 15.604 brown sphalerite samples it can be seen the irregularities of increasing of the crystallographic parameters regard to the composition, but it can be consider within the range of the standard error.

Although it is in the range of the standard error, this lower unit cell dimensions are most probably caused by the considerable bigger CuS contents (0.18 and 0.30 %) regard to the other investigated sphalerites.

Variation of the unit cell dimension a_0 by the FeS contents for the yellow and brown sphalerites from Kizevak is represented at Figure 1, together with the variation lines by Skinner *et al.* (1959) and Barton and Toulmin (1966).



Fig. 1. Variation of the unit cell dimension a₀ by the FeS contents for the yellow and brown sphalerites from Kizevak. Lines: 1 by Skinner *et al.* (1959) and 2 by Barton and Toulmin (1966)

From Figure 1 it can be clearly seen that there is reducing of the unit cell dimensions for the 15.634 brown and 15.604 brown sphalerite samples.

At such manner there were confirmed the conclusions of Toulmin (1960), Wiggins and Craig (1980) and Toulmin *et al.* (1991) that substitution of the Cu in Fe-sphalerites decrease the unit cell dimensions.

From Figure 1 it can be also seen the differences between the variation of the unit cell dimension a_0 by the FeS contents for the sphalerites from Kizevak regard to the variation lines by Skinner *et al.* (1959) and Barton and Toulmin (1966).

That differences are considerable and they decrease with the increasing of the FeS content.

Also, it was established that sphalerite compositions and their unit cell dimensions are more or less different at different

depths and also they are different for the yellow and brown varietys (by their predominated color).

Regard to the literature datas (Swanson and Fuyat (1953), JCPDS 05-0566), all investigated sphalerites has considerable bigger unit cell dimensions than pure ZnS.

It can not be find the appropriate explanation for these differences, except that sphalerites from Kizevak was formed under the different P-T-X conditions than sphalerites from the literature datas.

Conclusion

With the X-ray, chemical and spectrochemical methods there were investigated monomineral concentrations of the yellow and brown (by their predominated color) sphalerite varietys from the polymetallic Pb-Zn ore deposit Kizevak from the different horizons at 670, 690 and 710m.

Results of the X-ray investigations are represented at Tables 1, 3, 5 and 7, and the results of the chemical and spectrochemical compositions at Tables 2, 4, 6 and 8.

There were calculated sphalerite unit cell dimensions for which it was confirmed that increase with the increasing of the FeS contents and which decrease with the increasing of the CuS content (Table 9 and Figure 1).

Sphalerite compositions and their unit cell dimensions are more or less different at different depths, and also they are different for the yellow and brown varietys.

Calculated unit cell dimensions from the X-ray investigations are considerable bigger related to that from the literature datas, while the difference between them decrease with the increasing of the FeS contents. It was presumed that these differences are caused by the different P-T-X conditions of the formation of the sphalerites from Kizevak regard to the sphalerites from the literature datas.

References

- Barton P. B. Jr. and Toulmin P. III 1966. Phase relations involving sphalerite in the Fe-Zn-S system, *Econ. Geol.*, 61, 815-849.
- Garvey R. 1987. Least-square unit cell refinement, Version 86,2, Dept. of Chemistry, North Dakota State University.
- Kullerud G. 1953. The FeS-ZnS system: A geological thermometer, *Norsk Geologisk Tiddskrift*, 32, 61-147.
- Scott S. D. 1973. Experimental calibration of the sphalerite geobarometer, *Econ. Geol.*, 68, 466-474.
- Skinner B. J. 1961. Unit-cell edges of natural and synthetic sphalerites, *Am. Min.*, 46, 1399-1411.
- Skinner B. J., Barton P. B. Jr. and Kullerud G. 1959. Effect of FeS on the Unit Cell Edge of Sphalerite, *Econ. Geol.*, 54, 1040-1046.
- Swanson H. E. and Fuyat R. K. 1953. JCPDS 05-0566, Sphalerite, syn, Natl. Bur. Stand. (U.S.), Circ. 539, II, 16.
- Toulmin P. III 1960. Effect of Cu on sphalerite phase equilibriaa preliminary report (abs.), *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 71, 1993.
- Toulmin P. III, Barton P. B. Jr. and Wiggins L. B. 1991. Commentary on the sphalerite geobarometer, *Am. Min.*, 76, 1038-1051.
- Wiggins L. B. and Craig J. R. 1980. Reconnaissance of the Cu-Fe-Zn-S system: Sphalerite phase relationships, *Econ. Geol.*, 75, 742-751.

Препоръчана за публикуване от катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

OCCURENCE OF ALUNITE AND NATROALUNITE AT VELIKI BUKOVIK (Raska, Serbia)

P. Tancic, V. Janezic

Geoinstitute, Rovinjska 12, 11000 Belgrade, Serbia and Montenegro

ABSTRACT. Alunite and natroalunite from Veliki Bukovik near Raska (Serbia) were determined. There were obtained following unit cell dimensions and crystallochemical formulas:

alunite: a₀=6.976(1)Å; c₀=17.295(6)Å; V₀=729.0(3)Å³; c₀/a₀=2.479; (K₀.₂₂(H₃O)⁺₀.₁9)₁.₀₁Al₃.₀₃(S₀.₃9O₄)₂(OH)₀

natroalunite: $a_0=6.981(1)$ Å; $c_0=16.884(6)$ Å; $V_0=712.6(3)$ Å³; $c_0/a_0=2.419$; $(Na_{0.51}K_{0.38}(H_3O)^+_{0.12})_{1.01}AI_{3.03}(S_{0.99}O_4)_2(OH)_6$

Presence of the hydronium ion in the structures of these minerals indicate to the low temperature and low pressure of the formation, at acid conditions and with high sulphate activity.

НАХОДИЩЕ НА АЛУНИТ И НАТРОАЛУНИТ ПРИ ВЕЛИКИ БУКОВИК (Раска, Сърбия)

П. Танич, В. Янежич

Геоложки институт, ул. "Ровинарска" 12, 11 000 Белград, Сърбия и Черна гора

РЕЗЮМЕ. Извършени са определения алунита и натроалунита от находище Велики Буковик близо до Раска (Сърбия). Получени са следните стойности за единичните кристали и кристалографски формули:

алунит: ао=6.976(1)Å; со=17.295(6)Å; Vo=729.0(3)Å³; со/ао=2.479; (Ко.82(H₃O)⁺0.19)1.01АІ3.03(So.99O4)2(OH)6

натроалунит: a₀=6.981(1)Å; c₀=16.884(6)Å; V₀=712.6(3)Å³; c₀/a₀=2.419; (Na_{0.51}K_{0.38}(H₃O)^{*}_{0.12})_{1.01}Ál_{3.03}(S_{0.39}O₄)₂(OH)₆

Присъствието на водороден йон в структурата на тези минерали е белег, че скалнообразуващите процеси са протекли при ниска температура и ниско налягане, в киселинни условия при висока сулфатна активност.

Introduction

Alunite mineral group because of their characteristics and wide possibilities of ionic substitutions, inspired many researchers to apply various investigations.

There were investigated their structure, chemical compositions, solid solutions, isomorphism, formation, industry applications, synthesis, etc.

Here we will mention some of the most important previous investigations, and which are related to our.

Crystall structure of alunite was first determined by Hendricks (1937) at basis of the hexagonal unit cell with Z=3 and without the center of the symmetry.

Brophy *et al.* (1962) investigated solid solution between the synthetic alunites and jarosites and established that Al^{3+} -Fe³⁺ ionic exchange induce small effect at the c₀-axis, but it produces continual variation of the a₀-axis.

They constructed the diagram of the linear variation of the a_0 and c_0 -axis by the Al³⁺ and Fe³⁺ content.

Parker (1962) investigated isomorphous substitutions at the natural and synthetic alunites and natroalunites. It was established that substitution of K^+ with Na⁺ produces large variation at the c₀-axis, while a₀-axis remains almost invariable.

Also, it was represented the diagram of the a_0 and c_0 -axis variation by the relative atomic content of the potassium and sodium, respectively to the alunite-natroalunite isomorphous series.

Wang et al. (1965) confirmed the structure model which was represented by Hendricks (1937), but they emphasized that it's

model is actually centro-symmetric, i.e. that space group is actually R $\overline{3}$ m, and not R3m.

Sheridan and Royse (1970) presumed that diagenetic or low-temperature alunites has part of the alkalies exchanged with the part of $(H_3O)^+$ ions, while at hydrothermally alunites that isn't occasion.

Menchetti and Sabelli (1976) confirmed the variations of the unit cell dimensions, nevertheless c_0 -axis vary with the Na⁺-K⁺ substitution, while a_0 -axis vary with the Al³⁺-Fe³⁺ substitution, which was previously established by Brophy *et al.* (1962), Parker (1962) and Brophy and Sheridan (1965).

They also confirmed that all of the solid solutions in the alunite, woodhouseite and crandallite mineral series belong to the space group R $\overline{3}$ m.

Vasic (1986) mostly with the DTA, TGA and chemical analysis explored alunites at Veliki Bukovik (Raska, Serbia).

One of the most representative and pure samples from this locality was chosen and in our paper investigated with the X-ray powder diffraction analysis.

Obtained results from the crystallographical parameters were used for the determination of the ionic substitutions and for the comparison with the results of the chemical analysis and obtained crystallochemical formulas.

Applied methods

The X-ray investigations were performed with the automatically diffractometer for powder PHILIPS, PW-1710.

It was used long-focus (LFF), Cu-anode (U = 40 kV and I = 30 mA), with monochromated K α_1 radiation (λ = 1.54060Å) and Xe proportional counter.

Diffraction datas were collected in the angle range 2θ from 4° to 70°, with keeping back with 2.5 second on every 0.02°.

For measurement of the angle positions of the diffraction maximums and their belonging intensities there was used base program PW-1877.

Precision of the diffractometer was controled before and after the experiment with the metallic Si powder.

Results and discussion

X-ray investigations

The X-ray powder diffraction pattern of the investigated sample, with the observed values of the interplanar spacings (d_{obs}) and identified minerals, is represented at Figure 1.



Fig. 1. Indiced X-ray powder diffraction pattern

With the X-ray qualitative, semiquantitative powder diffraction analysis it was established that there are following minerals by their quantity: alunite ($\approx 47.5\%$), natroalunite ($\approx 47.5\%$), and

inconsiderable jarosite (\approx 3.5%), quartz (\approx 1%) and feldspars (\approx 0.5%).

Values of the observed (d_{obs}) and calculated (d_{calc}) interplanar spacings, and observed intensities (I_{obs}) of the alunite and natroalunite are represented at Tables 1 and 2.

Table 1.

V	alues f	for the	inter	olanar	spacings	and	intensities	of alunite

hkl	d _{calc}	d _{obs}	lobs
003	5.765	5.742	22
101	5.704	5.692	22
012	4.953	4.942	63
1 1 0	3.488	3.486	20
021	2.976	2.976	100
006	2.882	2.880	47
202	2.852	2.856	43
024	2.476	2.475	3
107	2.287	2.286	21
205	2.275	2.271	26
116	2.222	2.222	6
122	2.208	2.208	6
300	2.014	2.016	1
0 0 9α ₁	1.922	1.924	16
0 0 9α ₂	1.922	1.922	20
3 0 3α ₁	1.901	1.901	32
3 0 3α ₂	1.901	1.902	29
2 2 0α ₁	1.744	1.745	21
2 2 0α ₂	1.744	1.744	10
312	1.645	1.645	4
134	1.562	1.561	1
0 2 10	1.501	1.501	11
226	1.492	1.491	14
042	1.488	1.488	13
404	1.426	1.426	1
137	1.387	1.388	2
045	1.384	1.383	3
232	1.368	1.368	3

Table 2.

Values for the interplanar spacings and intensities of natroalunite

l _{obs} 22
22
22
6
34
20
100
19
13
6
1
29
9
21
10
4
11
13
3
3

Regardless that jarosite is of the very small ammount, it is also represented it's values of the observed (d_{obs}) and calculated (d_{calc}) interplanar spacings, and observed intensities (I_{obs}) at Table 3.

Table 3.

Values	for the	internlanar	snacinas	and in	ntensities	of iarosi	ťρ
values		merpianai	spacings	anu ii	11011011100	u jaiusi	ιc

		•	
hkl	d _{calc}	d _{obs}	l _{obs}
101	5.929	5.931	1
003	5.742	5.742	22
012	5.092	5.094	3
021	3.105	3.110	3
113	3.078	3.078	4
202	2.964	2.976	100
006	2.871	2.880	47
024	2.546	2.544	1
107	2.293	2.286	21
1 1 6	2.256	2.249	13
303	1.976	1.980	1
009	1.914	1.918	20
220	1.823	1.818	1
1 3 1α ₁	1.742	1.745	21
1 3 1α ₂	1.742	1.744	10
3 1 5	1.561	1.561	1
2 2 6	1.539	1.540	1
4 0 4	1.482	1.479	8
137	1.427	1.426	1

With the LSUCRI programme (Garvey, 1987) there were calculated in the space group R $\overline{3}m$ unit cell dimensions of alunite, natroalunite and jarosite, and represented at Table 4.

Table 4.

Calculated unit cell dimensions

	alunite	natroalunite	jarosite
a ₀ (Å)	6.976(1)	6.981(1)	7.291(4)
c ₀ (Å)	17.295(6)	16.884(6)	17.23(2)
V ₀ (Å ³)	729.0(3)	712.6(3)	793(1)
c ₀ /a ₀	2.479	2.419	2.363

In the Introduction we emphasized that a_0 -axis vary with the AI-Fe content, while c_0 -axis vary with the Na-K content (Brophy *et al.*, 1962; Parker, 1962; Menchetti and Sabelli, 1976).



Fig. 2. Variation diagram by Brophy et al. (1962)

From the diagram of the linear variation of the a_0 and c_0 -axis by the Al and Fe³⁺ content which was established by Brophy *et al.* (1962), and which is here represented at Figure 2, it can be seen that:

- 1. investigated alunite (A) belongs by the a_0 and c_0 -axis to alunite;
- investigated natroalunite (NA) by the a₀-axis belongs to alunite, while by the c₀-axis not, which indicate to the increased content of the Na-component; and
- investigated jarosite (J) by the a₀ and c₀-axis belongs to the jarosite part of the diagram.



Fig. 3. Variation diagram by Parker (1962)

From the variation diagram of the a_0 and c_0 -axis by the relative atomic content of K and Na (respectively alunitenatroalunite component and the curve for the natural alunites) which was established by Parker (1962), and which is here represented at Figure 3, it can be seen that:

- investigated alunite (A) by the c₀ axis (17.295 Å) belongs to alunite with 82% K : 18% Na;
- investigated natroalunite (NA) by the c₀ axis (16.884 Å) belongs to natroalunite with 62% Na : 38% K.

With this investigations it was confirmed that the a_0 -axis vary with the Al³⁺-Fe³⁺ substitution, while the c_0 -axis vary with the K⁺-Na⁺ substitution.

Contribution to that (Table 4) is that:

- calculated values of the a₀-axis for alunite and natroalunite are similar, while for jarosite it is different; and,
- 2. calculated values of the c₀-axis for alunite and jarosite are similar, while for natroalunite it is different.

Crystallochemical formulas

The end members of the alunite mineral group are: alunite: $KAI_3(SO_4)_2(OH)_6$, natroalunite: $NaAI_3(SO_4)_2(OH)_6$, jarosite: $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ and natrojarosite: $NaFe_3(SO_4)_2(OH)_6$.

Results of the chemical investigations and various calculations are represented at Table 5.

Table 5.

Chemical analysis (a), calculated chemical analysis (b and c) and calculated number of ions (d)

	а	b	С	d
SiO ₂	1.40			
Al_2O_3	36.51	36.30	38.14	6.06 Al
Fe ₂ O ₃	1.24			
FeO	0.00			
CaO	0.21			
MgO	0.02			
MnO	0.00			
K ₂ O	6.86	6.62	6.96	1.20 K
Na ₂ O	1.87	1.87	1.96	0.51 Na
SO3	38.17	37.34	39.24	3.97 S
H ₂ O ⁻	0.23			
H ₂ O ⁺	13.32	13.04	13.70	12.31 H
Σ	99.83	95.17	100.00	

Chemical analysis (column a) of the investigated sample (Vasic, 1986) was first calculated to that oxides which can theoretically enter into the composition of alunite and natroalunite (column b), and to avoid the minor minerals (jarosite, guartz and feldspars).

From the Fe_2O_3 content which is 1.24% it can be calculated from the jarosite ideal composition (Brophy *et al.*, 1962) that the jarosite content in the investigated sample is 2.59%.

That data is something smaller, but similar to the content which was obtained by the X-ray semiquantitative analysis (\approx 3.5%).

From the content of jarosite which is 2.59%, it can be calculated that it can be also substracted 0.24% of the K₂O, 0.83% of the SO₃ and 0.28% of the H₂O⁺, which also belong to this mineral.

Because it was very difficult to determine of what kind are feldspars (K, Na or Ca), and according to the fact that they are of minor ammounts ($\approx 0.5\%$), there were not applied the substraction from the K₂O and Na₂O contents, but it was substracted the part of the Al₂O₃ which is estimated to 0.21%.

That content for the Al_2O_3 was presumed, because it is similar to the average value for the various kinds of feldspars with that ammount.

After that, contents from the column (b) were calculated to 100%, which is represented at the column (c).

Number of ions were calculated at basis of the 28 O (column d) because alunite and natroalunite are of the equally content ($\approx 47.5\%$), and what was determined from the intensities from the X-ray semiquantitative investigations.

Quantity of alunite and natroalunite ($\approx 95\%$) is in very good agreement with the chemical analysis (b) which is 95.17%.

For the calculations of the crystallochemical formulas, as the start, it can be used the obtained ratio for natroalunite from c_0 axis which is 62% Na : 38% K (Figure 3).

At such manner, for natroalunite there were obtained 0.38 of the potassium and 0.51 of the sodium.

Remained part to the 62% of the sodium should be supplemented with the 0.11 of the hydronium ion, because Na⁺ and $(H_3O)^+$ have similar values of the ionic radius which are 0.95 and 0.99Å (Parker, 1962).

Remained part of the potassium which is 0.82 (Table 5, column d) belongs to alunite, and the difference to 1.00 which is 0.18 belongs to the hydronium ion $(H_3O)^*$.

As it can be seen from the Table 5, number of the H⁺ ions is 12.31. After the all of the calculations there is remained of 0.02 H⁺ which can be equally distributed to alunite and natroalunite.

Finally, the obtained crystallochemical formulas from these calculations for these two minerals are represented at Table 6.

Table	6.
-------	----

Crystallocnemical formula	las	formu	emical	talloch	Crv
---------------------------	-----	-------	--------	---------	-----

er) stans showing	
alunite	$(K_{0.82}(H_3O)^+_{0.19})_{1.01}AI_{3.03}(S_{0.99}O_4)_2(OH)_6$
natroalunit	(Na _{0.51} K _{0.38} (H ₃ O) ⁺ _{0.12}) _{1.01} Al _{3.03} (S _{0.99} O ₄) ₂ (OH) ₆
е	

These crystallochemical formulas could be something different, but only at the Na⁺ and $(H_3O)^+$ distribution, because of their similar ionic radius, while the potassium contents remained constant.

As it was previously mentioned, at alunite at the basis of the c_0 unit cell dimension it was obtained that it is 18% of the potassium substituted, what is in a very good agreement with the calculated crystallochemical formula in which is 18-19% of potassium substituted.

Also, at natroalunite at the basis of the c_0 unit cell dimension it was obtained that it is 62% of the potassium substituted, what is in a very good agreement with the calculated crystallochemical formula in which is 62-63% of potassium substituted.

The excess of the Al³⁺ ions is very small. It could be probably assigned to the accessory feldspars, but it was almost imposible to determine the accurate part of the Al₂O₃ content which could be substracted from the chemical analysis.

Despite of all of that speculations, obtained crystallochemical formulas are almost ideal.

Many authors (Brophy *et al.*, 1962; Parker, 1962; Sheridan and Royse, 1970) signified that excess of water, i.e. entry of the $(H_3O)^+$ ions into the structure of the minerals of the alunite group indicate to the low temperature and low pressure of the origin.

Also, by Knight (1977) formation of alunite requires acid conditions and high sulphate activity.

Considering to that datas, our opinion is that investigated alunite and natroalunite from Veliki Bukovik are most probably of diagenetic or low-temperature formation at acid conditions and with the high sulphate activity.

Conclusion

With the X-ray powder diffraction analysis it was determined the mineral composition of one representative sample from Veliki Bukovik, as the mixture of alunite and natroalunite which are of thereabout equally content, while jarosite, quartz and feldspars are minorly represented.

There were determined the unit cell dimensions of alunite, natroalunite and jarosite in the space group R $\overline{3}$ m (Wang *et al.*, 1965; Menchetti and Sabelli, 1976).

At basis of that unit cell dimensions in alunite and natroalunite there were determined the contents of the individual elements, respectively extent of the isomorphous substitutions from the diagrams from the literature datas (Brophy *et al.*, 1962; Parker, 1962).

That datas were used for the determination of the crystallochemical formulas of alunite and natroalunite.

These obtained crystallochemical formulas are in very good agreement with the compositions which were obtained through the crystallographical parameters.

It was confirmed that the a_0 -axis vary with the AI^{3+} -Fe³⁺ substitution (for alunite and natroalunite they are similar, while for jarosite it is different), while the c_0 -axis vary with the K⁺-Na⁺ substitution (for alunite and jarosite they are similar, while for natroalunite it is different).

It is very significant that at alunite and natroalunite part of the alkalies was substituted with the hydronium ion.

That excess of water in the structures of these minerals indicates to the low temperature and low pressure of the origin (Brophy *et al.*, 1962; Parker, 1962; Sheridan and Royse, 1970).

Also, alunite formation requires acid conditions and high sulphate activity (Knight, 1977).

According to that datas, alunite and natroalunite from Veliki Bukovik are most probably of diagenetic or low-temperature formation at acid conditions and with the high sulphate activity.

Acknowledgements

Authors are grateful to Dragan Pesic at the concessioned sample, and to prof. Dr Radovan Dimitrijevic and Branislav Adamovic for their assistance.

References

- Brophy G. P., Scott E. S. and Snellgrove R. A., 1962. Sulfate studies II, Solid solution between alunite and jarosite, *Am. Min.*, 47, 112-126.
- Garvey R. 1987. Least-square unit cell refinement, Version 86,2, Dept. of Chemistry, North Dakota State University.
- Hendricks S. B. 1937. The crystal structure of alunite and jarosites, *Am. Min.*, 22, 733.
- Knight J. E. 1977: A thermochemical study of alunite, enargite, luzonite and tennantite deposits, *Econ. Geol.*, 72, 1321-1336.
- Menchetti S. and Sabelli C. 1976. Crystal chemistry of the alunite series: crystal structure refinement of alunite and synthetic jarosite, *N. Jb. Miner. Mh.*, 9, 406-417.
- Parker R. L. 1962. Isomorphous substitution in natural and synthetic alunite, *Am. Min.*, 47, 127-136.
- Sheridan M. F. and Royse C. F. Jr. 1970: Alunite: A new occurrence near Wickenburg, Arizona, Am. Min., 55, 2016-2022.
- Vasic I. 1986. Izvestaj o istrazivanju alunita u sektoru Biocina kod Raske, FSD: Rep. SIZ za geol. istr., Beograd. (in Serbian)
- Wang R., Bradley W. F. and Steinfink H. 1965. The crystal structure of alunite, *Acta Cryst.*, 18, 249-252.

Препоръчана за публикуване от катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

MINERALOGY AND PETROGRAPHY OF NEW OCCURENCES DEPOSITS OF THE ZEOLITIC TUFF IN NORTHEAST JORDAN

K. Tarawneh

Natural Resources Authority, Geology Directorate, P.O.Box 7. Aman, Jordan, e-mail: Tarrawnehkh@hotmail.com

ABSTRACT. The occurrences deposits of the zeolitic tuff were studied in four areas through detailed geological mapping at a scale 1:50.000 in northeast Jordan and through exploration project. These deposits covered large areas and characterized by rich content, lateral and vertical homogenous distribution of the zeolite minerals. The zeolites are an abundant constituent in these deposits, which form more than 50% of the rock. A detailed field investigation was carried out along systematic horizontal and vertical sampling and subsurface samples from boreholes and trenches. A detailed petrographic, mineralogical and geochemical investigations including XRD, XRF, optical, electron microscopy, binocular microscope, polarizing microscope and SEM were carried out on the samples to understand the nature of the zeolite minerals of these deposits. The new zeolitic tuff deposits are of commercial value due to the high content of the zeolite minerals, contain large grain size zeolite minerals, relatively poorly lithified and porous. These properties are all favourable for successful beneficiation. Experimental investigations on the zeolitic tuff emphasized the importance of the Jordanian zeolites for use in wastewater treatment plants and as a soil conditioner and as slow- release fertilizer.

МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ НА НОВИТЕ НАХОДИЩА НА ЗЕОЛИТНИ ТУФИ В СЕВЕРОИЗТОЧНА ЙОРДАНИЯ

Х. Тараунех

Национална служба по полезни изкопаеми, п.к. 7, Аман, Йордания, e-mail: Tarrawnehkh@hotmail.com

РЕЗЮМЕ. Находищата на зеолитни туфи са проучени в четири площи в североизточна Йордания с детайлно геоложко картиране в мащаб 1:50.000 в и проект за проучване. Тези находища са разположени на големи площи и се характеризират с високо съдържание на зеолитните минерали, равномерно разпределени във вертикална и хоризонтална посока. Зеолитите са главен скалообразуващ минерал, който формира повече от 50 % от основната скала. Проведено е детайлно полево проучване посредством систематично хоризонтално и вертикално опробване, като голям брой от пробите са взети от сондажи и канави. На пробите са извършени детайлни петрографски, минераложки и геохимични изследвания, включващи XRD, XRF, оптически методи, микроскопия с поляризационен микроскоп и спектрален емисионен анализ с цел изясняване на характеристиката е на зеолитните минерали от тези находища. Тези нови находища на зеолитни туфи имат икономическо значение, поради високото съдържание на зеолитни минерали, съдържанието на зеолитни голям размер на зърната, относително ниската литификация и порестост. Всички тези свойства са благоприятни за успешното обогатяване на суровината. Експерименталните изследвания на зеолитни туфи подчертават значението на йорданските зеолити за използване в пречиствателните станции за отпадъчни води и като торове за бавно подобряване свойствата на почвата.

Introduction

The new occurrences of the zeolitic tuff deposits are belong to the Cenozoic continental basaltic rocks exposed in northeast Jordan which are the northern extension of the North Arabian Volcanic Province. This province covers a total area of more than 46.000 km² (from Syria to Saudi Arabia) of which 11.000 km² are only in Jordan. The province is underlain by the Azraq-Sirhan Graben that is parallel to the axis of the Red Sea and is truncated at the Dead Sea-Gulf of Agaba Transform Fault.

Detailed geological mapping of the northeast Jordan was carried out by the Natural Resources Authority since 1988, which allowed to produce several 1:50,000 geological maps. Ibrahim (1993) studied in detail the basaltic province, redefined and subdivided the exposed volcanics of the Harrat Ash Shaam Basaltic Super-Group into five groups: Wisad, Safawi, Asfar, Rimah and Bishriyya.

Based on new K-Ar dating of the basalt Tarawneh *et al.* (2000), subdivided the Harrat Ash Shaam Basaltic Super- Group into three major phases. The first phase is of Oligocene age 26.0-21.0 Ma. The second phase is of late Miocene (12-8Ma)

and the third phase is mostly of Pliocene – Quaternary (6-<0.5Ma).

Geological Setting of the Zeolite Depoists

Phillipsite tuff was discovered by Dwairi (1987) in Jabal Aritayn, whereas, the economic zeolite deposits in the other localities in the Badia region were discovered by Ibrahim, (1996) including Jabal Aritayn, Tell Rimah, Tell Hassan, Tulul Al Ashaqif which are belong to the Aritayn Volcaniclastic Formation with variable thickness from few meters up to 100 m. The new occurrences of the zeolite and zeolitic tuff were indicated also in Tlull Hmelan, Tlull Hasnah, Jabal Hannoun and are belong to the Tlull Ash Shahba (Al Ashagef) area (Tarawneh et al., 2002). These deposits litholgically and stratigraphically are belong to the Aritayn Volcaniclasitcs Formation (AVF) which is part of the Rimah Group (RG).

The AVF is part of composite cider cones and stratovolcanic centers type and is composed mostly of pyroclasitc materials interbedded with thin layers of lava flows. The AVF consists of stratified, sorted, poorly cemented air-fall tuff and agglomerate

K. Tarawneh MINERALOGY AND PETROGRAPHY...

intercalated. The pyroclasitcs consist of fine-grained ash, angular to subangular and spherical lapilli, volcanics bombs, blocks and lithic fragments and mantle-derived xenolith. Ibrahim (1995) subdivided the AVF into three distinctive diagentic zones with respect to degree of alteration of sideromelan or basaltic glass. The upper zone contains fresh sideromelan (8-40m thick). It consist mainly of welded agglomerates, weldded labilli tuff alternating with tephra; The middle zone is characterized by palagonitization of sideromelan (10-20m thick) and comprises palagonitized tuff composed of badly sorted labilli and scoria blocks and it is characterised by variable colours from dark brown to reddish brown. The lower zone (6-40 m thick) is the zone of zeolitization, where the tuff granules are cemented by a colorless to white coating composed of zeolites and calcite (Ibrahim, 1996). Field evidences indicate that both vertical and lateral zoning in the distribution of zeolite minerals have been established. There is no significant difference in geological setting among the different new localities in the study area.

The zeolite minerals are formed in pore spaces among the glass shards as well as in the vesicles and bubbles of the volcanic tuff. From the top to the bottom direction the quantity of the zeolite reach up to 60 %.

Analytical Methods

More than 100 samples from boreholes and outcrops were examined meanly by means of X-ray diffraction, XRF and ICP analysis. The mode of occurrences of the authoginic minerals was observed by petrographic microscope and SEM.

Results and Discussion

Detailed field investigation of the Aritayn Formation by Ibrahim (1996b) indicate the presence of the vertical zonation more or less similar to these described in Kako Crater, Hawaii, by Hay and lijima (1968). According Ibrahim (1996) the zonation is defined with respect to the degree of alteration of sideromelane to a reddish-brown colored palagonite, from a surface zone "Zone 1" contains a relatively fresh sideromelane to a zeolitic zone "Zone 3", with an intermediate zone of palagonite which is almost free of zeolite "Zone 2". At outcrop the zones can be recognized by their distinctive weathering colors. In detailed, Zone 1 consists mainly of massive and thick layers of welded agglomerates, welded lapilli tuff alternated with tephra laminae, all of which contain nearly fresh sideromelane and sometimes cemented by carbonate. It is distinguished by black to light gray color and is variable in thickness from 10 m up to 40 m due to local variation in permeability. Zone 2 is 10 m to 20 m

Table 1.

Constituent proportions of the fresh glass in the Aritayn Volcaniclastic Formation

thick, comprises palagonitized tuff composed of badly sorted lapilli and sometimes scoria blocks, and is characterized by dark brown to reddish brown colors. In Zone 3, the zeolites vary from a small percent up to 60% of the total mineral phases in the rock, occur chiefly in form of cement combining the forementioned clasts and also they line or fill vesicles. In some examples, zeolites were also found replacing glass fragments.

It displays distinctive yellowish light brown color. The highly zeolitized areas contain soft and friable highly altered lapilli clasts cemented by a thick coating of zeolite and calcite. In a few cases, zeolite bearing lenses and/or bands follow the joints system in Zone 2. The exposed thickness of the zeolitic zone is between 6 m and 20 m. The contact between zones are sharp and roughly follow the topography and cuts across stratification. Diagenesis involves palagonitization of sideromelane and the formation of authigenic minerals including zeolites and calcite. The amount of the former is generally proportional to the amount of palagonite in the tuff, a fact emphasized by previous studies (i.e., Hay and lijima, 1968).The detailed mineralogy of the zones and further classification to sub-zones are described in this paper.

1. Volcanic Tephra

The volcanic tephra comprises massive, poorly cemented lapilli vitric tuff to coarse vitric ash tuff. The cementing material consist essentially of zeolite and calcite. Clasts are usually subangular, and less than 5 mm in grain size with poor packing. In addition to fresh and palagonitized sideromelane clasts, the tuff contains lesser amounts of crystal shards and lithic clasts. Crystal shards are made mainly of olivine, fewer amounts of ortho- and clinopyroxene, and minor amounts of spinel. The lithic clasts consist of the following lithologies: Vesicular, brown to dark brown, microcrystalline, olivine phyric basalt, and pyroxene olivine phyric basalt; upper crustal inclusions including sandstone, limestone, guartzite, argillite, chert and phosphorite and ultramafic xenoliths including all the spectrum of both the (spinel) peridotite and (spinel) pyroxenite, in addition to garnet pyroxenite and Pyroxenite (enstatite) (Tarawneh and Abu Jassar, 1994).

2. Sideromelane

It comprises greenish light brown, hypohyaline, texturally uniform and smooth groundmass with fresh olivine phenocrysts or needles. pereletic cracks are exploited by dark brown to black staining. Microlites and crystallites of pyroxene and plagioclase are rare (Table 1). Vesicles are mostly rounded, but with different sizes and coated by calcite.

Constituent proportions of the nesh yids	s in the Antayn Volcaniciasiic		
Component	Vol. %	Component	Vol. %
Olivine phenocrysts Olivine needles	15 - 20	Pyroxene microlites Opaque	2 - 5
Plagioclase microlites	5 - 10	Sideromelane	2 - 5
	2 - 5		65 - 71

3. Palagonite

It is made of a groundmass of reddish brown to yellowish brown and golden red hydrated sideromelane with distinctive hydration polygonal cracks. The palagonte occurs either as smooth or mottled consists of tiny (less than 1 mm) massive, yellow-brown, isotropic ooidal spherulites. The palagonite granules and the vesicles inside always exhibit a darker colored mantle zone of palagonite, named by Dwairi (1987) as rim zone palagonite. Authigenic minerals usually coat both the granules and the vesicles. The chemical composition of palagonite, is rather variable and reflects the degree of the palagonitization. It was noticed by many authors that Fe and Ti content in the palagonite is proportional to the degree of the palagonitization of the sideromelane.

4. Faujasite

Faujasite is discovered by Ibrahim and Hall (1995). It occurs in colorless, equant, isotropic, isolated and aggregated crystals. It always tends to develop crystals between 100 m and 50 m, grows directly on the vesicle walls or sometimes preceded by the smectite phase. In many instances, it forms a continues isotropic rim enclosing palagonite clasts and preceding the crystallization of phillipsite. This was previously interpreted by Dwairi (1987) as an amorphous aluminosilicate gel. Scanning electron microscopy shows that the mineral occurs in the form of octahedral crystals.

5. Phillipsite

Phillipsite occurs mainly as colorless, radiating crystal aggregates forming a thin rim on pyroclasts. It is also present as isolated euhedral stout prisms. Rosettes of radiating and spherulitic crystal form are typical. The pseudorthorhombic symmetry is evident from the two-sided dome terminating crystals (Mumpton and Ormsby, 1976). Crystals are commonly less than 50 m long and rarely as long as $300 \ \mu m$.

6. Chabazite

Chabazite occurs in transparent, isolated or clustered, equant, rhombic, crystals with a rhombohedral cleavage, simple penetration twining and zoning. Crystals vary in grain size from several microns up to 200 μ m.

Table 2.

X-Ray Diffraction Analysis

ccurs in		
stals. It 50 m,	Paragenesis of Authigenic Minerals	
all and the		

parts of vesicles and the intergranular space.

7. Calcite

The order of paragenesis of the principal authigenic minerals in the Aritayn Volcaniclastic Formation, determined based on petrographic and scanning electron microscopy aided with electron microprobe analysis and microchemical mapping by Ibrahim and Hall (1996) is as follows:-

Calcite which represents the latest phase of authigenic minerals, occurs in the form of rim and blocky cement, filling central

Fresh sideromelane \Rightarrow palagonite \Rightarrow Mg-clay \Rightarrow faujasite \Rightarrow phillipsite \Rightarrow chabazite \Rightarrow calcite.

Ibrahim and Hall (1995) indicated that authigenic minerals were deposited in the same sequence. Where one or more of the minerals is absent, the remaining minerals retain the same sequence.

Quantification of Zeolite and calcite

Using the sizing and specific gravity methods of De Gennaro and franko (1979) and Mondale et al. (1988) pure phillipsite, faujasite and chabazite were separated from samples and used as XRD standard. The XRD indicate that the zeolite minerals are phillipsite, faujasite and chabasite (Table 2 and

3). Chemical analyses of some selected sample from zeolitic tuff are shown in Table 4.

	naryoio								
Sample No.	Ph	He	Сс	Au	F	Fa	Ch	Sm	G
TZ /001/TS	***	*	*	**	***	**	**	*	
TZ002/TS	**	*	*	**	***	*	**	*	*
TZ/ 003/TS	***	*	*	**	***	*	***	-*-	
TZ/ 004/TS	***	*	*	**	***	*	***	-*-	
TZ/ 005/TS	***	*	*	***	**	*	***	*	
TZ/ 006/TS	***	*	*	**	***	*	_**_	*	
TZ/ 007/TS	***	*	**	**	***	*	***	*	
TZ /008/TS	*	*	**	***	**	*	***	*	*

Sm=Smectite

Note:<u>Key</u>: Based on Relative (X.R.D) High Peak Data Ph=Phillipsite Fa=Faujasite

F=Feldspar G=Gypsum He=Hematite

The results of the quantified zeolites and calcite are shown in Table 3. The percent of phillipsite varies from 18.44 to 44.10%, chabasite from 23.75 to 27.72%, faujasite from 0 to 6.32%, calcite from 5.24 to 22.91% and the pyroclasts from 20.72 to 47.63%. The total percentage of the zeolite minerals in the study area is between 42.19 and 70.19%.

Summary and Conclusions

A detailed petrographic, mineralogical and geochemical investigations including XRD, XRF, optical, electron microscopy, binocular microscope, polarizing microscope and SEM were



carried out on the samples of new localities in northeast Jordan to understand the nature of the zeolite minerals of these deposits. The new zeolitic tuff deposits are of commercial value due to the high content of the zeolite minerals, contain large grain size zeolite minerals, relatively poorly lithified and porous. These properties are all favourable for successful beneficiation. Experimental investigations on the zeolitic tuff emphasized the importance of the Jordanian zeolites for use in wastewater treatment plants and as a soil conditioner and as slow-release fertilizer.

Table 3.

The zeolite, calcite and pyroclastic percentage in the study area using calibration curve

Sample No.	Phillipsite %	Chabasite %	Faujasite %	Calcite %	Total % of Zeolite	Pyroclasts
BH1/1	23.57	24.42	0.00	5.93	47.99	46.08
BH2/1	23.57	26.44	0.00	15.65	50.01	34.34
BH2/2	23.23	24.35	5.58	7.07	53.15	39.78
BH3/1	31.78	26.67	0.00	8.01	58.45	33.54
BH3/2	24.25	25.62	0.00	5.24	49.87	44.89
BH4/1	24.25	25.92	6.32	7.07	56.49	36.44
BH4/2	18.44	23.75	0.00	22.91	42.19	34.91
BH6/1	24.94	26.74	0.00	10.41	51.68	37.91
BH6/2	43.07	27.12	0.00	9.09	70.19	20.72
BH6/3	40.34	27.72	0.00	9.09	68.05	22.86
BH6/4	44.10	25.55	0.00	3.72	69.65	26.63
BH6/5	28.36	26.44	0.00	6.63	54.80	38.57
BH6/6	20.49	25.70	0.00	6.18	46.19	47.63
BH7/1	25.96	27.49	0.00	5.05	53.46	41.50
BH7/2	26.99	25.17	0.00	5.43	52.16	42.41
TZ/BH6	27.68	26.29	0.00	6.56	53.97	39.47
BH10/1	31.10	25.40	0.00	7.76	56.49	35.74
BH10/2	28.02	25.17	0.00	7.45	53.19	39.36

Table 4.

Complete Chemical Analysis from the boreholes

Sample No.	L.O.I%	Fe ₂ O ₃ %	CaO%	K ₂ O%	Na ₂ 0%	SiO ₂ %	$Al_2O_3\%$	MgO%
TZ/BH1/001/TS	15.79	12.15	5.75	2.21	1.33	42.68	13.71	5.57
TZ/BH2/001/TS	12.63	13.89	8.59	1.78	1.49	42.45	11.88	6.11
TZ/BH2/002/TS	15.03	12.06	5.13	2.14	1.44	42.94	13.23	6.38
TZ/BH3/001/TS	8.97	15.06	5.16	2.04	1.95	47.63	12.03	6.16
TZ/BH3/002/TS	12.49	13.56	4.50	2.24	1.84	43.69	12.87	6.81
TZ/BH4/001/TS	15.07	10.86	7.48	1.78	2.18	42.42	12.88	5.52
TZ/BH4/002/TS	14.36	10.43	14.79	0.45	1.02	40.77	12.15	4.24
TZ/BH6/001/TS	9.15	13.23	4.13	1.37	2.54	47.90	12.05	7.75
TZ/BH6/002/TS	9.44	12.98	6.28	2.12	2.02	43.72	13.9	7.94
TZ/BH6/003/TS	10.90	13.13	7.50	2.03	1.94	42.32	12.66	8.58
TZ/BH6/004/TS	10.96	13.16	6.11	1.60	1.75	43.55	12.54	8.57
TZ/BH6/005/TS	11.53	14.74	2.9	1.43	1.29	45.89	10.35	8.62
TZ/BH6/006/TS	11.93	14.73	3.90	1.81	1.24	43.66	12.45	8.40
TZ/BH7/001/TS	12.46	12.59	4.21	2.21	2.29	47.52	12.10	6.51
TZ/BH7/002/TS	12.23	12.60	4.62	2.44	2.13	48.21	12.11	5.35

References

- Ibrahim, K. 1993. The geological framework of the Harrat Ash-Shaam Basaltic Super-Group and its volcanotectonic evolution. Natural Resources Authority, Bulletin 25, 33p.
- Ibrahim, K. 1996. The authigenic zeolites of the Aritain Volcaniclastic Formation, northeast Jordan., *Mineralium. Deposita*, 31:589-596.
- Ibrahim, k. 1996. Geology, mineralogy, chemistry, origin and uses of the zeolites associated with Quaternary tuffs of northeast Jordan, Ph. D. thesis, Royal Holloway, University of London, 245p.
- Ibrahim, K., Hall, A. 1995. New ocuurences of diagentic faujasite in the Quaternary tuffs of northeast Jordan. *Eur. J. Mineral*, 7:1129-1135.
- Dwairi, I. 1987. A chemical study of the palagonitic tuffs of the Aritain area of Jordan, with special reference to nature, origin and industrial potential of the associated zeolite deposits. Ph. D thesis, Hull. University, Uk, 408p.

- De'Gennaro, M and FrancoE. 1979. Arricchimento e separazione delle zeoliti di rocce piroclastich. L'Industria Minerari, 30, 329-339.
- Mandale, K., Mumpton, F., Aplan, F. 1987. Beneficiation of natural zeolites from Bowie, Arizona: a preliminary report. In: L. B. Sand and F. A. Mumpton (eds.) Natural zeolites, occurrences, properties, use. Pergamon Press, Oxford, 527-538.
- Mumpton, f., Ormsby, W. 1976. Morphology of zeolites in sedimentary rocks by scanning electron microscopy. *Clays Clay Mineral*, 24, 1-23.
- Hay, R and Lijima, A. 1968. Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu Group on Oahu, Hawaii. *Geol. Soc. America Mem.*, 116, 331-376.
- Tarawneh, K., Shimon, I., Harlavan, Y., Rabba, I., Weinberger, R., Ibrahim, K., Peltz, S., Steinitz, G., 2000. Dating of the Harrat Ash Shaam Basalts/NE Jordan (Phase 1). Report of NRA-GSI.

Tarawneh, K., Nawasreh, M. 2002. Evaluation of the new

occurrences zeolitic tuf in Tlul Ashhba area. Internal Report, NRA, Geo. Dir., Geol. Map. Div., 70p.

Tarawneh, K., Abu Jasar, W. 1994. The pyroxenite from Jabal Al AL Aritayn area. Internal Report, Geol. Dir., Geol. Map. Div., 5p.

Препоръчана за публикуване от

катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

Smart, P., Tovey, N. 1981. Electron microscopy of soils and sediments: examples. *Caledonian Press*, oxford, 178p.

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 177-180

МИНЕРАЛНОТО РАЗНООБРАЗИЕ НА ПАНАГЮРСКО-ЕТРОПОЛСКИЯ РУДЕН РАЙОН

М. Токмакчиева

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: tokmakchievi@ mgu.bg

РЕЗЮМЕ. В състава на медните орудявания от Панагюрско-Етрополския руден район и на вместващите ги скали са описани към този момент 247 минерални названия, от които 200 са минерални вида, 47- минерални разновидности, групи и агрегатни смеси. Това представлява 20% от минералните названия и 26% от минералните видове в България и 5% от минералните названия в света. Това огромно количество от минерали е установено на неголяма площ от 1 500 кв. км., което определя района като уникален. За описанието на минералите способства развитието на ерайона като териториално-производствен комплекс за добив и преработка на руди и провеждането на комплексни минераложки изследвания.

MINERAL VARIETY OF PANAGJURISHTE-ETROPOLE ORE DISTRICT

M. Tokmakchieva

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", e-mail: tokmakchievi@ mgu.bg

ABSRACT. The composition of copper ores of Panagjurishte-Etropole ore district and the rocks which contain tem, consist of 247 mineral names found until now. 200 of them are mineral species, 47-mineral varieties, groups and aggregates. These represent 20% of the mineral names and 26% of the mineral species in Bulgaria and 5% of the mineral names in the whole world. This huge guantity of minerals is situated in a small area-1500km2, which is the reason for determination of the region as unigue. The ggowth of this region as territorial industrial complex for ores extraction and processing furthers the development of describing the minerals. There are implementing as well general mineralogical researches

Въведение

Панагюрско-Етрополския руден район е разположен на територия от 1 500 кв.км. в Централното Средногорие. В продължение на 70 години тук се провеждат геологопроучвателни и научно-изследователски работи, а от 67 години районът се обособи като териториално-производствен комплекс за добив и преработка на руди. Това създаде възможност да се изучи минералния състав на орудяванията и на рудовместващите скали. Целта на настоящата работа е да се обобщят данните от минераложките изследвания.

Методика

Повечето от минералните названия (177 бр.) са описани подробно в монографията на автора и в редица негови публикации, а 70 броя от тях са взаимствани от публикации на други автори, които са посочени в Литературата. Теренните наблюдения са провеждани от автора продължително време не само на разкритията на земната повърхност, но и в дълбочина на орудяванията в подземните минни изработки и в проучвателните сондажи Особеностите на минералите са изследвани с помощта на съвременни методи. Събраните късови образци са наблюдавани под бинокулярен стереомикроскоп. Изработени са микроскопски препарати, които са изследвани в проходяща и отразена светлина. При тези изследвания са използвани оптичните свойства на минералите: отражение, двуотражение, цвят, ефект на анизотропност, вътрешни рефлекси, диагностично разяждане и реакции на оцветяване. Проведен е полуколичествен спектрален анализ, количествен химичен анализ и пълен силикатен анализ. Под бинокулярен стереомикроскоп са заделени мономинерални проби, на които в лабораториите на МГУ са направени прахови рентгенограми и рентгенови дифрактограми; изследвания с инфрачервена спектроскопия, диференциално-термичен анализ. В МГРИ-Москва са проведени електронно микроскопски изследвания при увеличение от 2000 до 80000 пъти и микродифракция на отделни минерални частици. В Евротест-АД-София и в ИГЕМ-Москва са направени микросондови анализи. Всеки от посочените методи има различна разрешителна способност, поради което диагностиката на минералите е извършена на основата на няколко метода и задължително с рентгноструктурни и микросондови анализи.

В таблица 1 в азбучен ред са изписани минералните названия.

Резултати

Минералното разнообразие на Панагюрско-Етрополския район е значително. Азбучният списък (табл.1) съдържа 247 минерални названия. От тях 200 са минерални вида, 47 - минерални разновидности, групи и агрегатни смеси.

Съпоставката на тази информация с публикуваните от Й. Минчева-Стефанова и Р. Костов (2000) 1264 минерални названия, които са известни за България показва, че в района са установени 20 % от минералните названия (1264) и 26 % от минералните видове (758) описани за нашата страна. В района са установени 5 % от минералните назва-

Токмакчиева М. МИНЕРАЛНОТО РАЗНООБРАЗИЕ НА ...

ния, които са устан	ювени на планетата (http://	Гуанахуатит	Сулфати
webmineral.com).		Гьотит	Сулфиди и ср. с-я
		Джурлеит	Оксиди и хидрооксиди
Таблица 1.		(джърлеит)	Сулфиди и ср. с-я
Азбучен списък на минера	алните названия, публикувани за	Диаспор	
минерали от Панагюрско) - Етрополския руден район	Дигенит	Оксиди и хидрооксиди
<u>Название</u>	<u>Клас</u>	Дикит (2)	Сулфиди и ср. с-я
Авгит	Силикати	Диоптаз	Силикати
Адулар	Силикати	Диопсид (5)	Силикати
Азурит	Карбонати	Доломит (5)	Силикати
Айкинит	Сулфиди и ср. с-я	Дюмортиерит (2)	Карбонати
Актинолит	Силикати	Евкайрит (4)	Силикати
Алабандин	Сулфиди и ср. с-я	Едингтонит	Сулфиди и ср. с-я
Алабастър	Сулфати	Електрум	Силикати
Аланит	Силикати	Енаргит	Елементи
Албит	Силикати	Епидот	Сулфиди и ср. с-я
Алтаит	Сулфиди и ср. с-я	Желязо	Силикати
Алунит	Сулфати	Жизмондин	Елементи
Алуноген	Сулфати	Жозеит (7)	Силикати
Амфибол (обикновен)	Силикати	Зеолити	Сулфиди и ср. с-я
Аналцим	-	Зигенит	Силикати
Анатаз (2)	Силикати	Злато	Сулфиди и ср. с-я
Андезин	Оксиди и хидрооксиди		Елементи
Андрадит (3)	Силикати	Зунит (2)	Силикати
Андрюсит	Силикати	Идаит (4) Изостанит	Сулфиди и ср. с-я
Анилит	Фосфати	(4)	Сулфиди и ср. с-я
Анилит Fe	Сулфиди и ср. с-я	Илит	Силикати
Анкерит	Сулфиди и ср. с-я	Илменит (3)	Оксиди и хидрооксиди
Англерит (1)	Сулфати	Илменит Mn –съд.	Оксиди и хидрооксиди
Анхидрит	Сулфати	Кавазулит (9)	Сулфиди и ср. с-я
Апатит – СІ съд. (3)	Сулфати	Калаверит	Сулфиди и ср. с-я
Апофилит	Фосфати	Калцит	Карбонати
Арсенопирит (1)	Силикати	Каолинит	Силикати
Арсеносулванит	Сулфидни ср. с-я	Каролит (3)	Сулфиди и ср. с-я
(3)	Сулфиди и ср. с-я	Каситерит (8)	Оксиди и хидрооксиди
Ателестит		Кварц	Силикати
Барит	Арсенати	Клаудетит (клодетит)	Оксиди и
Беегерит (2)	Сулфати	Клаусталит (8)	Хидрооксиди
Бетехтенит	Сулфиди и ср. с-я	Клиноптилолит	Сулфиди и ср. с-я
Биотит	Сулфиди и ср. с-я	Клинохлор (1)	Силикати
Бисмут	Силикати	Кобалтин (1)	Силикати
Бисмутинит (4)	Елементи	Ковелин	Сулфиди и ср. с-я
Борнит	Сулфиди и ср. с-я	Колорадоит (8)	Сулфиди и ср. с-я
Бохдановичит	Сулфиди и ср. с-я	Колусит (4)	Сулфиди и ср. с-я
Бравоит (1)	Сулфиди и ср. с-я	Колусит Ge-съд.	Сулфиди и ср. с-я
Браунит	Сулфиди и ср. с-я	Корунд (4)	Сулфиди и ср. с-я
Бриартит (7)	Оксиди и хидрооксиди	Костовит (4)	Оксиди и хидрооксиди
Браинерит (4)	Сулфиди и ср. с-я	Кренерит (9)	Сулфиди и ср. с-я
(Магнезит Fe-съд).	кароонати	Кристоралит	Сулфиди и ср. с-я
Брошантит	0	Куприт	Силикати
Буланжерит (2)	Сулфати	купробисмутинит (1)	Оксиди и хидрооксиди
Бурнонит	Сулфиди и ср. с-я	КЬОТИГИТ	Сулфиди и ср. с-я
Ваесит (3)	Сулфиди и ср. с-я	Лаорадор	A
	Сулфиди и ср. с-я	Лепидокрокит	Арсенати
рад. ге-съд. Риминато /0\	Сулфиди и ср. с-я		
DИКИНГИТ ((Ŏ) Вицеиостит (Ŏ)	Оксиди и хидрооксиди	Линорит	Оксиди и хидрооксиди
Бинсиенит (б) Голонит	Сулфиди и ср. с-я	Линарит	
галенит Голит (4)	Сулфиди и ср. с-я	Линеит	Оксиди и хидрооксиди
галиг (4) Гормонут	Сулфиди и ср. с-я		Сулфиликата
германит	Сулфиди и ср. с-я	Лузонит	Сулфиди и ср. с-я
	Сулфиди и ср. с-я		
ι олдфилдит (ŏ) Гоодори≔		манганокалцит Матиан	Сулфиди и ср. с-я
і осларит	Сулфиди и ср. с-я	иагхемит	Оксиди и хидрооксиди

Токмакчиева М. МИНЕРАЛНОТО РАЗНООБРАЗИЕ НА ...

Макиноуит (9) Майченерит (9) Майченерит селенитов? (9) Малахит Малахит-ювелирен Манганит Марказит Мартит-хематит по магнетит Мед Мелантерит Меренскиит Меренскиит никелов (9) Меренскиит платинов (9) Метахалуазит Микроклин Милерит (1) Миметезит Молибденит Молибдит Монтморилонит Монтрозеит (3) Морденит Мосонит (моусонит)(8) Мусковит Мушкетовит Нагиагит (4) Накрит Натролит Науманит Некрасовит (9) Неодигенит (дигенит) Нонтронит Оливин

Опал Паладоарсенид (9) Пенин Петцит Пирит Пирит – кобалтов Пирит – никелов Пирит – коломорфен Пироксени Пиролузит Пиротин Пирофилит Плагиоклази Платина Плумбоярозит (2) Пренит Рамелсбергит Рениерит Рениерит Sn съд. Рокезит (1) Рутил

Карбонати Оксиди и хидрооксидии Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Карбонати Карбонати Оксиди и хидрооксиди Сулфиди и ср. с-я Оксиди и хидрооксиди Елементи Сулфати Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Силикати Силикати Сулфиди и ср. с-я Арсенати Сулфиди и ср. с-я Оксиди и хидроокссиди Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати Сулфиди и ср. с-я Силикати Оксиди и хидрооксиди Сулфиди и ср. с-я Силикати Силикати Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Силикати Силикати Силикати

Интерметалоиди Силикати Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я

Силикати Оксиди и хидрооксиди Сулфиди и ср. с-я Силикати Силикати Елементи Сулфати Силикати Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я

Сагенит – рутил Селадонит Селенит – гипс Серицит - мусковит Сидерит Силиманит Силванит (2) Сколецит Скородит Слюди Сомолнокит (1) Соучекит (9) Спанголит Спекуларит Сребро Сребро живачно(7) Станин (4) Станоидит Стибиолузонит Стилбит Стипца Сулванит (3) Сфалерит Сферосидерит сидерит Сяра Телур (4) Телуробисмутит (2) Тенантит Тенантит -Zn -съд. Тенантит- Те-съд. ((9) Тенардит Тенорит Тетрадимит (4) Тетрадимит – Fе-съд. Тетраедрит Тетраедрит-живачен (7) Титанит Титаномагнетит Томсонит Топаз Тюрингит (1) Фаматинит Фелдшпати (4) Ферихалуазит Флуелит Флуорит Фосфуранилит Хабазит

Оксиди и хидрооксиди Оксиди и хидрооксиди Силикати Сулфати Силикати Карбонати Силикати Сулфиди и ср. с-я Силикати Арсенати Силикати Сулфати Сулфиди и ср. с-я Сулфати Оксиди и хидрооксиди Елементи Елементи Сулфиди и ср. с-ия Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Силикати Сулфати Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Карбонати Елементи Елементи Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфати Оксиди и хидрооксиди Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати Силикати Силикати Сулфиди и ср. с-я Силикати Силикати Фосфати Халогениди Фосфати Силикати Сулфати Сулфиди и ср. с-я Сулфиди и ср. с-я Оксиди и хидрооксиди

Оксиди и хидрооксиди Сулфиди и ср. с-я Сулфати Силикати

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Халкантит

Халкопирит

Халкостибит

Халкофилит

Халотрихит

Халкоцит

Халуазит

куприт

Халкотрихит-

Токмакчиева М. МИНЕРАЛНОТО РАЗНООБРАЗИЕ НА ...

Халуазит фери	Силикати
Халцедон – кварц	Силикати
Хейландит	Силикати
Хематит	Оксиди и хидрооксиди
Хематолит	Арсенати
Хемусит (4)	Сулфиди и ср. с-я
Хесит	Сулфиди и ср. с-я
Хидробиотит	Силикати
Хидрогьотит	Оксиди и хидрооксиди
Хидромусковит	Силикати
Хидромусковит (5) Cr	Силикати
съд.	
	-
Хидрослюди	Силикати
Хидрослюди Хидрохематит	Силикати Оксиди и хидрооксиди
Хидрослюди Хидрохематит Хлорити	Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати
Хидрослюди Хидрохематит Хлорити Хризокола	Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати Силикати
Хидрослюди Хидрохематит Хлорити Хризокола Цинкит	Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати Силикати Оксиди и хидрооксиди
Хидрослюди Хидрохематит Хлорити Хризокола Цинкит Циркон	Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати
Хидрослюди Хидрохематит Хлорити Хризокола Цинкит Циркон Целестин	Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати Сулфати
Хидрослюди Хидрохематит Хлорити Хризокола Цинкит Циркон Целестин Церусит (5)	Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати Сулфати Карбонати
Хидрослюди Хидрохематит Хлорити Хризокола Цинкит Циркон Целестин Церусит (5) Ширмерит (4)	Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати Оксиди и хидрооксиди Оксиди и хидрооксиди Силикати Сулфати Карбонати Сулфиди и ср. с-я
Хидрослюди Хидрохематит Хлорити Хризокола Цинкит Циркон Целестин Церусит (5) Ширмерит (4) Ярозит	Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати Оксиди и хидрооксиди Силикати Сулфати Карбонати Сулфиди и ср. с-я Сулфати

Забележка: В таблицата са посочени общо 247 минерални названия; Гипс- минерален вид (общо 200 бр.)Селенит – минерална разновидност, група, агрегатна смес (общо 47 броя); Арсенопирит (1) – минералното название (общо 70 броя) е взаимствано от публикация на друг автор, който е посочен с този номер в литературата. ср.с-я – сродни съединения;

Посочените в таблица 1 минерални названия се разпределят по класове, както следва:

Клас Елементи - 11 Клас Сулфиди и сродни съединения - 94 Клас Оксиди и хидроксиди - 33 Клас Халогениди - 1 Клас Силикати - 67 Клас Борати - 0 Клас Фосфати - 4 Клас Арсенати - 5 Клас Ванадати - 0 Клас Волфрамати - 0 Клас Молибдати - 0 Клас Хромати - 0 Клас Сулфати - 21 Клас Карбонати - 11 Клас Нитрати - 0 Клас Органични минерали - 0

Най-многочислен е броят на минералите от клас Сулфиди и сродни съединения, които се установяват в със-

Препоръчана за публикуване от катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

тава на медните орудявания в района. Над 60 % от минералите са продукт на хидротермалната дейност в района, която е свързана с горонкредния магматизъм, 25 % от минералните названия са установени в състава на зоните на окисление на медните находища.

Заключение

Този труд е регистрация на минералното разнообразие по видове и разновидности на един от важните рудни райони у нас. Минераложките и научно-геоложките изследвания не прекъсват, поради което очакваме списъка на минералните названия да се допълва и обогатява.

Литература

Богданов, Б. 1987. Медните находища в България.

- Минчева-Стефанова, Й., Р. Костов. 2000. Регистър на минералите в България. сп. БГД, 111-131.
- Радонова, Т. 1962. Първична минерализация и околорудни изменения в района на мина "Радка", Панагюрско. Тр. гел. Бълг., Сер. Геох. и пол. изк., №3, 93-128.
- Страшимиров, С. 1981. Кобалт-пирит, никелов пирит и каролит от молибденово-медното находище "Медет", сп. БГД, 117-127.
- Терзиев, Г. 1968. *Минерален състав и генезис на рудното нах. Челопеч*, Изв. ГИ БАН и КГ, сер. Геох., минер. и петр., С, т.17, 123-187.
- Тодоров, Т. 1982. Минераложка характеристика на нах. Воздол, Челопешко рудно поле, сп.БГД, 3, 271-281.
- Токмакчиева, М. 1994. Минерален състав, геохимични особености и генезис на медните минерализации от Панагюрско-Етрополския руден район, изд. АСИ-ООД, С., 458 с.
- Цонев, Д. 1986. Първичен минерален състав и минералообразувателни процеси в находищата Радка и Елшица, Централно Средзногорие, автореферат.
- Коваленкер, В., Д. Цонев, В. Бресковска, В. Молов, В. Тронева. 1987. Новые данные по минералогии медноколчеданных месторождений Центрального Средногорья Болгарии, В:"Метасом., минер. и вопр. Генезиса золотых и серебряных месторождений в вулк. Толщах", Наука, М, 91-110.
- Petrunov, R., G. Dragov, H. Neikov, Ts. Iliev, N. Vasileva, V. Tsadsov, S. Dunakov, K. Doncheva. 1992. Hydrotermal PGE-mineralisation in the Elacite porphyry copper deposit (the Sredna Gora metalogenic zone, Bulgaria), C. R. Acad Bulgare, Sci, 45, 32-40.

СИНТЕЗ НА ЦВЕТНО СТЪКЛО, ИМИТАЦИЯ НА ОНИКС

И. Чомаков, С. Корудерлиева, Я. Христов

Университет "Проф. д-р Асен Златаров", 8010 Бургас

РЕЗЮМЕ. Синтезирано е черно оцветено стъкло, имитиращо минерала оникс. С въвеждане на пепел от ТЕЦ и/или оцветяващи добавки към два състава за оловен кристал с получено цветно стъкло с наситен черен цвят и силен блясък. Определени са привидната плътност, микротвърдостта и химичната устойчивост на стъклата, като постигнатите стойности са подобни на природния оникс и дават основание за употребата на синтезираните материали в ювелирната промишленост.

SYNTHESIS OF COLORED GLASS TO REPRODUCE ONYX

I. Chomakov, S. Koruderlieva, Y. Hristov

University "Prof. dr. Asen Zlatarov", 8010 Bourgas

ABSTRACT. Black colored glass has been synthesized in order to reproduce mineral onyx. By introducing ash from TPP and/or coloring components into two recipies of leaden crystal we have obtained colored glass with saturated black color and strong glitter. The measured density, microstrength and chemical resistence of the colored glass remins those of the natural onyx, which provides the basis for the future use of synthetic materials into jewelry.

Въведение

Цветните стъкла винаги са били перспективна суровина за приготвяне на имитации на скъпоценни камъни в бижутерията (Гуцов, Ст., 1964). Декоративните скъпоценни камъни, към които се числи оникса, най-често се използват при изработване на ювелирни изделия, но крупните монолити намират употреба за вътрешна и външна облицовка на сгради или строеж на паметници (Pat.GB,1993). Разработването на състави и синтез на стъклени имитации на декоративния минерал оникс цели от една страна създаването на качествени и подходящи по форма материали, а от друга се търси начин за оползотворяване на отпадъчни продукти от промишлеността (Pat. USA, 1983; Pat. USA, 1994).

Целта на настоящата работа е да се разработи състав, от който да се синтезира черно стъкло, имитиращо оникс.

Експеримент

За синтеза на стъкло, имитиращо минерала оникс, са разработени два базисни състава стъкло за оловен кристал, със следния химичен състав в мас. % :

Състав А Състав			
SiO ₂ – 50	SiO ₂ –	50	
PbO - 34	PbO –	30	
K ₂ O – 5	K ₂ O –	5	
Na ₂ O – 6	Na₂O –	5	
$B_2O_3 - 5$	$B_2O_3 -$	10	

Характерно за оловните стъкла е,че се топят при ниски температури,притежават висока плътност и силен блясък. Като изходни суровини за подготовка на шихтата са използвани технически суровини: SiO₂, Pb₃O₄, K₂CO₃, Na₂CO₃ и H₃BO₃. Използваната като добавка пепел от ТЕЦ има следния химичен състав в мас. %: SiO₂ – 47,4; Al₂O₃ – 19,5; CaO – 7,3; MgO – 2,7; Na₂O – 0,7; K₂O – 2,2; Fe₂O₃ – 12,0; TiO₂ – 1,0; MnO – 0,1; P₂O₅ – 0,1; SO₃ – 1,5 и 5,5 неизгорени частици. Като добавка в шихтите се въвеждат и оцветяващи оксиди от Fe₂O₃, NiO, MnO₂ и Gr₂O₃. Съставът на подготвените шихти за синтез на черно стъкло е посочен в Табл. 1.

Таблица 1.

Състав н	а шихтите з	за черно	стъкло	от базисни
състави .	А и В и добае	вки		

№ на	Пепел от ТЕЦ	0	цветители, мас. %			
пробата	мас. %	Оцветители, мас. % Fe ₂ O ₃ NiO MnO ₂ Cr ₂ O - - - - - - - - - 3 3 3 - 3 3 3 6 3 3 3 6 3 3 3	Cr_2O_3			
A ₁	30	-	-	-	-	
B ₁	30	-	-	-	-	
A ₂	25	-	3	3	3	
B ₂	25	-	3	3	3	
A ₃	_	6	3	3	3	
B ₃	-	6	3	3	3	

Приготвените, съгласно Табл. 1, проби от шихти, след хомогенизиране се топят в шамотови тигли с вместимост 250 ml при температура 1250° С. При тази температура се провежда изотермична задръжка от 60÷120 min, целяща дегазиране и хомогенизиране на стопилката. Стъкломасата се излива в предварително загряти графитови форми, след което пробните стъкла се темперират при 550° С в продължение на 10 h. Така получените образци се нарязват, шлифоват и полират и се подлагат на изследване. Пробните образци се охарактеризират визуално, след което се определя привидната им плътност чрез хидростатично теглене, микротвърдостта с уред ПМТ-3 и химичната устойчивост по грисовия метод (Бъчваров, Св., Б. Костов, Б. Самунева, Д. Ставракева, 1978).

По гореописания начин са получени стъкла от базисните състави чрез добавки,които са безцветни и служат за сравнение.

Резултати и обсъждане

Получени са оцветени стъкла без дефекти като незатопени частици или газови включения. Стъклата от състави A₁ и B₁ с 30 % пепел от ТЕЦ имат тъмнокафяв цвят, който при тънък шлиф просветлява. Стъклата от състави A₂, A₃ и B₂, B₃ са с наситено черен цвят, който не просветлява при изтъняване на образеца. Резултатите от проведените определения на плътността, микротвърдостта и химичната устойчивост са представени в Табл. 2.

Таблица 2.

TOVULUOCVILVO	navmonucmuvi	1 42 002 000	инто пробн
технически ха	ιρακιπεριστημκι	на спъкле	ните проои

№ на	Привидна	Микротвър-	
проб	плътност	дост, Н _v	Хидролитичен клас
ата	kg/m³	MPa	
Α	3250	3850	IV клас-меки
В	3150	4550	апаратурни стъкла IV клас-меки
A ₁	2980	8230	апаратурни стъкла II клас-устойчиви
B ₁	2850	9950	стъкла II клас-устойчиви
A ₂	2900	8400	стъкла II клас-устойчиви
B ₂	2800	8970	стъкла II клас-устойчиви
A ₃	3150	4950	стъкла IV клас-меки
B ₃	3050	6000	апаратурни стъкла III клас-апаратурни
			стъкла

Образци А₁ и В₁, с по 30 % пепел са с различна плътност и микротвърдост, което може да се обясни с разликата в компонентния им състав. Стъклото, със състав В₁, съдържа с 5 % повече В₂O₃, което го прави по-твърдо, но плътността му е по-ниска. Въведените 30 % пепел и към двата състава е довело до повишаване на микротвърдостта на стъклото с около два пъти в сравнение с базисните стъкла.

Стъклата А₁ и В₁ са химически устойчиви, като цветът им е тъмнокафяв и просветлява при дебелина на образеца 1,5 mm. Техническите характеристики на образците от състави А₂ и В₂ са по-близки по стойност, тъй като в случая влияние оказват и оцветяващите добавки. Стъклата и в този случай са от II- ри хидролитичен клас. Тези стъкла се отличават и с най-наситено черно оцветяване. Високата твърдост на стъклата от състави А₁, В₁, А₂ и В₂ е гаранция за добро шлифоване и качествена полировка. Стъклените образци от състави А₃ и В₃ са с най-висока плътност, близки до изходните стъкла, но с най-ниска твърдост – характерна за оловния кристал. В този случай отсъствието на въвеждания с пепелта Al₂O₃ води до понижение както на микротвърдостта, така също и на химичната устойчивост – стъклата са от III и IV хидролитичен клас. Оцветяването на стъклата от тези състави е много добро и не се наблюдава просветляване на черния свят при изтъняване на образеца. Получените резултати от определенията показват, че стъклата от състави А2 и В2 могат най-добре да послужат за имитация на оникс (природен оникс – плътност – 2750 kg/m³, микротвърдост – 10000МРа). Обработени фацетирани образци или под формата "кабошон" се отличават с висока гладкост след полиране, характерен блясък и устойчивост на агресивни среди.

Заключение

Синтезирани са черни стъкла за имитация на оникс като към базисни състави за оловен кристал е въведена 25 % пепел от ТЕЦ и оцветяващи добавки от NiO, MnO₂ и Cr₂O₃. Стъклата се отличават с наситеност на цвета,отсъствие на дефекти, имат много добра химична устойчивост, а твърдостта им позволява да се постигне висок клас на гладкост, необходим при използването им в ювелирната промишленост.

Литература

Гуцов, Ст., *Технология на стъклото*, ДИ "Техника", София, 1964.

- Pat.GB,№9104685·4, 1993.
- Pat.USA,№4414013, 1983.
- Pat.USA,№5275978, 1994.

Бъчваров, Св., Б. Костов, Б. Самунева, Д. Ставракева, *Ръководство за упражнения по технология на силикатите*, ДИ "Техника", София, 1978.

Препоръчана за публикуване от катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 183-188

МЕХАНО-МАТЕМАТИЧНО МОДЕЛИРАНЕ НА СВЛАЧИЩА-ПОТОЦИ

Н. Ганчева, Л. Хаджиков, Я. Иванов

Институт по механика и биомеханика, БАН, 1113 София

РЕЗЮМЕ. В работата се прави механично-математично моделиране на поведението на свлачища-потоци, образувани в изветрели глинести склонове. Моделирането е направено за подготвителния период, който включва процесите на изветряне, набъбване, слягане, овлажняване на глините.

Представено е изменението на физичните и реологичните характеристики на глинестите почви в зависимост от тяхното състояние. Задачата за устойчивост на свлачищата-потоци се моделира чрез решаването на статически неопределената задача на база на конститутивното уравнение на Максвел-Гуревич-Рабинович. Основното предимство на това уравнение е, че отчита пространственото напрегнато състояние на почвения масив. С помощта на уравнението в Лагранжово-Ойлерова постановка се решават следните задачи: еластично решение за определяне на напрегнатото и деформираното състояние на почвения масив (служи за начално условие на нееластичната задача); изследване условията на граничното състояние, като освен параметрите φ и с се включват и реологичните параметри на почвения масив. Процесът на течене на свлачищата-потоци се изследва чрез модифицираните уравнения на Навие-Стокс (с променливи коефициенти). Получено е разпределението на скоростите на течене при различни гранични условия (кораво запъване, еластично запъване и приплъзване. Решаването на тези подзадачи се прави по методите на крайните разлики или крайните елементи

Получените резултати дават възможност да се прогнозира поведението на свлачищата-потоци.

MECHANIC-MATHEMATICAL MODELING OF VISKO-PLASTIC LANDSLIDES

N. Gancheva, L. Hadjikov, Y. Ivanov

Institute of Mechanics and Biomechanics, BASc, 1113 Sofia

ABSTRACT. In this paper, we consider mechanic-mathematical modelling of the behaviour of viscous plastic landslides, which are formed in weathered clayey slopes.

The moulding of the preparatory stage includes processes: weathering, swelling, settlement, watering of clays. The change of physical and rheological parameters of clayey soils is presented depending on their state.

The slope stability problem is modelled by the Maxwell-Gurevich-Rabinovich constitutive equation. Consideration of three-dimensional soil stress state is equation main priority. The following problems are solved in Lagrange-Euler formulation with the help of above-mentioned equation: solve elastic solution to determine soil massif stress and strain state (initial condition for non-elastic problem); study the boundary state conditions including parameters φ and c, and soil rheological parameters: Navier-Stokes modified equation helps to investigate landslide flow process (with variable coefficients). Flow velocity distribution is obtained at different boundary conditions (rigid fixing, elastic fixing and skidding). Finite element or Fine difference methods solve these tasks.

Results afford opportunities to prognosticate behaviour of viscous plastic landslides.

Свлачища - потоци

Особености

Според Шадунц (1983) свлачище-поток се нарича преувлажнена маса от глинеста, песъчливо-глинеста или чакълесто-глинеста почва, която се движи по наклонена повърхност и изработва свое русло. Тялото на свлачището не се ограничава от ясно определена хлъзгателна повърхнина - говори се за граница между движещ се слой и неподвижен масив. Образува се в наклонени терени, изградени от глини със специфичен химичен и минерален състав, податливи на изветряване и неустойчиви при колебание на водното съдържание и температурата. При свлачищата движението на глинестата маса става във вид на високозопластично течение или комбинация на течение със срязване.

В зависимост от конкретните инженерно-геоложки условия и фазата на развитието им свлачищата-потоци биват:

- затихващи - активно се формира зона на акумулиране, където почвата практически не се движи, а спецификата на местните условия препятства развитието на свлачището в дълбочина.

- нарастващи - намират се в първа фаза на развитие, при тях няма зона на акумулиране.

Механизъм на образуване и развитие

При разкритие вследствие на естествени или техногенни процеси глините са подложени на интензивно изветряване. Основна роля за разрушаването им играят колебанията на водното съдържание и температурата. В следствие на това интензивно протича и процесът набъбване – слягане. Слягането е неравномерно по дебелината на пласта и предизвиква появата на системи от пукнатини. Многократно повтарящите се обемни деформации са причина за бавното пълзене на глините спрямо по-долулежащите пластове. Импулсът, даващ началото на движението, е повишаването на хидродинамичния градиент с местен и временен характер, вследствие повишаването на общата водопропускливост на почвата в местата с пукнатини.

Анализ на свлачищния процес

Изчисляването на механизма на свлачището-поток е възможно при коректно математично описване на етапите на подготовка и движение. При оценка на устойчивостта на глинести склонове поведението на повърхностният пласт от различно изветрели почви може да се опише с три модела на механиката на непрекъснати среди: 1) модел на блоков строеж (почвите са раздрабени на отделни блокове); 2) модел на зърнеста среда (ситнораздробен материал, създаващ опън при предаване на натоварването включително и от собствено тегло); 3) еластично-вискозен модел, отчитащ усилията на опън (почва, в която вследствие на физичното и химичното изветряване се променят силите на сцепление).

В различните стадии на процеса глинестите почви могат да се разглеждат като: еластични – в началната фаза, образуват се пукнатити на свиване и разстягане; вискозопласични – начален стадий на движение, когато главна роля играят структурната якост и началните съпротивления на преместване; вискозни – във формираните потоци при достатъчно големи наклони, когато може да се пренегбрегне стойността на началното съпротивление. Често в различните части на едно свлачище поведението на почвите може да бъде като на еластични, вискозопластични или вискозни тела.

От значение за достоверната оценка на устойчивостта или скоростта на движение на свлачището е правилното отразяване на особеностите на геоложкия строеж на склоновете в изчислителната схема. По-долу ще разгледаме три често разпространени случая на развитие на свлачище-поток:

 Ако свлачището-поток е формирано в елувиална почва в участък със стръмен наклон и несъгласно залягане на пластовете, то се използва схема "твърдо запъване по контур" (по дъното и бортовете на руслото триенето е доста голямо и скоростта в началото на движението се изменя от нула до максимума V_{max} по парабола отдолу нагоре и от бордовете към средата на потока) (Фиг. 1а).



Фиг. 1. Инженерно-геоложки схеми за изчисление (I – надлъжен разрез, II – напречен разрез и схема на движението в план)

 При съгласно залягане на пластовете, на контакта на изветрелите с отдолулежащите скали се образува смазка от почва с нарушена структура и относително ниска вискозност. Възможно е ускорение на движението – "приплъзване", тогава се разглежда схемата "без запъване по дъното и бордовете" (пренебрегва се триенето) (Фиг. 16).

3. Свлачища-потоци формирани като вторични в тялото на древни или съвременни свлачища от други типове. При тях на дъното и при бордовете се образува граничен слой от разрушени глинести почви с ниска вискозност в сравнение с потока и се използва схемата "еластично прикрепяне" (Фиг. 1 в).

За прогнозиране възникването на свлачища-потоци и изменението във времето на скоростта им е най-добре да се използва обобщен показател на якостните свойства, например <u>вискозитет</u> – представя се във вид на функция на много променливи и се следи във всички стадии на процеса.

Особености на глинестите почви

Изветряване

Шадунц (1983) представя резултати от лабораторни изследвания на изветряването на аргилити, подложени на облъчване, температурни, водни и химически въздействия. Фиг. 2 показва, че при цикличните натоварвания настъпва раздробяване на почвата и изменение на зърнометричния състав (размерите на частиците намаляват).



Фиг. 2. Изменение на фракциите в % в зависимост от броя на циклите при а) намокряне-изсушаване и б) намокряне-замръзванеразмръзване-изсушаване на частици с диаметър 1) 5ч2мм, 2) 2ч1мм, 3) 10ч5мм, 4) >10мм, 5) 1ч0,5

За прогнозиране на скоростта на изветряване Шадунц (1983) следи изменението на зърнометричния състав и дебелината на повърхностния раздробен слой, резултатите са отразени в таблица 1. Данните от таблицата показват, че в повърхностния слой намаляват частиците със среден размер.

Таблица 1.

Изменение на зърнометричния състав и дебелината на повърхностния раздробен спой

поовряно	опппал рабор	00011 01101	4			
брой	дебелина	маса на		съдърж	ание, %	
цикли	на слоя, см	слоя, кг				
			>10	10ч6	5ч2	2ч1
			MM	ММ	MM	ММ
3	3	0,380	90	10	-	-
5	5	0,500	85	10	5	-
8	6	0,900	80	15	5	-
15	9	1,900	65	30	5	-
18	10	2,100	50	40	5	5
20	11	2,300	49	40	6	5
23	11,5	2,400	45	44	6	5
25	11,8	2,450	40	45	10	5
29	11,8	2,450	33	47	12	8

Набъбване - слягане

За изясняване ролята на набъбването – слягането в развитието на свлачищата-потоци е необходимо да се установят: изменението на влажността на почвата в естествени условия, развитието на системите пукнатини при слягане, количественото изменение на якостта в процеса на намокряне. Фиг. За отразява зависимостта на степента на набъбване и степента на слягане от началната влажност. Графиките на налягането от набъбване $p_H = f_1(W_0)$ и напрежението на слягане $p_{y} = f_{2}(W)$, показани на фиг. 36, позволяват да се определят напреженията при изменение на влажността. Появата на пукнатини изменя реалната картина и затова графиките могат да се използват за приблизителни оценки.



Фиг. 3. а) зависимост на степента на набъбване и степента на слягане от началната влажност W₀ б) графики на налягане от набъбване и напрежение на слягане; 1-вулканогенни глини, 2кватернерни глини, 3-елувиални глини, 4-алувиални глини, 5бентонитови глини

При изменение на почвения обем от водното съдържание в естествени условия е необходимо да се оцени влиянието на температурата върху скоростта на деформация. Това влияе на кратковременните интензивни колебания на водното съдържание: топене на снегове, проливни дъждове и т.н.

Водонасищането на почвите по склоновете става в условия различни от тези на хоризонталната площадка. Възможно е случайно течене на водата, образуване на градиент и значителни колебания във водното съдържание. Пукнатините при слягане се образуват при по-малки градиенти, тъй като в почвата вече действат опънни усилия. Пукнатините се ориентират нормално към повърхността на откоса, а на определена дълбочина са почти паралелни на откоса. Една такава пукнатина може да даде началото на повърхнината на хлъзгане.

Водоустойчивост

Водоустойчивостта се дефинира като способност на почвите да запазват механичните си характеристики при взаимодействие с вода. Водата влияе чрез: суфозия - изнася почвени частици и почвата се разрушава, водонасищане в резултат глинестите почви губят якост и свързаност. Намокрянето се свързва с процеса на набъбване – слягане, който деформира структурата и създава системи от пукнатини, те от своя страна подпомагат попадането на вода в почвения пласт и разрушаването на връзките между частиците и агрегатите.

Влиянието на началните плътност и водно съдържание върху времето на водонасищане е изследвано върху образци с нарушена структура, от свлачищен материал - фиг. 4. Следователно съществува определена стойност на водното съдържание за всяка плътност на почвата, при която намокрянето протича особено бързо.

Моделиране на свлачища – потоци

Направеният анализ показва, че описанието на поведението на свлачища – потоци може да стане като се изходи от примерните уравнения за еласто-пластична изотропна среда (уравнения на Рабинович). Те в Ойлерова координатна система (x, y, z, t) имат вида:



Фиг. 4. Зависимост на времето за водонасищане log t от началното водно съдържание W. a) льосовидна песъчлива глина, б) глина от свлачище; за плътности 1-1,8; 2-1,7; 3-1,6; 4-1,4; 5-1,3 т/м³

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} + \rho \Phi_{x} = \rho \frac{dV_{x}}{dt}$$

$$(x, y, z)$$
(1)

$$V_x = \frac{du}{dt}; V_y = \frac{dv}{dt}; V_z = \frac{dw}{dt}$$
 (2)

$$\Theta_{e} = e_{xx} + e_{yy} + e_{zz} + 3\alpha \left(\vartheta - \vartheta_{0}\right) = \frac{p}{k} + 3\alpha \left(\vartheta - \vartheta_{0}\right)$$
(3)

Тук Φ - масова сила $\Phi_x = g \sin\beta$; $\Phi_y = g \cos\beta$ $\rho_$ плътност; Θ_e - относително изменение на обема; α - коефициент на линейно разширение; в и в о - текуща и начална температура; р. напрежение средно $3p = \sigma_{XX} + \sigma_{YY} + \sigma_{ZZ}$.

Към уравненията (1) и (3) трябва да се прибавят и физическите уравнения, които имат вида:

$$\overline{V}_{\varepsilon_{i}} = \frac{\partial \varepsilon_{i}}{\partial t}; i = (1, 2, ..., 6)$$

$$\overline{V}_{\varepsilon_{1}} = \frac{\partial V_{x}}{\partial x}; \overline{V}_{\varepsilon_{2}} = \frac{\partial V_{y}}{\partial y}; \overline{V}_{\varepsilon_{3}} = \frac{\partial V_{z}}{\partial z}$$

$$(4)$$

дx

$$2\overline{V}_{\varepsilon_{4}} = \frac{\partial V_{y}}{\partial z} + \frac{\partial V_{x}}{\partial y}; 2\overline{V}_{\varepsilon_{5}} = \frac{\partial V_{z}}{\partial x} + \frac{\partial V_{x}}{\partial z};$$
$$2\overline{V}_{\varepsilon_{6}} = \frac{\partial V_{x}}{\partial y} + \frac{\partial V_{y}}{\partial x}$$
(5)

Тогава пълната деформация ще има вида:

$$\overline{\varepsilon}_{i} = \overline{e}_{i} + \overline{\varepsilon}_{i}^{o} + \alpha \left(\vartheta - \vartheta_{0} \right) \delta_{i}; i = (1, 2, ..., 6)$$
(6)

А за пълната скорост на деформация се получава изразът:

$$\frac{d\overline{e}_{i}}{dt} = \frac{d\overline{e}_{i}}{dt} + \frac{d\overline{e}_{i}^{o}}{dt} + \alpha \frac{d\Theta}{dt} \delta_{i}; i = (1, 2, ..., 6)$$
(7)

тук \overline{e}_i - еластична деформация; \overline{e}_i^o - остатъчна деформация, като

$$e_i - \frac{1}{3} \Theta_{e} \delta_i = \frac{(\sigma_i - p \delta_i)}{2G}; i = (1, 2, ..., 6)$$
 (8)

$$\frac{d\overline{\varepsilon}_{i}^{0}}{dt} = \frac{3}{2}(\sigma_{i} - \rho\delta_{i})\frac{1}{\eta^{0}}; i = (1, 2, ..., 6)$$
(9)

$$\eta^{0} = \eta^{0}_{0} \exp\left\{-\frac{1}{m^{0}}\left[\gamma^{0} p + \left|\frac{3}{2}(\sigma_{r} - p)\right|_{max}\right]\right\}$$
(10)

тук η⁰ - вискозитет на средата; η⁰₀ - начален вискозитет; γ⁰ - обемен коефициент за остатъчна деформация; *m*⁰ логаритмичен модул на скоростта за остатъчна деформация; σ_{*r*} - главни напрежения.

И накрая за свързаните задачи е необходим и законът на Фурие:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \frac{2}{c_{v}} K \vartheta \frac{\partial \Theta}{\partial t} = \left(\frac{\partial^{2} \vartheta}{\partial x^{2}} + \frac{\partial^{2} \vartheta}{\partial y^{2}} + \frac{\partial^{2} \vartheta}{\partial z^{2}} \right) \left(\frac{\lambda_{\vartheta}}{c_{v} \rho} \right) + \frac{1}{c_{v}} \frac{1}{\rho} W_{\vartheta}$$
(11)

 λ_{ϑ} - коефициент на топлопроводност; W_{ϑ} - производителност на топлина от вътрешни източници; K - модул на обемно свиване; c_v - коефициент на топлоемкост (топлопоглъщане).

При пренебрегване на еластичната деформация може да се приеме ϑ = *const*. Тогава поведението на свлачищетопоток се описва с уравнението на Навие-Стокс за ненютонова среда:

$$\frac{\partial V_i}{\partial t} + V_j \frac{\partial V_i}{\partial x_j} = \Phi_i - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x_i} + \frac{1}{3\rho} \left\{ \eta^0 \Delta V_i - 2\dot{\varepsilon}_{ij} \frac{\partial \eta^0}{\partial i} \right\}$$

$$i, j = x, y, z$$
(12)

$$\Delta V_i = \frac{\partial^2 V_i}{\partial x_i^2}$$
 - Лапласиан.

Към уравнения (12) трябва да се прибавят началните и граничните условия на задачата. Поради това, че задачата е нелинейна, тя може да се реши само числено – по метода на крайните разлики или по метода на крайните елементи.

Опростени схеми на решения

Изследвания проблем е многофакторен, което налага използването на опростени решения. По-долу ще направим оценка на влиянието на най-важния фактор - влажността *W* върху разпределението на скоростта на свличане V_x по дебелината на пласта, а така също какви са условията за протичането на пласта.



Фиг. 5. Схема на скоростта на свличане в наклонения пласт

Изхождайки от общите уравнения, модифицираното уравнение на Бингам може да се представи във вида:

$$\tau = \tau_0 + \frac{\eta^0}{exp\frac{(\tau - \tau_0)}{m_G^0}} \frac{dV_x}{dy} + \sigma_n tg\phi , \qquad (13)$$

където $\tau = \gamma_d (1+W) \sin\beta (H-y); \eta_0^0 = \frac{\eta_0^0(0)}{e^{a_{\eta_0}W}}$ $\sigma_n = \gamma_d (1+W) \cos\beta (H-y); \tau_0 = \frac{\tau_0^0}{e^{a_{\eta_0}W}}, \gamma_d$ - обемно тег-

ло на скелета.

Параметрите τ_0^0 ; $\eta_0^0(0)$; a_{τ_0} и a_{η^0} се определят от опитни криви $\tau_0 = \tau_0(W)$ и $\eta_0^0 = \eta_0^0(W)$, като тези показани на фиг. 6 Шадунц (1983).



Фиг. 6. Зависимост на а) началното съпротивление на преместване τ_0 , б) динамичният вискозитет η^0 от водното съдържание W. Данни на 1 – Маслов, 2 – Шадунц, 3 – Мостков

Ганчева Н. и др. МЕХАНО-МАТЕМАТИЧНО МОДЕЛИРАНЕ ...

Изхождайки от (13) и приемайки $m_G^0 \to \infty$ получаваме:

$$\tau - \tau_0 - \sigma_n t g \varphi = \eta_0^0 \frac{dV}{dy}$$
(14)

или
$$dV = \frac{\tau - \tau_0 - \sigma_n t g \varphi}{\eta_0^0}$$
 (15)

или
$$dV = \frac{1}{\eta_0^0} [\gamma_d (H - y + HW - yW)(\sin\beta - \cos\beta tg\phi) - \tau_0] dy$$

при W = const. Откъдето при V = 0 y = 0 c = 0 получаваме:

$$V = \frac{1}{\eta_0^0} \left[\gamma_d (1+W) (\sin\beta - \cos\beta tg\varphi) \left(Hy - \frac{y^2}{2} \right) - \tau_0 y \right]$$
(16)

при у = Н

$$V_{H} = \frac{H}{\eta_{0}^{0}} \left[\frac{H}{2} \gamma_{d} (1 + W) (\sin\beta - \cos\beta t g \phi) - \delta_{0} \right]$$

От условието V_H = 0 получаваме следното уравнение за определянето на критичната влажност

$$e^{a_{\tau_0}W_{kp}}\left(1+W_{kp}\right) \ge \frac{\tau_0^0}{\frac{H}{2}\gamma_d(\sin\beta - \cos\beta tg\varphi)}$$
(17)

Например за данните от фиг. 6 обобщени в таблица 2 получаваме $W_{kp} = 0,38$, при параметри: $a_{\tau_0} = 15,545$, $\tau_0^0 = 1,26.10^6 Pa$, $\beta = 15^\circ$, $\varphi = 12^\circ$, H = 5m $\gamma_d = 1,9 \frac{t}{m^3} = 18632,45 \frac{Pa}{m}$.

Таблица 2.

Зависимост на началното съпротивление на преместване и динамичният вискозитет от водното съдържание

W	$\eta \stackrel{0}{_0}(0)$ Pa.s	τ <mark>0</mark> Pa
0	2.10 ¹⁶	1,26.10 ⁶
0,05	3,5.10 ¹⁵	5,79.10⁵
0,10	6,3.10 ¹⁴	2,66.10⁵
0,15	3,16.10 ¹⁴	1,22.10⁵
0,20	2.10 ¹³	5,62.10 ⁴
0,25	3,5.10 ¹²	2,59.10 ⁴
0,30	6,3.10 ¹¹	1,19.10 ⁴
0,35	1,1.10 ¹¹	5,48.10 ³
0,40	2.10 ¹⁰	2,51.10 ³
0,45	3,5.10 ⁹	1,15.10 ³
0,5	6,3.10 ⁸	5,3.10 ²
0,55	1,1.10 ⁸	2,44.10 ²
0,60	2.10 ⁷	1,12.10 ²

0,65	3,5.10 ⁶	5,41.10
0,70	6,3.10 ⁵	2,37.10
0,75	1,1.10⁵	1,09.10
0,80	2.10 ⁴	5.0

Характерът на разпределението на скоростите по височината на пласта е показано на фиг. 7 за W = 0.5, $a_{n,0} = 34,54$, $\eta_{0}^{0} = 2.10^{16} Pa.s$.



Фиг. 7. Разпределение на скоростта на свличане $V_{\rm x}$ по височина на пласта H

По този начин бе показана възможността за използването на водното съдържание като основен параметър за определяне поведението на свлачища – потоци. По аналогичен начин може да се изследва поведението при други закони на водното съдържание по височина на пласта, като например:

$$W = a_W y + W_0$$
; $W = a_W y^2 + W_0$.

Литература

- Абелев, М. Ю. 1973. Слабые водонасыщеные глинистые грунты как основания сооружений. М. Стройиздат.
- Артюшков, Л. С. 1997. *Динамика неньютоновских жидкостей*. Санкт-Петербург. СПбГМТУ.
- Бугров А., Р. Нарбут, В. Спидин. 1987. Исследование грунтов в условиях трехосного сжатия. Ленинград. Стройиздат.
- Гуревич Г. И.1974. Деформируемость сред и распространение сеисмических волн. М. Наука.
- Маслов, Н.Н. 1955. Условия устойчивости склонов и откосов в гидроэнергетическом строителстве. М. ГЭИ.
- Месчан, С. Р. 1992. *Реологические процесы в глинистых грунтах с учетом особых воздействий*. Ереван. Айастан.
- Огибалов, П., А. Мирзаджанзаде. 1970. *Нестационарные движения вязко-пластичных сред*. М. Издателыство Московского Университета.
- Рабинович, А.Л. 1970. Введение в механику армированных полимеров. Наука.
- Селевые потоки и горные русловые процесы. 1968. Сболник докладов на X всесоюзной селевой конференции. Ереван.

Ганчева Н. и др. МЕХАНО-МАТЕМАТИЧНО МОДЕЛИРАНЕ ...

- Тер-Мартиросян, З. Г., П. Поршин, А. Власов, М. Мнушкин. 2002. Отчет инженерно-геологические изискания для Канатно-кресельной дороге на склоне Воробьевых гор г. Москве.
- Тер-Степанян, Г. И. 1973. Некоторые особенности механизма земляных потоков. Инженерногеологические свойства глинистых пород и процесы в них (труды международного симпозиума). 117-132.
- Тихвинский, И. О. 1968. Оценка и прогноз устойчивости оползневых склонов. М. Наука.
- Хаджиков, Л., Я. Иванов, Н. Ганчева. 2001. Влияние на скоростта на деформацията и натоварването на върху поведението на някои видове скали и почви. *Строителство*, 2, 21-29.
- Шадунц, К.Ш. 1983. Оползни потоки.М. Недра.
- Usha. R., B. Uma. 2003. Weakly Nonlinear Stability Analysis pf Condensate / Evaporating Power-Low Liquid Film Down an Inclined Plane. *Journal of Applied Mechanics*. Vol. 70. 915-921.

Препоръчана за публикуване от катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 189-191

GEOECOLOGICAL RADIOACTIVE RISKS IN THE AREA OF BORANJA GRANODIORITE MASSIF

V. Gordanic, D. Jovanovic, A. Ciric

GEOINSTITUTE, Rovinjska 12, 11 000 Belgrade, Serbia and Montenegro

ABSTRACT. Boranja granodiorite massif is placed in western Serbia where it spreads at about 80 km². Geoecological state in this area, caused by Boranja granodiorite, is based on results of petrological, geochemical and structural investigations.

The main part of the pluton is intruded in the dome of anticline made of Permo-Carboniferous and Mesozoic formations.

During the intrusions ring structures and fault zones striking NW-SE were formed. They, as well as fractures in the denudated parts of massif, represent migration paths for radioactive elements from magmatic body.

In order to define radioactive risks we have determined the amounts of U, Th and K from rock samples, content of total and soluble U from the stream sediments and content of U, microelements, anion-cation composition, pH, Eh and Ep of the waters.

Geoecological significance of obtained results is especially important for space planning in waterpower engineering and agriculture as well as in adequate protection of inhabitants and living world in general.

ГЕОЕКОЛОЖКИ РАДИОАКТИВНИ РИСКОВЕ В РАЙОНА НА ГРАНОДИОРИТЕН МАСИВ БОРАНЯ

В. Горданич, Д. Йованович, А. Сивич

Геоложки институт, ул. "Ровинарска" 12, 11 000 Белград, Сърбия и Черна гора

РЕЗЮМЕ. Гранодиоритен масив Бораня се намира в западна Сърбия, където заема площ от около 80 km². Геоекологичното състояние на района, дължащо се на гранодиоритен масив Бораня е проучено с помощта на петрологични, геохимични и структурни изследвания.

Основната част от плутона е внедрена в купола на антиклинала, изградена от карбон-пермски и мезозойски формации. По време на внедряването са се оформили пръстеновидни структури и разломни зони, които имат простирание СЗ-ЮИ. Разломните зони, както и пукнатините в денудираните части на масива представляват миграционни пътища за радиоактивните елементи от магменото тяло.

За определяне на радиоактивния риск с определени количествата на U, Th и K в скални проби, съдържанието на общия и разтворения във седиментите U и съдържанието на U, микроелементи, съотношението аниони – катиони, pH, Eh и Ep на водите. Геоеколожкото значение на получените резултати е изключително важно за пространственото проектиране на хидроенергийните съоръжения и обекти на селското стопанство, както и за съответната защита на населението и живите организми като цяло.

Introduction

Boranja granodiorite massif is placed in western Serbia where it spreads at about 80 km². Geoecological state of this massif was defined through the influence of natural radioactivity for the purposes of space planning of the urban places and waterpower engineering.

Definition of the level of radioactive safety in the ambience of this intrusive is based on the results of the content of natural radionuclides in different geochemical surroundings.

Geological mapping and sampling of the stones, stream sediments and waters was based on petro-structural characteristics of the terrain. Considering that the research took place in different mediums, the evaluation of the obtained results and definition of radiation safety was performed according to recommendations of the World Health Organization (WHO), International Committee for Radiation Protection (ICRP) and other international institutions.

Main geologic features of investigated area

Investigated area included granitoide massif of Boranja and contact belt around it. It is bordered by the river Drina from the

south and west, river Radalj on the north and Mackov kamen on the east. Granodiorite is about 7 km wide and 12 km long. The highest parts of terrain are built of magmatic rocks, except the peak Mackov Kamen (924 m), which is built of shists and quartz sandstones. High tops are alsoTurski grobovi (783 m) and Alina glava (696 m). Rest of the terrain is characterized by the smooth relief which inclines gradually to the Drina valley.

Hydrographic network of this area is well developed and most of the rivers flow to the Drina.

Investigated area is characterized by complex geological composition. It is built of sedimentary rocks Paleozoic (Devonian-Permian); Mesozoic (Triassic-Jurassic) and Cenozoic (Miocene-Holocene) in age. Metamorphic rocks are Paleozoic and Tertiary in age, while volcanic and igneous rocks are from Tertiary.

On the eastern border of the massif is placed Drina-Ivanjica Paleozoic complex, while on the western side is found Diabase-Chert formation Jurassic in age. On the north and partly on the southeast (but in lesser amount) occur dacitoandesites. Their thickness is up to 100 m, and they are followed by pyroclastic material. They are porphyritic rocks with or without quartz, and with andesine and colored minerals biotite, amphibole and pyroxene as phenocrysts. In these parts

we can also find quartz latites. They are Miocene-Pliocene rocks built of sanidine, quartz, andesine, biotite and sometimes amphibole.

The age of Boranja granodiorite is determined as Oligocene based on K/Ar analyses on hornblende and biotite.

Of the main interest for us were granitoide rocks and dyke rocks in them. Surface of about 80 km² occupied by granitoide was covered by detailed prospection, observation and sampling.

Materials and methods

Activity of the natural radionuclides was determined on the samples from granodiorite massif, stream sediments and waters.

Massif itself consists mainly of amphibole-biotite granodiorites, with minor amounts of biotite granodiorites and monconites. They are built of quartz, plagioclase, K-Feldspar, amphibole and biotite as main constituents with accessories apatite, titanite, zircon, ortite and metallic minerals.

Dyke rocks that follow intrusion are granodiorite porphyries, aplites, pegmatites and lamprophyres.

In granodiorite porphyries as phenochrysts occur quartz, orthoclase, plagioclase, bioitites and amphiboles. Chemically, these rocks are very close to the main granodiorite intrusion.

Aplites and pegmatites are similar but differ in the size of the grains. They are built of quartz, K-feldspar, biotite, muscovite and accessories titanite and tourmaline.

Lamprophyres are very rare. According to their mineral composition, kersantite and minette are singled out.

Samples of the stream sediments and waters are gathered from the surface flows in accordance with hydrographic features of terrain.

Radiometric examinations were carried out on the samples previously mechanically crushed and powdered to 80 to 100 mashes and homogenized. Samples of about 500 g such prepared rocks were measured on gamma spectrometer with Nal(TI) 4x4 in detector. For spectrum calibration and calculation of radioactive elements concentration, we have used "New Brunswick Lab." (USAEC): NBL No. 103 (0.05% U) as well as NBL No. 107 (0.10% Th) standards of uranium and thorium ores.

Determination of uranium in stream sediments and waters was performed by laser fluorimeter (LA UA-3) with fluran as characteristic reagent.

Chemical analyses of metal were carried out by following methods:

- Atomic Absorption Spectrophotometry (AAS)

- Atomic Emission Spectrophotometry (AES)

- Inductive Coupled Plasma- Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES).

Results and Discussion

Definition of geoecological status of Boranja granitoide massif refers to determination of zero-level of natural radioactivity in rocks, stream sediments and waters.

According to the results of radiometric analyses of rocks, amounts of U, Th and K vary: for uranium from 4.6 ppm to 8.65 ppm, x=6.3 ppm; for thorium from 15.7 to 20.7 ppm, x=18.2 ppm; for potassium from 2.3% to 4.1%, x=2.8 %. Relation Th/U

ranges from 1.97 to 4.36 and indicates thorium character of investigated area.

According to mineral and chemical composition, the most of the examined rock samples correspond to granodiorites. Main oxide values, expressed in weight percents, vary within the ranges as follow: SiO₂ = 61.84-71.60%; Al₂O₃ = 13.83 -16.76%; Fe₂O₃ = 0.72-4.13 %; FeO = 0.62-2.3 1%; MnO = 0.05-0.10%; MgO = 0.71-2.50 %; CaO= 1.99-4.67%; Na₂O= 2.64-3.65%; K₂O = 2.14-4.05% and P₂O₅ = 0.05-0.18%.

Trace elements analyses showed that, compared to average values for acid rocks, some of them have higher amounts such as: Ba (450-10000 ppm); Mo (7-25 ppm, rarely 60 ppm); Pb (10-70 ppm) and Sr (400-3000 ppm); while the content of others (Mn, Ga, V, Cu, Y, Yb, Zr, Ni, Co, Sc, Cr and La) correspond to the average values.

Genetic and geotectonic classification of Boranja granitoide rocks was based on their mineral and chemical composition. According to this, they are mostly I-type granitoides (Chappell&White, 1974; Hine *et al.*, 1979) and they have calcoalcaline character. That was confirmed in the papers of Steiger *et al.*, 1989; Karamata *et al.*, 1990; Knezevic *et al.*, 1994.

According to mentioned authors, at the beginning of Oligocene partial melts from the upper mantle were moved towards the surface and mixed with the material from the lower parts of the continental crust. This lifting occurred through the main, big fractures striking NNW-SSE (striking of Vardar Zone). During this process, chemical composition of the melt has been continuously changing from quartzmonconite to granodiorite.

Boranja granitoide massif is characterized, based on the morpho-structural analyses, by clear differentiation of massif itself, unequal erosion, local reefs, sharp linear discontinuity in NW-SE part of the massif, which is in the main part of the terrain separated from the Paleozoic shists, and numerous fractures and ruptures.

The big part of the massif is grusified, on some places its thickness is even 5 m, especially in the parts with small dip.

In stream sediments, which was made by fluvial erosion and denudation of this massif, determined contents of uranium varies within range from 0.2 to 12 ppm, x = 1.2 ppm. According to Atlas BRGM, the average content of U in stream sediments is 0.5 ppm. It implicate that it would be necessary to analyze sand quarries by the rivers especially if the material possibly origins from the areas of the increased radioactivity.

In the massif itself, some aquifers connected to the fault structures and fractures are formed in the different depths. They are the cause of occurrences of thermal waters in Radeljska Banja (Spa) which is used for drinking and bathing.

Uranium content in underground and surface waters varies within range from 0.01 to 2.0 ppb, x = 0.8 ppb with pH values 6.4 to 8.2. Waters are slightly mineralized, neutral to slightly alkaline. According to anion and cation content, they mainly correspond to hydrocarbon-chloride-sulfatic, hydrocarbonsulfatic-chloride, sodic--potassic--calcic--magnesic to sodicmagnesic-calcic type. This kind of waters with slightly alkaline reaction (pH=7.5-8) is very suitable for dissolution of carbonates, sulfates, vanadates and uranium oxides. Regarding the degree of cationic influence to uranium leaching from surrounding rocks, on the first place is Na followed by Ca and Mg.

Utilization of Boranja granodiorite as building material and in architecture was determined, among other things, by the index

of total activity (I) which is in the about 30% of the examined samples > 1 or at the border (Table 1).

For maintaining the level of the radiation safety, most of the European countries have brought regulations about permitted amounts of natural radionuclides in building materials, as well as recommendations for the level of radon concentrations especially in living and working spaces. According to this recommendations, total index of gamma radiation of natural radioactive elements uranium, thorium and potassium in building material should not exceed I = 1 (0.7 mSv/year) and interventional level of radon in living spaces should not be higher than 400 Bq/m³ in old, and 200 Bq/m³ in new buildings.

Table 1.

Co	ntent	t of	rad	ίοηι	iclic	les	in	granod	liorite	sampl	les of	Bora	nja
				0.0				000		10			

aamala	²²⁶ Ra Bq/	²³² Th	⁴⁰ K	γ-
sample	kg	Bq/kg	Bq/kg	Index
1	98.89	77.05	782.18	>1
2	75.89	78.99	1226.12	>1
3	81.51	77.58	824.46	<1
4	64.26	74.83 854.66		<1
5	76.14	66.25	794.26	<1
6	88.77	70.86	70.86 818.42	
7	62.76	83.68	83.68 1078.14	
8	68.76	77.49	860.70	<1
9	73.26	73.69	748.96	<1
10	91.64	79.23	854.66	>1
11	108.14	68.96	839.56	>1
12	65.51	76.56	821.44	<1
13	71.89	63.58	939.22	<1
14	57.76	65.28	779.16	<1
15	35.13	34.22	513.40	<1
16	38.26	53.91	918.08	<1
17	101.77	71.06	71.06 776.14	
18	82.52	83.40	890.90	<1
19	89.77	70.62	673.46	<1
20	78.14	72.36	742.92	<1

Geoecological risk refers to the exposure of the population to the ionizing radiation according to recommendations of World Health Organization, United Nations Commission for Atomic Energy Research (UNCAER) and other international and national institutions.

For example, we mention the place G. Stubla in South Serbia, where the measured concentrations of radon in the houses were higher than 3000 Bq/m³ (on some places even up to 9000 Bq/m³, measured by detectors CR-39 type). Index of total gamma activity of trahites used for building of this houses is >1.

Conclusion

According to the presented results we can make following conclusions:

- It is very important to determine geoecological status, zerolevel of natural radioactivity of the area in which, eventually, is planed building of some objects.

- It is necessary to carry out existing regulations more severe and establish permanent control of building material, especially decorative stones, domestic as well as imported.

- It is very important to single out the zones of radiationradioactive risks including contents of natural radionuclides in different environments.

- In the areas of anomaly concentrations of radioactive elements in the stones, earth, air and water, in the working and living places, it is necessary to carry out adequate health protection of inhabitants.

References

- Chappell B. W. & White A. J. R., 1974: Two contrasting granitic types, Pacif. Geol., 8, Tokyo, 173-174.
- Fisenne I. M.: Long-lived (natural) Radionuclides in the Environment. In Final Report from Vth Inter. Symp. On Natural Radiat. Environm. EUR 14. 411, CEC, p 187-255, Luxemburg, 1993.
- Gordanic V., Jovanovic D., 1998: Natural radioactivity of building stone from selected quarries in Serbia. Symposium of measurement and measurement equipment. Proceedings, book II, p 771-777, Belgrade 1998. (in Serbian)
- Gordanic V., Jovanovic D., Zunic Z., 1998: Radionuclides in building stone with a reference to Indoor Radon Concentration Level. XIII congress of geologists of Yugoslavia, book IV, mineral raw materials, p 327-333, Herceg Novi, 1998. (in Serbian)
- Hine R., Williams I. S., Chappell B. W. & White A. J. R., 1979: Contrast between I- and S-type granitoids of the Kosciusko batholithe, Jour. Geol. Soc. Australia, 25, 219-234.
- Karamata S., Steiger. R., Djordjevic P. & Knezevic V., 1990: New data on the origin of granitic rocks from Western Serbia. Ext. du Bull. De L'Acad. Serb. Des Sci. et Arts, T. CII, Class. Des SCI. math. et natur., Sci. natur. No 32, 1-9. Beograd.
- Knezevic V., Karamata S. & Cvetkovic V., 1994: Tertiary granitic rocks along the southern margin of the Pannonian Basin, Acta Mineralogica-Petrolographica XXXV, 71-80. Szeged.
- National Research Council Committee on The Biological Effects of Ionizing Radiation: *The Health Effects of Radon and other Internally Deposited Alpha Emitters*, book IV, Washington, DC: National Academy Press, 1988.
- Source and Biological Effects of Ionizing Radiation, UNCAER Publ., New York, 1988.
- Steiger R., Knezevic V. & Karamata S., 1989: Origin of some granitic rocks from the southern margin of the Pannonian Basin in Western Serbia, Yugoslavia. Terra Abstracts, vol. 1. 53, Strasbourg.

Препоръчана за публикуване от катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

КРАЙБРЕЖНИ ВОДОПРОПУСКЛИВИ ПЯСЪЦИ ПОКРИТИ С ТЪНКИ ХУМОСНИ ПРОСЛОЙКИ – ЛЕСНО НАРУШИМО РАВНОВЕСИЕ ПРИ СНЕГОТОПЕНЕ И ИНТЕНЗИВНИ ВАЛЕЖИ

Е. Демирева-Милушева

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски," 1700 София

РЕЗЮМЕ. При строителство на съоръжения и сгради в крайбрежната ивица, като геоложка даденост, земната основа често е представена от водопропускливи пясъци покрити с тънки хумосни прослойки. Поради дрениращите способности на почвата, високи подпочвени води не е очакват. Естественият терен, обикновено, е с малко по-голям наклон от ъгъла на вътрешно триене на масива, което се дължи на повърхностната кора от затревяване и залесяване и слабата спойка от заглияване.

Статията разглежда, на базата на конкретен проблем, устойчивостта, мероприятията по укрепване и рекултивацията на изкопи в наклонени крайбрежни терени.

Взаимодействието между съоръжението, укрепващо повърхността на откоса и скалната или земна основа е активен елемент. За да има един откос самоносимоспособност, това означава, че той, без вредни деформации и в достатъчна степен на сигурност, понася създалите се напрежения във всяка точка. От друга страна и при устойчиви, но сравнително стръмни откоси и дълги бордове, предвид високите скорости на движение на повърхностните води, които водят до отмиване на повърхностния слой почвени частици, биологичното рекултивиране налага преоткосиране.

COASTAL WATER-PERMEABLE SANDS COVERED WITH THIN HUMUS LAYERS – EQUILIBRIUM EASILY BROKEN AT RAIN AND SNOWMELTING CONDITIONS

E. Demireva-Milusheva

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia

ABSTACT. Construction of facilities and buildings in coastal areas faces geological conditions as unstable grounds usually represented by water-permeable sands covered with thin humus layers. High underground waters cannot be expected because of the draining characteristics of such soils. The natural grounds are often sloped a little bit more than the angle of inner friction of the massive, as a result of the surface coating comprising trees, grass as well as slight clay ingredient. The article covers based on a specific issue the stability, the reinforcement methods and re-cultivation at excavation works in sloped coastal areas. The slope and terrain changing procedures require the usage of combined, more rational methods which together with the obligatory biological re-cultivation to strengthen the stability of the final slopes.

Въведение

При строителство на съоръжения и сгради в крайбрежната ивица, като геоложка даденост, земната основа често е представена от водопропускливи пясъци покрити с тънки хумусни прослойки. Поради дрениращите способности на почвата, високи подпочвени води не е очакват. Естественият терен, обикновено, е с малко по-голям наклон от ъгъла на вътрешно триене на масива, което се дължи на повърхностната кора от затревяване и залесяване и слабата спойка от заглиняване.

Статията разглежда, на базата на конкретен проблем, устойчивостта, мероприятията по укрепване и рекултивацията на изкопи в наклонени крайбрежни терени.



Сн. 1. Общ вид на изкопите след прокарване на тръбопровода

Демирева-Милушева Е. КРАЙБРЕЖНИ ВОДОПРОПУСКЛИВИ ПЯСЪЦИ..

Посочения на сн. 1 изкоп с височина до 4 м е направен при изграждане на линейно съоръжение – тръбопровод. Част от него е изградена по открит способ – в траншея, а друга подземно – с къртица. След интензивен валеж част от ската е загубил устойчивост и се е свлякъл на площ от 800-1000 кв.м в зоната на подземно прокарания тръбопровод Сн. 2.



Сн. 2. Част от ската е загубил устойчивост и се е свлякъл на площ от 800-1000кв.м в зоната на подземно прокарания тръбопровод

Инженерно-геоложки данни

Трасето на тръбопровода минава по дъното на ерозионно отточно дере (Сакъма дере) и плавно се изкачва по левия му склон. Брегът има акумулативен характер, вследствие на което плажната ивица е по-значителна. Литоложките разновидности изграждащи склона на дерето са акумулирани морски пясъци и делувиални глини.

Пласт 1 – Почвен слой – хумусна глина с включения на растителни корени. Има повсеместно разпространение и е с мощност в зависимост от почвения вид. Обект е на рекултивация.

Пласт 2 - Пясък заглинен, белезникав (слабо споен пясъчник) от изветрели материали. Тази строителна почва има широко разпространение. Среща се в литоложкия разрез като се установява в почти всички сондажи. Премината е в много от сондажите. Наблюдава се като разкритие на повърхността. Пясъците са разнозърнести - от дребнозърнести до едрозърнести и на много места са слабо заглинени или слабо споени с глинеста или варовита спойка. Опробвана е с 21 бр. проби (1).

Пластът има площно разпространение, като обикновено предхожда основната скала-подложката, защото е изветрял материал от нея.

По важните физични показатели получени от изследваните проби са дадени в Таблица 1. Статическите изчисления са проведени с усреднени показатели съгласно табличните данни.

Зърнометричният състав на пясъка по фракции е даден в Таблица 2.

Високи подпочвени води не се очакват.

Таблица 1.

По важните физични показатели получени от изследваните проби

Nº	Показатели	Мин.	Макс.	Средно
1	Специфична плътност - g/cm ³		2.69	2.67
2	Обем на порите в сухо състояние - % макс.	38.80	50.94	46.31
3	Обем на порите в сухо състояние - % мин.	27.24	41.20	35.60
4	Коефициент на пори в сухо състояние-макс.	0.634	1.053	0.869
5	Коефициент на пори в сухо състояние-мин.	0.374	0.701	0.557
6	Обемна плътност в сухо съсътояние макс.	1.57	1.95	1.72
7	Обемна плътност в сухо състояние мин.	1.31	1.64	1.44
8	Ъгъл на естествения откос макс.	26	33	29
9	Ъгъл на естествения откос мин.	22	30	28
10	Коефициент на разнозърност	2	214	27

Таблица 2.

Зърнометричният състав на пясъка по фракции

Фракции - мм				Дименсии	Мин.	Макс.	Средно
Зърномет-	а	б	>200 в		б	б	
ричен състав		>2.0	20-200	%	-	3	1,5
фракции мм	>2.0	0.5-2.0	5-20	%	1	1,5	1,25
	0.1-2.0	0.25-0.5	2-5	%	1	67,5	34,25
	0.005-0.1	0.1-0.25	0.1-2.0	%	4	18	11
	<0.005	<0.1	<0.1	%	13	91	52
	Коефициент на разнозърност				4	13	8,5

Статистически изчисления

Една проверка на хлъзгане по плъзгателна повърхнина с наклон 17 градуса, ъгъла под който е прокаран подземно тръбопроводът, показва, че ако скатът не е подкопан на височина над 4 метра, той е в устойчиво състояние.

Изчисленията са проведени на базата на разрез по трасето на тръбопровода. Фиг. 1 и фиг. 2 Статическите изчисления са дадени в таблица 3.



Фиг. 1. План на участъка на свлачището с нанесен разрез А-А


Фиг. 2 Разрез А-А с номерата на ламелите по най-неблагоприятна плъзгателна плоскост – по трасето на тръбопровода (2)

Таблица 3.

Статическите изчисления за свлачището

№ на ламела	Ширина на ламелата	Средна височина	Ъгъл на повърх. на хлъзг.	Тегло на ламелата	Хлъз. сила	Сила на триене	Свлачищна сила за ламела	Свлачищна сила
	m	m	()	Gi (kN)	Gti (kN)	Ti (kN)	Ei(kN)	E(kN)
1	4,0	0,5(6+2,5)	68	268	249	55,73	193,3	193,3
2	6,4	0,5(8,2+5,8)	43	696	475	282,5	192,73	386
3	3,0	8,0	17	379	111	210	-90	296
4	3,0	8,0	17	379	111	201	-90	206
5	3,0	8,0	17	379	111	201	-90	116
6	2,0	0,5(8+6,4)	17	228	65	121	-54,5	61,5
7	3,0	0,5(6,4+4,0)	17	246	72	132	-60	0

Анализ на състоянието

Внимателното проучване на зърнометричната крива на пясъците по ИГД показва, че основната фракция е прахов ситен пясък 52 % със среден диаметър d=0,005, а 34 % от фракциите е среден пясък с d=0,1-2,0 мм.

При разлика в зърнометрията на пясъка над 20 % от съдържанието и диаметъра на зърната се създават условия за суфозия (при наличие на вода). Това е процес, при който зърната с малки диаметри се увличат от движението на водния ток и се отнасят заедно с тях, преминавайки покрай по-големите зърна. Явлението води до бързи разрушения и моментно образуване на каверни.

При огледа на място не беше установено наличие на повърхностни води. Макар че, водосборната област предполага при интензивни валежи, значително покачване на водите, в дерето не се забелязва образуване на речно русло, характерно за повърхностен отток. Причината е силно дрениращия материал изграждащ склоновете и дерето. Оттичането се извършва, явно по подземни депресионни линии (повърхнините на водните нива се под повърхността на терена).

От казаното до тук става ясно, че при оттичане на филтриралата от интензивни валежи или снеготопене вода, покрай газопровода е имало суфозия - отнесени са били разсортираните дребни пясъчни зърна. По-едрите са се срутили и нарушили първичния релеф на терена. Нарушена е била тревната покривка и залесяването, която поради тънкия хумусен пласт има плитка коренова система. Цялата тази "кора" се е свлякла по неустойчивия по отношение на якост, среден ъгъл на откоса 45 градуса.

Динамичната сила вследствие филтрация (3) и воден ток е:

$$F = m.V.\cos\alpha = m.k\sqrt{J}.\cos\alpha \qquad (1)$$

където *m* е масата на оттока, *V* – скоростта на движение на водния ток, който може да бъде изразен с коефициента на филтрация *k* и наклона на депресионната крива *J*, а α наклона на плъзгателната повърхнина.

Определянето на оттока изисква допълнителни данни за валежи, водосборна област, отточна височина и др., така че количествена оценка на суфозията, на този етап не може да се даде. Но качествената оценка е очевидна – по трасето над тръбопровода се е образувало русло от движещи се скатови води сн. 2. Те ще продължават да отнасят дребни частици от пясъка, да разширяват и оформят руслото при бъдещи валежи и снеготопене. Успоредно с това ще създават и опънни сили в тръбопровода, чиято големина зависи от скоростта, масата и плътността на воднопясъчния поток.

Демирева-Милушева Е. КРАЙБРЕЖНИ ВОДОПРОПУСКЛИВИ ПЯСЪЦИ...

Укрепителни мероприятия

Взаимодействието между укрепващо съоръжението, повърхността на откоса и скалната или земна основа е Зa активен елемент. да има един откос самоносимоспособност, това означава, че той, без вредни деформации и в достатъчна степен на сигурност, понася създалите се напрежения във всяка точка. От друга страна и при устойчиви, но сравнително стръмни откоси и дълги бордове, предвид високите скорости на движение на повърхностните води, които водят до отмиване на повърхностния слой почвени частици, биологичното рекултивиране налага преоткосиране.

Големите обеми земни работи при преоткосиране налагат да се търсят по-рационални комбинирани мероприятия, които успоредно със задължителната биологична рекултивация да повишават устойчивостта на откосите. За постигане на устойчивия наклон се разчита основно на насип от скална маса, поради: по-голямото обемно тегло на скалната маса; добрите й дрениращи способности и добро сцепление с основната плоскост срещу хлъзгане и срутване, както и устойчивост на земетръсно въздействие.

Прилага се за затревяване (Фиг. 3) на сравнително стръмни откоси, тъй като конструкцията задържа почвените частици и ги предпазва от обрушване и получава се една армирана тревна покривка, която е способна да издържи на водни потоци със скорост до 4 m/s. Определянето на устойчивия ъгъл на откоса е необходимо да се съобрази с дължината на борда Фиг.4.

Поради малкото си собствено тегло "Tensar Mat" е технологична. Закрепването й се извършва с къси метални фиби през 1,5 m. При работа с мрежата е необходимо минимално припокриване от 10 см. т.е. тя може да се поставя на отделни участъци или повсеместно.



Фиг. 3. Повърхностно укрепване с геомрежа от вида "Tensar Mat"



Фиг. 4. Номограма за определяне на устойчивия ъгъл на откоса в зависимост от дължината на борда

Биологична рекултивация

197

Демирева-Милушева Е. КРАЙБРЕЖНИ ВОДОПРОПУСКЛИВИ ПЯСЪЦИ..

При формиране на биологичната рекултивационна покривка (4) могат да се използват слабокисели и неутрални почви, които трябва да отговарят на следните качества: добър клас химичен състав с 30-45 % физична глина, от монтморилонитов или илитов тип, средно съдържание на хумус – над 4-5 %, умерена до висока степен на наситеност на бази - 75-95 %, добра водозащитна способност и буферност, слабо сбиване и диспергиране. Тази характеристика е предпоставка за образуване на здрава биогеозащитна покривка, която може да задържа водните запаси при по- сухи условия и при по-стръмни наклони на терените.

Съобразно средата трябва да се подбират екологични растителни видове привързани към определена реакция на почвата. Това може да се установи по растенията – биоиндикатори, още когато се депонира повърхностния хоризонт при различните дейности. Растенията биоиндикатори имат добра адаптация към естествената среда и по-точно към определени фактори и условия.

Почвения материал за покритие на скалната маса може да бъде от вида на така наречената мъртвица. Това е зоната под хумусния пласт, в която процентът на органични вещества е под 5 %. Той е с добра водозадържаща способност и при инплантиране ще се получи добра естествена среда на кореновата система. Мъртвицата е с различен гранулометричен и механичен състав, различно

Препоръчана за публикуване от катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

хумусиран състав, аерация и глинясване (физикомеханична стабилност). Обикновено пластът е по-скелетен и пофрагментарен, по-песъчлив и по-ниско хумусен почвен материал.

Мощността на рекултивирания пласт трябва да бъде до 50 см при използване на хумусен материал и до 2-3 метра при използване на геоложки субстрат - мъртвица.

При прилагането на продукта Tensar Mat, мощността на хумусния материал се намалява до 3 см.

Използването на мъртвицата, която припокрива скалния откос и задържа повърхностната влага, предпазва от директно дрениране и намалява цената на геозащитните съоръжения, тъй като се запазват богатите на хумус почви.

Литература

БДС, Сборник стандарти за строителни почви, 1976.

Еврокод "Геотехника", ЕС-7, ред. 1995.

DIN 1054 "Zulassige Belastung des Baugrundes".

Демирева Ел., Теохаров, Калчев Б., Международна конференция по открит добив, 2001.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НА РЕЗУЛТАТИ ОТ ЦИКЛИЧНИ СРЯЗВАНИЯ НА ЗЕМНИ ПРОБИ В СРЯЗВАЩ АПАРАТ "TAYLOR"

Г. Златев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София

РЕЗЮМЕ. В повечето случаи преместванията, които са реализирани до момента на проучванията в свлачищните тела са от порядъка на 20 до 50 сm. Реалните деформации, които могат да се постигнат при стандартните лабораторни изследвания на образци достигат 15mm. Чрез цикличните срязвания могат да се реализират срязвания с теоретично неограничена дължина, които по – точно да интерпретират реалната обстановка след началния етап на деформации и да се определи остатъчната якост. Интерес представлява оптималния брой цикли, от които може да се изведе достоверна информация за остатъчната якост на глините от зоната на хлъзгане

INTERPRETATION OF RESULTS RECEIVED FROM CYCLIC DIRECT SHEAR TESTS

G. Zlatev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia

ABSTRACT. In most of the cases, the movements, which are realized to the moment of the investigation in the landslide bodies varies from 20 to 50 cm. The real deformation that may occur during to the laboratory tests are up to the 15 mm.

More accurate interpret of the real situation after the initial stage of the deformations and determination of the residual strength, can be obtain by the cyclic direct shear tests, which may realized shears with theoretical unlimited length. It is of interest to define optimum umber of cycles that may lead to reliable information about the residual strength of the clay in the surface of rupture.

Въведение

Изследването на свлачища и на потенциални свлачищни райони е в изключително голяма степен свързано с определянето на якостните и деформационните показатели на глините. Най – често използвания метод за определяне на основната характеристика якост на срязване, респективно ъгъла на вътрешно триене " ϕ " и кохезията "с" е чрез срязването на ненарушени проби в едноплоскостен апарат тип "Тейлър".

За тези изследвания е характерна константна скорост на деформация и отчитане на преместването и деформацията на равни интервали.



Фиг. 1. Схема на срязваща касета на едноплоскостен срязващ апарат тип "Тейлър"

В реалната обстановка при проучванията на свлачищата най – често са реализирани премествания на терена от порядъка на 20 до 50 см. Подобни премествания биха могли да бъдат моделирани в лабораторни условия само чрез срязвания в специални квадратни касети с размер на страната повече от 1 м. Такива изследвания са сравнително скъпи и се прилагат само в редки случаи.

Срязването на проби в едноплоскостен срязващ апарат тип Тейлър има своите предимства и недостатъци.

От една страна компактността, минималното количество проба, лесното боравене с апарата са безспорни предимства, но от друга наличието на чакълеста фракция в пробите би могла да компрометира цялото изследване поради малките размери на срязващата касета (фиг. 1).

Друг недостатък на стандартното изпитване за якост на срязване е ограничения интервал на преместване – за квадратна касета с размер на страната 6 см максималното допустимо преместване е 9 мм.

Поради практически по - използваният метод за определяне на якостните характеристики на глини от хлъзгателните повърхнини на свлачища – чрез срязване в едноплоскостен апарат, по – уместно е да се търсят методи за оптимизирането му в сравнение със срязването в "големи" касети.

Основния недостатък на срязвнето в апарат тип "Тейлър" е ограничения интервал на деформация. Този недостатък би могъл да бъде елиминиран чрез въвеждането на т.н. циклични срязвания.

Теоретичната постановка при тези изследвания е, че след определен брой срязвания в една повърхнина голям процент (или всички) глинести минерали ще се преориентират, така че срязването да става с минимално съпротивление.

Броя на срязванията зависи от множество фактори някои от които са:

- Минерален състав;
- Водно съдържание;
- Зърнометричен състав;
- Пластичност и др.



Фиг. 2. Схема на преориентиране на глинестите минерали при цикличните срязвания

Съществуват няколко основни постановки за извършването на "циклични срязвания".

I Вариант

1. След реализиране на пълната деформация при първото срязване на пробата чрез опъната тънка тел се срязва пробата по повърхнината на срязване, след което двете половини на касетата се поставят в изходно положение. Следва второ срязване на пробата при същия товар.

Опита се повтаря до достигане на константни стойности за якостта на срязване.

Предимствата са:

1. Бърза и лесна манипулация при последващите срязвания.

Недостатъци:

1 При принудителното срязване чрез опъната тел не се гарантира естествено протичане на процесите и ненарушено изпитване на пробите.

II Вариант

2. След реализиране на пълната деформация при първото срязване на пробата, задвижването от апарата се включва на противоположна посока и равна на първото срязване скорост. При някои модели срязващи апарати целия процес може да се автоматизира и влиянието на човешкия фактор да бъде сведено единствено до вграждането на пробата.

Предварително се задава желания брой цикли, максималната деформация и скорост на срязване.

Предимствата са:

1. Висока степен на автоматизиране на процеса и елиминиране на човешкия фактор;

2. Естествено протичане на процесите без пълно разрушаване в зоната на срязване.

Недостатъци:

1 Продължително време за изпитване, при бавното реверсивно движение минералите в голяма степен се преориентират.

III Вариант

3. След реализиране на пълната деформация при първото срязване на пробата, касетата се връща в изходно положение с максималната скорост за придвижване на апарата (най – често 10мм/мин)

Предимствата са:

1. Висока степен на автоматизиране на процеса ;

2. Естествено протичане на процесите без пълно разрушаване в зоната на срязване;

3. Бързо извършване на опита (в сравнение с втория вариант не е нужно да се изчаква реверсивното срязване продължаващо до 50-60 мин а около 1-2 мин.).

Недостатъци:

1. При реверсивното движение минералите в голяма степен се преориентират.

От трите изброени метода, за целите на настоящото изследване са използвани втори и трети, поради факта, че естествената структура на пробата се нарушава в най – малка степен.

Практически изследвания

При изследванията с циклично срязване на пробите трябва да се имат в предвид някои технологични особености, които са от голямо значение за правилния запис и обработка на резултатите от срязването.

На фиг. 3 е показан запис без елиминиране на паразитните записи получени в следствие на "сработването" на луфтовете между динамометричният пръстен и плунжера, предаващ усилието от срязващата касета. В резултат се получава плато в диаграмата в края на което отчета на динамометричният пръстен би трябвало да бъде нулев и от тази точка да започне отчитането на новото срязване.

За да бъдат коректни последващите отчети трябва да бъдат намалени със стойността на отчета в края на квази хоризонталния участък (фиг. 4).

За изследванията е използвана делувиална глина от свлачище в района на с. Гагово, обл. Търговище.



Фиг. 3. Диаграма с пълен запис на "напрежение-деформация"



Фиг. 4. Диаграма с редактиран запис на "напрежение-деформация"

Както се вижда от диаграмите във втория случай имаме значителен спад в диаграмите, достигащ в някои случаи до 40 %.

Графиката под абсцисната ос представляват отчетите при реверсивният ход на срязващата касета, които не са взимани в предвид поради факта, че динамометричният пръстен използван при изследванията е тариран единствено за случаите в които работи на натиск. Интересното, което се наблюдава при направеното изследване е, че достигнатата якост в края на интервала за деформиране за 3-ти и 4-ти цикъл са почти еднакви съответно 15,3 кг и 15,2 кг или якост на срязване 0.48 кг/см² и 0.47 кг/см².

Ако бъде направена тарировка на динамометричният пръстен за случаите в които работи на опън, диаграмата напрежение деформация би могло да се представи чрез абсолютните стойности на регистрираните отчети (фиг. 5).



Фиг. 5. Представяне на резултатите под синусоидална форма и чрез абсолютни стойности

Практически по добър вариант за представяне на резултатите е втория, понеже се дава възможност да се проследи цялото поведение на глината и да се съпоставят резултатите получени от срязванията в двете посоки.

От направените общо 10 циклични изследвания по **вариант 2** на мергелни и делувиални глини от района на гр. Търговище за 8 от случаите якостите на срязване при третия и четвъртия цикъл са равни или се различават в границите на 5 – 8 %. Това дава основания да считам, че по този метод достатъчния брой цикли за достигане на минималната якост на срязване на глините (състояние в което повечето глинести минерали са се ориентирали по посока на свличането) е **четири цикъла**.

Както беше споменато по – горе направени бяха и изследвания по трети вариант на изпитване. При него значително се съкращава времето на изпитване (с 50 %) поради факта, че не се изчаква "обратното" срязване на касетата.

Същевременно се елиминира необходимостта да се правят най – често ръчни корекции на изходните данни за да се изключат чисто механични фактори.

Резултатите, които се получават при тези изследвания би могло да се представят под два различни начина.

Първият е чрез наслагване на диаграмите за напрежение – деформация една върху друга без да се сумира общото "изминато" разстояние (фиг. 6).

При този начин на представяне по – лесно се придобива представа за относителната разлика в якостта на срязване при отделните опити. Недостатъка на този начин на представяне е, че не се отразява общата (сумарната) дължина на срязване.

Интересното е, че отново наблюдаваме два последователни еднакви отчета – срязване 3 и срязване 4, което свидетелствува, както при опитите проведени при вариант II, че минимално достатъчният брой циклични срязвания за достигане на константна якост на срязване е четири.



Фиг. 6. Представяне на резултатите чрез наслагване на диаграмите напрежение – деформация

Вторият начин за представяне на резултатите от срязвания проведени по вариант III е чрез подреждане на диаграмите според реално изминатата обща дължина на срязване (Фиг. 7).



Фиг. 7. Представяне на резултатите от циклични срязвания чрез наслагване на деформацията

При този начин на представяне се придобива по – добра представа за деформациите, след които можем да очакваме константна якост на срязване на глините.

В заключение може да се каже, че избора на начин за представяне на резултатите от циклични срязвания на едноплоскостен срязващ апарат тип "Тейлър" зависи изключително от целите, които си поставяме. Ако целим да представим визуално изменението на якостта при последващите опити, то препоръчителни са вариантите отразени на фигури 5 и 6. При необходимост от определянето на реалните якостни характеристики след регистрирани еднократни деформации в свлачищните тела удачно е използването на интерпретациите показани на фигура 7.

Имайки в предвид ограничения район на изследване (област Търговище) автора не би могъл да посочи универсален брой на циклите за изследване на остатъчните якостни показатели на глините.

Препоръчана за публикуване от катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

SOME ECOLOGICAL ASPECTS OF EFFECTIVE GROUNDWATER MANAGEMENT IN BULGARIA

J. Kirova

National Institute of Meteorology and Hydrology, BASc, 1784 Sofia

ABSTRACT. Groundwater – as a natural resource with both ecological and economic value are of vital importance for sustaining life, health and integrity of ecosystems. On one hand hydrogeological research cannot entirely solve anyone ecological problem in its completeness. This is the true since the object of study of the hydrogeological research is the aquifer system which is a part (an element) of the physical environment of the organisms (elements of the biological ecosystem) i.e. the behavior of just one of the factors, influencing the biological ecosystem, are analyzed without studying the reaction of this ecosystem. On the other hand an environmental impact assessment is impossible without groundwater investigations of given study area where an immediate effect exerts on physical environment. In this sense the problems connected with both assessment and forecast of groundwater balance and quality in the aquifer system have a great ecological significance and purposefulness. Hence, main objectives of groundwater managements in our country have to be achieved are:

-Effective groundwater protection within the framework of any aquifer system from the different sources of pollution;

- Sustainable use and effective exploitation of groundwater formed within the framework of the aquifer systems on the territory of the country;

-Reverse any significant and sustained upward trend in the concentration of any pollutant resulting from the impact of human activity in order progressively to reduce groundwater pollution.

ЕКОЛОГИЧНИ АСПЕКТИ В УПРАВЛЕНИЕТО НА ПОДЗЕМНИТЕ ВОДИ В БЪЛГАРИЯ

Ю. Кирова

Национален институт по метеорология и хидрология, БАН, 1784 София

РЕЗЮМЕ. Подземните води, като естествен ресурс притежаващ едновременно екологична и икономическа стойност, са от жизнено важно значение за поддържане на живота, здравето и цялостността на екосистемите.

От една страна, хидрогеоложките проучвания в цялост не могат да решат възникнал екологичен проблем, поради факта, че водоносните системи представляват само (части, елементи) от заобикалящата ни околна среда и тяхното поведение често се анализира без информация за обратната реакция на биологичнате екосистеми. От друга страна устойчивата оценка върху околната среда в даден конкретен регион е немислима без провеждането на задълбочени и целенасочени хидрогеоложки проучвания с цел оценка и прогноза на ресурсите и качеството на водите. В този аспект, е необходимо постигането на две главни цели в управлението на подземните водни ресурси:

-Устойчива и ефективна експлоатация на наличните водни ресурси в рамките на дадената водоносна система;

-Ефикасна защита на водоносните системи от различни източници на замърсяване.

Introduction

Groundwater - as a natural resource with both ecological and economic value - is of vital importance for sustaining life, health and the integrity of ecosystems. According to J. Turk & A. Turk "ecology is the study of the relationships among plants and animals and the interaction between living organisms and their physical environment". In this sense the problems connected with both assessment and forecast of groundwater balance and quality in the aquifer system have a great ecological significance and purposefulness. In all of the cases, however, the solution of these groundwater problems does not lead to the overall settlement of the ecological problems. This is true since an object of study of the hydrogeological research is the aquifer systems which are the part (an element) of the physical environment of the organisms (elements of the biological ecosystem) i.e. the behavior of just one of the factors, influencing the biological ecosystem, is analyzed without studying the reaction of this common ecosystem. Thus the hydrogeological research cannot entirely solve anyone ecological problem in its completeness. On the other hand an environmental impact assessment is impossible without

groundwater investigations of a given study area where an immediate effect exerts on the physical environment.

Main objectives

The hydrogeological research will have an effective contribution when necessary and sufficient conditions will be insured an achievement of main groundwater objectives:

Effective groundwater protection within the framework of any aquifer system from the different sources of pollution;

Sustainable use and effective exploitation of groundwater formed within the framework of the aquifer systems on the territory of the country;

Reverse any significant and sustained upward trend in the concentration of any pollutant resulting from the impact of human activity in order progressively to reduce groundwater pollution.

Assessments

In this respect to achieve successful groundwater assessments some immediate ecological tasks should be solved:

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

- The determination of the special boundaries of the aquifer system:

A base of salvation of this task should be regional hydrogeological research carried out in Bulgaria. Till this moment various kind of hydrogeological maps are made. Virtually all of them, however, are in small scale. Nevertheless that these maps have made a significant contribution in the development of hydrogeology in Bulgaria at this moment they cannot be up to the current requirements of the practice for decision-making connected with groundwater protection and sustainable use. The reason for this is not exactly the small scale of the maps but rather that they are not drawn up according to the standard procedure "knowledge about local groundwater system - general conclusions". The mechanical juxtaposition of the chronostratigrafic intervals with the hydrogeological unites pushed matters thus far that these hydrogeological maps cannot ensure a sufficient objective information not only for the special distribution of the particular aguifers but even for their zones of exposure on the land surface i.e. the aquifer system information in the upland areas where the run-off is formed and groundwater are of high quality, is extremely insufficient.

Since the lithostratigrafic units are "geological bodies, which differ from each other by clear distinguishing (petrological) features and stratigrafic position", favorable conditions are created for the determination of hydrogeological units on the base of lihtostratigrafic principles because of the existence of direct connection between the lithological composition and/ or structure of sediments and/or rocks and their permeability. The hydrogeologic unit segmentation should be made depending on the hydrodynamic and hydrochemical conditions of the detached hydrogeological unit. Thus, at the correct of the suitable morphostructural, tectonic, choice lithostratigrafic and geomorphological determinative indications the drawing up of qualitatively new hydrogeological map of Bulgaria would become possible by means of using reliable and current hydrogeological data. This map should solve the task for the sufficient accuracy in determination of special aguifer system boundaries.

- Determination of groundwater physical and migration parameters in a regional scale and creating of unified information data base:

The determination of the physical and migration parameters of the aquifer system should become together with the determination of its spatial boundaries. In order to estimate correctly the filtration environment - heterogeneous in the earth's crust - the whole available hydrogeological information is necessary to be collected and analyzed in appropriate manner. The aim is to get an overall picture about the filtration environment. On this base the maps of the special changes of both physical and migration parameters should be drawn up.

At present sufficient information about the parameters of the aquifer systems is available in the different firm archives but unfortunately the authorities do not express any interest in a purposeful and complete regional clarifying the properties of the particular aquifer system. Without such clarification groundwater management is impossible. That is why is extremely necessary to begin the building of a real unified automated information system for hydrogeological data (data base) which should be continuously enriched by the information received from hydrogeological investigations carried out from any licensed person or firm or authority organization. - Determination of the balance elements of each greater aquifer systems, groundwater allocation, monitoring and control.

An appropriate policy should be adopted for preferential allocation of groundwater, giving suitable weight to competitive uses and balancing short-term demands with long-term objectives in the interest of present and future generations. In allocating groundwater resources, account should be taken of the amount of groundwater in reserve and the rate of its replenishment. Allocation of high-quality water only to uses demanding high-quality water, in particular for human and animal consumption, should be encouraged. More emphasis should be given to the nature conservation value provided by groundwater resources, in particular where nature protection areas are vulnerable to changes in groundwater conditions.

- Monitoring programmes should seek next objectives: reliable assessment of quantitative status of all groundwater bodies or group of bodies; estimation of the direction and rate of cross boundary groundwater flow; validation of impact assessment procedure; assessment of long-term trends; chemical status of all groundwater bodies or groups of bodies at risk; detection of significant and sustained upward trends in pollution concentrations; assessment of the reversal of such trends. These objectives are in accordance with next groundwater monitoring requirements: appropriate estimation of boundaries of groundwater and conceptual understanding of groundwater systems as well as groups of groundwater bodies with similar hydrogeological characteristics. Also to identify groundwater bodies at risk and assure necessarily information required to validate risk assessment. In this sense a special attention should be paid on: bad technical conditions of observation equipment; significance of interactions between both surface and groundwater and to limit indirect discharges (mining, industrial processes, manufacturing, intensive farming, including the application of fertilizers and pesticides on agricultural land, transport activities, waste disposal and treatment as well as storage of dangerous substances) introduced into groundwater bodies.

Monitoring and control should be considered public – service activity. Facilities should be set up for coordinating the assessment and availability of monitoring data information on groundwater quantity and quality characteristics of aquifers as well as details of their locations, use and exposure to various impacts from land uses such as agriculture, industry and urban development. Information should be readily available to those interested.

The data from monitoring should make it possible to revise periodically plans and forecasts of groundwater use, taking into account actual evolution of aquifers, and to determinate measures to ensure the groundwater resources sustainable use.

- Creating of concept ional physical and mathematical models for sustainable groundwater usage in the greatest high-permeable aquifer system in the country:

The hydrogeologists are facing fundamental task to ensure groundwater witch should meet the requirements for quantity and quality in a given points of water-usage at any moment. Furthermore, the balance and quality composition of the aqu8ifer system should not be considerably and irreversibly changed (i.e. sustainable groundwater use). In other to realize the implementation of this task it is necessary to form a correct physical and mathematical conception for recharge, movement and drainage of groundwater, knowledge about initial and

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

boundary conditions and the effects on/ in the aquifer systems. The necessary data for this should be obtained by preliminary implemented purposive investigations. Thus, the necessary conditions are created for the building of permanently active numerical models for larger permeable aquifer systems in the country. These models would ensure the possibility to receive a great number of forecasting solutions about groundwater level distribution, abstracted discharges and groundwater pollution at different moments for a very short time, in different boundary and initial conditions and effects on/ in a given aquifer system.

Groundwater models should be built so that multi-variant/ multiple forecasts can be made of the groundwater regime, particularly for aquifers at risk.

Furthermore, the unified information data base should create the conditions for onward improvement of the models.

Thus, the model research should ensure the possibility of planning and forecasting the effective protection and sustainable groundwater use.

Results of impact assessment procedures should duly be taken into account in decision making. Systematic monitoring of project realization by authorities should ensure compliance with groundwater protection.

All projects in any economic sector expected to affect aquifers adversely should be subject to an assessment procedure aiming at evaluating the project's possible impaction the water regime and/or the quality of groundwater resources, with particular attention to the important role groundwater play in the ecological systems.

Impact assessment should be undertaken at an early stage of project planning and should be systematically applied to the different alternatives in a project study

Impact assessment surveys should continue during the construction and operating phases of a project, in order to keep under review any adverse impacts on groundwater resources before, during and after human interventions.

Strategy and planning procedures

The correct and appropriate solving of the tasks mentioned above is a good precondition for realizing of the main strategies: to prevent and control pollution of groundwater i.e. to establish groundwater chemical status and for identification of significant and sustained upward trends as well as the definition of starting points for trend reversals.

In the planning procedures, prospective studies and forecasts – both in terms of water quantity and quality – of future groundwater demands, use, consumption, discharge and environmental stress should not only be an extrapolation of past trend but should also take into account the anticipated effects of applied or foreseen control measures, economic incentives and other managerial instruments for groundwater protection. Objectives of planning, and in particular long-term planning, should not only serve the purpose of exploitation and

dures should duly be common rules relating to the review of the Common Systematic monitoring Agricultural Policy.

Conclusions

production.

Sustainable groundwater use is problem connected not only with concrete ecological research but exerts influence on economic, human health and other social sectors. The complex solvation is possible only in case of through interactions between theory and practice. Unfortunately the lack of coordination between research institutes, universities and private firms makes impossible setting up of common national program as well as appropriate application of advanced western legislations pointed to promote a positive change in human attitude and to encourage personal involvement in the environmentally- friendly activities.

References

- Chilton, J.1992. Groundwater. In: D. Chapmen (ed.) *Water Quality Assessments*, chapter 8, UNESCO, WHO, UNEP, Chapmen & Hall, University Press, Cambridge, 371-466.
- Kojumdgieva, E., T. Nicolov, I. Sapunov, V. Tenchov, D. Troncov, Kh. Krischev, H. Chemberski, P. Choumatchenko. 1982. Stratigraphic Code of Bulgaria (litostratigraphic units), *Review of the Bulg. geolog. Society*, vol. XLIII, part 3, 286-310.
- Turk, J. and A. Turk. 1988. *Environmental Science*, Sannders Collage Publishing, 610 p.
- Directive 2000/60/EC OF THE EUROPEAN PARLIAMENT AND THE COUNCIL of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy.
- ECE (Economic commission for Europe). 1989. Charter on ground water management, United Nations, New York.

Препоръчана за публикуване от катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

utilization of groundwater resources but - to an increasing

extent - should serve their protection. Planning should among

other elements seek to include quality - forecasts of

groundwater resources for appropriate horizons, taking into

account potential pollutants already in the ground and witch

would eventually contaminate groundwater long after strict

pollution - control measures had become effective. In

accordance to achieve mentioned purposes we should have

into account the guidance's concerning existing groundwater

directive (80/68/EEC) and the WFD, the Landfill Directive

(99/31/EC), the Drinking Water Directive (80/778/EEC as

amended by Directive 98/83/EC), the Nitrate Directive (91/676/

EEC), the Plant Protection Products Directive (91/414/EEC),

the Biocides Directive (98 /8/EC) and the Commission Communication Towards Thematic Strategy for Soil Protection

as well as our native regulations - published 2000 -2003

years. In addition, groundwater protection affects agricultural

Directive 80/68/EEC in the Commission's recent proposals on

This is reflected by the cross-reference to

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 207-212

ГИС БАЗИРАНИ ПОДХОДИ В РЕГИОНАЛНИТЕ ХИДРОГЕОЛОЖКИ АНАЛИЗИ НА ПЛИОЦЕНСКИЯ ВОДОНОСЕН КОМПЛЕКС ОТ СОФИЙСКАТА КОТЛОВИНА

В. Петров

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; e-mail: vpp73@mail.bg

ABSTRACT. GIS present a powerful tool for input, storage, manipulation, analysis and output of geographically referenced data. Basic advantages of GIS are related with possibilities of spatial queries using data stored in databases on MS Access, Oracle, MS FOX Pro and etc. For the purposes of these studies a special Database was elaborated and all hydrogeological information for more than 1300 wells have been included in the Database. The relationships between different tables are established by means of the unique identification key given of each point. With a GIS support can be make decisions for many regional hydrogeological studies using a different interpolation methods and geostatistical procedures. The main goal of this investigation is to define possibilities and advantages of using GIS to establish spatially boundaries of hydrogeological structures in pliocene aquifer in the Sofia valley. To outline this structure was used existing data for wells and geophysical profiles made in the region.

GIS METHODS FOR REGIONAL HYDROGEOLOGICAL ANALYSIS OF PLIOCENE COMPLEX FROM SOFIA VALLEY

V. Petrov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: vpp73@mail.bg

РЕЗЮМЕ. Географските информационни системи представляват мощно средство за въвеждане, съхраняване, обработка и анализ на пространствено привързана информация. Основните предимства на ГИС са възможностите за връзка и обмен на данни съхраняване в бази данни в MS Access, Oracle, MS FOX Pro среда. За целите на това изследване е създадена специфична база данни. В нея е въведена хидрогеоложката информация за повече от 1300 сондажа. Връзките между отделните таблици в базите данни е направена въз основа на уникален ключ идентифициращ всяка точка. С помощта на ГИС могат да бъдат решени различни хидрогеоложки задачи от регионално естество използвайки различни интерполационни методи и геостатически процедури. Основната цел на това изследване е приложението и предимствата от използването на ГИС за определяне на пространствените граници на геоложките структури на плиоценския водоносен комплекс в Софийската котловина. Като изходен материал за пространственото оконтуряване е използвана наличната информация за съществуващите сондажи и построените геолого-геофизичнати визследвания район.

Въведение

Географските информационни системи представляват мощно средство за въвеждане, съхраняване, обработка и анализ на пространствено привързана информация. Основните предимства на ГИС са възможностите за връзка и обмен на данни съхранявани в бази данни в MS Access. Oracle, MS FOX Pro среда. За целите на това изследване е създадена специфична база данни, в която е въведена хидрогеоложката информация за повече от 1300 сондажа. Връзките между отделните таблици в базите данни е направена въз основа на уникален ключ идентифициращ всяка точка. С помощта на ГИС могат да бъдат решени различни хидрогеоложки задачи от регионално естество използвайки различни интерполационни методи и геостатистически процедури. Основната цел на това изследване е приложението и предимствата от използването на ГИС за определяне на пространствените граници на геоложките структури на плиоценския водоносен комплекс в Софийската котловина. Като изходен материал за пространственото оконтуряване на структурата е използвана наличната информация за съществуващите сондажи и построените геолого-геофизични профили в изследвания район.

Местоположение и обща характеристика на разглежданата хидрогеоложка структура

Анализираната хидрогеоложка структура в геоложки аспект представлява част от Софийския седиментен басейн. Последният е изграден главно от неозойски седименти и обхваща една от най-големите Задбалкански котловини – Софийската. Котловина има форма на елипса с дължина около 75 km, широчина 20 km и ориентация 3СЗ -ИЮИ. Общата й площ възлиза на около 1200 km² (Фиг.1).

Плиоценският водоносен комплекс е формиран основно в песъчливо-глинести отложения с дак-руманска възраст, поделени като Лозенецка свита (Каменов, Коюмджиева, 1983). В старата геоложка литература е известен като горен водоносен хоризонт на неогена (Антонов, 1956).

Лозенецката свита е застъпена почти на цялата територия на Софийския седиментен басейн. Площта й е около 973 km². В централната част на котловина седиментите й контактуват по долнището си с глините на Новиискърската свита.

В близост до котловинните склонове дак - руманските теригенни наслаги залягат директно върху подложката или върху меот – понтски наслаги. В тези участъци миоценските седименти (отговарящи по възраст на Новиискърската

Петров В. ГИС БАЗИРАНИ ПОДХОДИ ...

свита) имат делтов произход или са резултат от изветрителни и склонови процеси. Поради близкия им литоложки строеж, респективно сходството в хидрогеоложките свойства с разновидностите на Лозенецката свита, тези теригенни наслаги са включени в плиоценския водоносен комплекс. Скалната подложката на Лозенецката свита (и причислените към нея седименти с меот-понтска възраст) е представена от хетерогенни по състав и различни по възраст скали.



Фиг. 1. Местоположение на разглежданата структура

В пясъците и чакълите на Лозенецката свита са формирани порови по тип подземни води, които оформят между 4 и 12 водоносни пласта. Поради разслояването му от глинести прослойки и различната хидравлична свързаност на пясъчните пластове, в регионален аспект Лозенецката свита представлява нехомогенен и анизотропен водоносен комплекс. По характер водите на комплекса са ненапорни до напорни. Поради неиздържаните водоупори между отделните водоноси може да се приеме, че те образуват общ водоносен хоризонт, чиято дебелина варира от 5 m до 350 m. В участъците където към плиоценските водоносни седименти са причислени и меот - понтски наслаги с руслов произход (литостратиграфски отговарящи на Новиискърската свита) комплекса има мощност надхвърляща дори 600 m. В много участъци, където плиоценските пластове са хидравлически свързани с кватернерните образувания, се разглеждат общо с тях и се означават като кватернер-неогенски водоносен комплекс. Генералната посока на движение на подземните води в рамките на плиоценския комплекс е от склоновете към центъра на котловината. Подхранването е основно от валежи - в участъците на разкритие на Лозенецката свита на повърхността и от кватернерния водоносен хоризонт по литоложки прозорци (участъци с хидравлични връзки между двете хидрогеоложки формации). В речните участъци където коритата са формирани в плиоценски седименти се извършва основно дрениране на водоносния комплекс. В площите с хидравлични връзки между плиоценските и кватернерните водоносни пластове от централните части на котловината движението на водните потоци е предимно възходящо. По този начин става скрито дрениране на води от плиоценския водоносен комплекс в алувиалните образувания на заливните и надзаливни речни тераси на р. Искър, от където подземния поток се насочва към реката.

Методологичен подход при разработването на ГИС базираните анализни решения

Регионалният обхват на поставената задача наложи като начало събиране, обработка и обобщаване на голямо количество архивна информация. Тя е набрана основно от Националния Геофонд към МОСВ, Националния архив, библиотеката и архива на ГИ-БАН, както и от архивите на частни консултантски и проектантски фирми, работещи в областта на хидрогеологията. В хода на работа са проведени и допълнителни хидрогеоложки обследвания на района, измерени са координатите на множество сондажни водоизточници. Резултатите от полевите обследвания и замери са използвани за проверка и коригиране на част от архивната информация. В последствие те са включени и като допълнителен елемент в общата съвкупност от данни. Събраната информация е поделена в два основни раздела: атрибутни данни и графична информация. Атрибутната информация е структурирана и попълнена в информационна система – база данни, разработена в среда MS Access. Тя е изготвена с цел бързото (автоматично) пренасяне на информацията в софтуери за анализ на данните (Aquifer Win32 v 2.25, GMS 4.0) и ГИС системите (Map Info 7.0 и ArcView 3.3). Средата за разработка на приложения за анализ и съхранение на данни - MS Access е гъвкава система, позволяваща чрез заявки (SQL код) информацията да се конвертира в масиви от характеристични данни, удобни за обработка в посочените софтуерни приложения. Част от анализите на атрибутната информация - отсяване и структуриране по определени признаци, както и "по-непретенциозни" математични изчисления са извършени директно в софтуерното приложение, като за целта са използвани заявки с включени в тях математически изрази и процедури. Данните в конструираната база са структурирани в отделни таблици свързани помежду си с релационни връзки. Всяка от таблиците съдържа типизирана информация като например.

✓ Общи данни за сондажните кладенци включващи: местоположение; координати (в координатни с-ми: ортогонална - БГ70-та, географска - WGS 84); коти на устията, статус и състояние; информация за наличието на други типове данни – геофизични изследвания, проектирани СОЗ и т. н.

✓ Данни за конструкцията на сондажите включващи: интервали, диаметри, дължини и описание на филтрите, диаметри и дължини на обсадените с колона участъци, данни за циментацията или тампонажа, дълбочини и диаметри на сондажния ствол, наличие и тип на гравийната засипка, инклинометрични данни и т.н.

✓ Данни за разкрития геоложки строеж включващи: типа на литоложките разновидности, интервалите на разкриването им спрямо теренната повърхност (а също и в абсолютни коти), дебелините им, наименованието на литостратиграфската единица която изграждат и т. н.

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

✓ Хидрогеоложки данни за типа на водоносните хоризонти/комплекси, в точката на сондажа включващи: параметри на водоносните хоризонти, наличие/отсъствие на хидравлични връзки между тях, водни нива/напори на разкритите хоризонти, и т.н.

✓ Данни за химичния състав на водата, групирани в две направления – макро и микрокомпонентен състав; физични показатели; органолептични и т.н.

✓ Данни от филтрационни опити (включена е възможност за въвеждане на данни от групови водочерпения, единични сондажни тестове и тестове с наблюдателни кладенци), за определяне на хидрогеоложките характеристики на средата.

Базата е проектирана като "универсална информационна система" с желанието да съдържа по-голям обхват от информация за да може в бъдеще да се използва при въвеждането, съхранението и използването на данни от сондажни водоизточници в по-различни хидрогеоложки условия и от различни райони на България. За целта е въведена обобщителна типизация на хидрогеоложките условия (типове водоносни литоложки среди в зависимост от основните типове скали и седименти които ги формират), каталози на литостратиграфските единици (позволяващи бърза класификация на разкритите в сондажите интервали), каталог на регионално издържаните водоносни формации на територията на Р. България (по класификацията на Пенчев, 2000 и изготвената карта в М 1:500 000) и съставляващите ги водоносни хоризонти. Обобщителните елементи имат функцията на центрове или ядра за регионални класификации и обобщения, допълнително даващи възможност за анализи, базирани на релационни връзки "много към много". Напримерно – един сондаж може да преминава няколко водоносни хоризонта (в частност формации), а дадена формация от своя страна може да се разкрива ОТ много сондажи. Идентификационните полета представляват таблични колони, свързващи две или повече таблици по идентификационните номера (текстови записи) заложени в тях.

Информацията от базата с данни е обработена в ГИС среда под формата на тематични слоеве. За обработката на данните са подбирани различни интерполационни методи в зависимост от естеството на анализите.За целта са използвани съществуващите помощни модули (Extensions) на приложните ГИС ориентирани софтуерни приложения (Map Info, Arc View, GMS). В основата на създаването на всеки тематичен слой стои конструирана "равномерна" мрежа от точки (3D Grid). Пространственото поведение (разпределение) на анализираните свойства точково се охарактеризират от стойностите на мрежата.

Резултатите от анализите са визуализирани под формата на карти и пространствени модели.

Пространствен модел на плиоценския водоносен комплекс. Опит за отделянето му катосамостоятелно хидрогеоложко тяло

Плиоценският водоносен комплекс е разгледан като самостоятелна хидрогеоложка структура със специфични хидродинамични взаимоотношения с отгоре и отдолу залягащите водоносни хоризонти. Този подход, като начало наложи направеният в тази разработка опит за определяне на пространствените граници на комплекса, т.е. изготвянето на негов цялостен пространствен модел.

В горната си част Лозенецката свита се разкрива непосредствено на повърхността или пък се покрива от кватернерни образувания с различен генезис (алувиални, пролувиални, делувиални, езерно-блатни и смесените им форми). По долнището си контактува с плътни глини имащи езерен произход - Новиискърска свита (централната, северната и югоизточната част на котловината) и скали от донеогенската подложка (североизточната, северозападната и почти цялата южна част на котловината), представени от разнообразни литоложки разновидности с различен възрастов обхват и произход. Различните скални типове по нейните граници определят различни и специфични хидродинамични взаимоотношения между подземните води от скалите по нейните контактни повърхности и водите в самата свита.

За отделянето на долнището на Лозенецката свита са комбинирани различни информационни източници – картни материали: Карта на донеогенския фундамент, М 1:25000 (Йосифов, Илиева, 1997); Карта на литоложкия състав на скалната подложка (Иванов, 2003); Карта на разпространението на Новиискърската свита (Янева, 2001); геологогеофизични разрези и сондажни данни. За определяне на площното разпространение на Лозенецката свита е използван картен материал на Янева, 2001.

Методологичен подход за отделяне на контактните повърхности - долнище на Лозенецка свита – скална подложка

В участъците на контакт на Лозенецката свита с донеогенския фундамент са използвани данни от готови картни материали изготвени по комплексни геоложки и геофизични методи. От тях са отчетени височинните положения на отделните блокове, разломните нарушения между блоковете, както и литоложкия им състав и стратиграфската възраст на скалите. Достоверността на картните материали се потвърди от данните в колонките на дълбоките структурни сондажи и хидрогеоложките кладенци (общо 187 бр.) достигнали скалния фундамент. За допълнителна проверка на посочените карти, на анализ бяха подложени и всички налични дълбоки сондажи попадащи върху по-големите разломни нарушения. Установи се, че общо от 20 сондажа, попадащи върху картирани разломи, в 19 беше регистрирано наличието на тектонски нарушена зона, което също доказва точността и верността на използвания първичен материал. Тъй като подложката има блоков строеж с голяма денивелация между отделните блокови повърхности, контактите й с Лозенецката свита са отделени за всеки един блок по отделно с помощта на конструирани равномерни ортогонални мрежи (3D Grid), изрязани по разломните нарушения. Стойностите на клетките в мрежите са изчислени в платформа ArcView, като е използвана IDW интерполация/екстраполация (математичния апарат на метода е разяснен по-нататък в текста) между точки пренесени от изолиниите на първичния картен материал.

Методологичен подход за отделяне на контактните повърхности долнище на Лозенецката свита – горнище на Новиискърската свита

Отделянето на долнището на Лозенецката свита в контактните площи с горнището на Новиискърската свита е

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Петров В. ГИС БАЗИРАНИ ПОДХОДИ ...

основано на данни от сондажи преминаващи тази литостратиграфска граница (111 бр.) и на 35 бр. геолого-геофизични разрези, конструирани след сеизмични профилирания. Латералното разпространение на Новиискърската свита е съгласувано с картни и текстови материали на Янева, 2001 и Коюмджиева и Каменов 1983. За отделянето на долнището на Лозенецката по контакта й с Новиискърската свита е използван интерполационен метод (IDW). Интерполацията е направена за всеки един тектонски блок (формиращ донеогенския фундамент под Новиискърската свита) по отделно. Като изходен материал са използвани данните от сондажите и геолого-геофизичните разрези. Избраният интерполационен подход се аргументира от:

Сведенията относно историческото развитие на басейна през неогенския период (Янева, 2000; Коюмджиева и Каменов, 1983). Етапът на седиментация на Лозенецката свита е започнал през късния плиоцен (дак-руман) и въпреки натрупването до този момент на мощни езерни утайки (Новиискърска свита), регионалният тренд на блокова дезинтеграция е бил запазен.

 Геолого – геофизичните разрези използвани в качеството на базов материал. Те показват също блоковия характер на заварената повърхност.

Триизмерен изглед по долнището на плиоценския водоносен комплекс е показан на Фиг. 2.



Фиг. 2. Пространствен модел по долнището на плиоценския ВК

Методологичен подход за отделяне на контактните повърхности - горнище на Лозенецка свита – кватернерни образувания

Отделянето на горнището на литостратиграфската единица е извършено на база данни от 575 бр. сондажи и 35 бр. геолого-геофизични разрези. Разгледано е като непрекъсната повърхност. Използван е метод на интерполация – IDW. Избраната схема и интерполационен подход се аргументират от: 1 Сведенията относно историческото развитие на басейна по време на седиментацията на разглежданата литостратиграфска единица. Развитието на интензивни седиментационните процеси през миоценския и плиоценския период е намалило големите амплитуди между отделните блокови структури. Натрупването на мощните алувиални седименти на Лозенецката свита в негативните участъци също е допринесло за "изглаждането" на заварената в началото на дака повърхност. Въпреки това през този период са се проявили и значителни негативни движения (особено в района по реките Искър и Лесновска). Успоредно с това, потъването се е компенсирало от усилена акумулация довела до натрупването на отложения с дебелина превишаваща на места 250 m. Потъването на тези блокове е продължило най-вероятно и през кватернера, свидетелство за което са и мощните кватернерни образувания в тези участъци.

✓ Положението на разломните нарушения спрямо горнището на свитата, отразено на използаните в качеството на базов материал геолого–геофизични разрези.

В участъците където свитата се разкрива на повърхността (Геоложка карта на България М 1:100 000), височинното положение на горнището й е отделено на база хоризонталите от топографски карти в М 1:25 000. Триизмерен модел, онагледяващ горната повърхност на свитата и контактуващите с нея литостратиграфски разновидности, е показан на Фиг. 3.



Фиг. 3. Пространствен модел по горнището на плиоценския ВК

Дебелината на свитата е определена като разлика между пространствено определените горна и долна гранични повърхнини.

Дебелините на кватернерните образувания са получени като разлики между топографската повърхност и горнището на Лозенецката свита. Топографската повърхност е получена след линейна интерполация на гъста мрежа от точки, извлечени от теренните хоризонтали.

Технически подход

Всяка от граничните (горна и долна) повърхности на хидрогеоложката структура е "основана" на равномерна ортогонална мрежа (квадратна с дължина на страната 100 m). Стойностите в центровете на мрежовите клетки са изчислени от началния набор произволно разпръснати точки, чрез подходящо подбрани за конкретната цел интерполационни методи.

Наборът от начални точки, послужил за изчисляване на стойностите на клетките от равномерните мрежи е получен след ситуиране на сондажите и геолого-геофизичните разрези (профилните линии) върху "регистрирани" топографска (М 1:25 000) и геоложка (М 1:100 000) основи.

Разрезите, представляващи на практика линейни обекти, са конвертирани в гъсти набори от точки. Точките са взети по характерни чупки от линиите, оконтуряващи съответно горната и долната гранична повърхност на Лозенецката свита. В последствие те са нанесени върху плановия картен материал. За пренасянето им от профилните линии върху картния материал (от разрез в план), са използвани елементарни тригонометрични зависимости (познати в геодезията като II-ра основна задача). Процесът на пренасяне на данните е автоматизиран чрез приложение разработено в среда MS Access. Описаният подход включва следните стъпки:

1. Геолого-геофизичните разрези са ситуирани върху топографска основа като хоризонтални (планови) линии в координатна система X – Y.

2. Отчетени са координатите на крайните точки – X_1 , Y_1 и X_2 , Y_2 .

3. Изчислени са дължините на разрезите - "L" и посочните ъгли –" $^{\alpha}$ " спрямо координатната ос "Х" на база на отчетените координати на крайните точки.

$$L = \sqrt{(X_2 - X_1)^2 + (Y_2 - Y_1)^2}$$
(1)

$$\alpha = a \tan \left(\frac{(Y_2 - Y_1)}{(X_2 - X_1)} \right)$$
(2)

Всъщност по посочената формула не е получен чистият посочен ъгъл, а т.нар. "румб". Преминаването от табличен в посочен ъгъл е извършено в зависимост от посоката на профилната линия и положението на крайните точки една спрямо друга (т.е условно приетите "начало" и "край" на разрезите). Посочените две условия определят в кой квадрант попада профилната линия. Разрезите са "регистрирани" в локална координатна система - "L" (дълж., m) –"Z" (кота). В тази вертикална равнина са определени дължините l_i до всяка анализирана точка i и котата й Z_i спрямо условното начало.

Пресметнати са плановите координати $\left(X_{i},Y_{i}
ight)$ на всяка профилна точка:

$$X_{i} = X_{1} + \Delta X_{i} = X_{1} + \frac{l_{i} \cdot (X_{1} - X_{2})}{L}$$
(3)

$$Y_{i} = Y_{1} + \Delta Y_{i} = Y_{1} + \frac{l_{i} \cdot (Y_{1} - Y_{2})}{L}$$
(4)

където:

"l_i" са отчетените дължини спрямо условното начало;

 (X_1,Y_1) и (X_2,Y_2) са отчетените от хоризонталната (плановата) регистрация на профилната линия съответно начални и крайни координати. Така за всяка точка снета от дадена контактна линия по разреза, са определени пространствените й координати X_i, Y_i, Z_i . Впоследствие извлечените от профилите точки са включени към точките от сондажните данни. Обединените съвкупности от произволно разпръснати точки (съответно за горнището и долнището на Лозенецката свита), са използвани като изходен материал за конструиране на равномерни мрежи изобразяващи пространственото положение на граничните повърхнини на хидрогеоложката формация.

Заключение

Изложеният подход за пространствено оконтуряване на регионални хидрогеоложки структури чрез използване на бази с данни и ГИС разкрива само една малка част от възможностите за приложението им в регионалните хидрогеоложки анализи и изчисления. Големият набор от интерполационни методи, възможности за вариограмни и геостатистически анализи, логистични модули, вградени функции за математични процедури с характеристики на пространствено ситуирани обети (площи, линии и точки) ги правят ценен инструмент при решаване на много хидрогеоложки задачи с регионален характер. В този аспект с незаменима стойност са и възможностите на ГИС за въвеждане, съхраняване, визуализация и автоматична обработка на огромна по обем информация.

В хидрогеоложките анализи ГИС могат да намерят широко приложение в следните насоки:

 райониране по различни филтрационни и миграционни характеристики

 конструиране на пространствени и планови модели по определени хидрогеоложки свойства

 като развойна среда за програмиране на модули за решаване на хидродинамични задачи

 проследяване развитието на определени замърсители в пространството

 събиране, структуриране, отсяване и подготовка (пространствено привързване, оформяне на хидрогеоложки гранични условия, начално зониране по филтрационни характеристики и др.) на данни за конструиране на хидродинамични и миграционни модели.

Петров В. ГИС БАЗИРАНИ ПОДХОДИ ...

✓ оценка на уязвимостта на подземните води от замърсяване както в аспекта на собствен (природен, естествен) потенциал към замърсяване така и под въздействието на потенциални замърсители.

Литература

- Йосифов, Д. и кол. 1998. Доклад за геоложкия и дълбочинен строеж на Софийската котловина и сеизмично микрорайониране на гр. София. *Геофонд VII* – 761.
- Каменов, Б. 1965а. Границата плиоцен плейстоцен в Софийската котловина. - *сп. Бълг. геол. д-во, 26, N 1,* 112-114.
- Каменов, Б., Е. Коюмджиева. 1983. Стратиграфия на неогена в Софийския басейн. - Палеонт., стратигр. и литол., 18, 69-85
- Янева, М. 2001. Седиментология на неогенските отложения в Софийския басейн. Дисертация. БАН, 190 с.

Препоръчана за публикуване от катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 213-218

ОПРЕДЕЛЯНЕ НА ХИДРОДИНАМИЧНИТЕ ПАРАМЕТРИ НА ВОДОНОСНИЯ ПЛАСТ ПО ДАННИ ОТ ВОДОЧЕРПАТЕЛНИ ОПИТИ С ПРОМЕНЛИВ ДЕБИТ

Н. Стоянов

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: nts@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. В хидрогеоложката теория и практика съществуват голям брой методи за изчисляване на хидродинамичните параметри по данни от водочерпателни опити, проведени с постоянен или променлив дебит. Те използват аналитични, графоаналитични и числени решения на уравненията на филтрацията, получени при различни схеми на граничните условия. Предлаганият метод се основава на изцяло автоматизираното сравняване на реалните наблюдения от опитното водочерпене със серия от теоретични криви, описващи протичащите по време на опита хидродинамични процеси. Серията от теоретични криви се получава чрез вариране на хидродинамичните параметри в определени граници. В програмната реализация на метода е включена оптимизационна процедура, използваща алгоритъма на Levenberg-Marquardt. Направени са тестове за грешката при идентификацията на хидродинамичните пораени то теоретични криви, определени при предварително зададени стойти та търсените параметри и за шумоустойчивост на това е възможно да се обработват данни за изменението на нивото на подземните води в един наблюдателен сондаж, в резултат от действието на един или повече водочерпателни кладенци.

ESTIMATION OF AQUIFER HYDRAULIC PARAMETERS DERIVED FROM VARIABLE RATE PUMPING TESTS DATA

N. Stoyanov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: nts@mgu.bg

ABSTRACT. A large number of methods for calculating the aquifer hydraulic parameters according to data from pumping tests performed with a constant or a variable rate is existing in the hydrogeological theory and practice. These techniques are using analytical, graphical or numerical approach and are solving the flow equations for different boundary conditions. The proposed method is based on an entirely automated comparison between data from pumping tests and a set of theoretical charts describing the hydrodynamical processes that take place during the study. The set of theoretical charts is acquired as a result of varying the hydraulic parameters within specific limits. An optimization procedure based on the Levenberg-Marquardt algorithm is included in the program realization of the proposed technique. Tests were performed for estimating the error in the identification of the hydraulic parameters using theoretical charts derived from preliminary specified values for the studied parameters. The obtained solutions are also tested for different noise levels. The proposed method is making possible the pumping tests. It is also possible to process groundwater level changes in one observation well caused by one or more pumping wells.

Въведение

При решаването на широк кръг хидрогеоложки задачи, свързани с оценката на ресурсите на подземните води или с тяхното опазване от изтощаване и замърсяване много важно значение има точното познаване на хидродинамичните параметри на водоносните пластове.

Най-често определянето на тези параметри се прави посредством провеждането на водочерпателни опити. В хидрогеоложката теория и практика са разработени голям брой методи за интерпретиране на експерименталните данни. Те използват аналитични, графоаналитични и числени решения на уравненията на филтрацията, получени при различни схеми на граничните условия. Теоретичните основи на различните методи и прилаганите изчислителни техники са подробно изложени в огромен брой научни публикации и обобщаващи разработки: Theis (1935), Cooper and Jacob (1946), Hantush and Jacob (1955), Hantush (1956, 1961), Веригин (1977), Боревский, Язвин и Самсонов (1973), Neuman (1974), Мироненко и Шестаков (1978), Driscoll (1986), Kruseman and De Ridder (1994), Walton (1996), Моепсh (1996), Hall and Chen (1996), Kasenow (1997) и много други. Доста публикации по проблема има и в нашата литература: Гълъбов (1964, 1966) Йотов и Ченов (1976), Гълъбов (1983), Гълъбов и Пенчев (1986), Йотов (1992) и др.

В последните 10-15 години с развитието на изчислителната техника се развиха нови и много ефективни идентификационни методи. При тях голямо приложение намират оптимизационните процедури за намиране на хидродинамичните параметри.

Предлаганият метод за определяне параметрите на пласта по данни от водочерпателни опити с променлив дебит използва класическото решение на Тейс, методът на суперпозицията и една от най-добрите оптимизационни процедури – алгоритъма на Levenberg-Marquardt.

Математически модел на реакцията на водоносния пласт при водочерпателен опит с променлив дебит

Водочерпателните опити с променлив дебит в класическия си вариант се изпълняват в опитни участъци, състоящи се от два или повече сондажа, от които един водочерпателен и един или няколко наблюдателни сондажа. В хода на експеримента се следят пониженията на водните нива в наблюдателните сондажи (s) и промените на дебита (ΔQ) в централния сондаж.

Тук ще разгледаме и една по-обща опитна схема, при която хидродинамичните параметри се определят по данни за реакцията на водоносния пласт при работата на два или повече взаимодействащи си сондажа. При тази схема водочерпателните сондажи в план са разположени произволно (фиг.1). Те се включват и изключват в различни моменти от време и също произволно могат да променят своя дебит. По време на опита в една точка (в наблюдателния сондаж) в различни моменти от време се измерва изменението на пиезометричното ниво в пласта, като същевременно се регистрират и промените в режима на експлоатация на всеки от водочерпателните сондажи.



Фиг. 1. Схема на опитната постановка

Аналитичната зависимост, описваща реакцията на напорен водоносен пласт при провеждане на водочерпателен опит по тази най-обща схема, е изведена като е използвано класическото решение на Тейс (1935) и методът на суперпозицията (метод на наслагване на филтрационните полета).

Съгласно методът на суперпозицията при работата на N на брой произволно разположени водочерпателни сондажи общото понижение на пиезометричното ниво в дадена точка O от пласта е равно на сумата от пониженията, които същите сондажи биха създали, ако всеки от тях работеше самостоятелно (фиг. 1). В случай, че техните дебити се менят произволно, то всяко нарастване или намаление на дебита на k-тия сондаж (k = 1, 2, ..., N) в даден момент от време t_j води до промяна на сумарния дебит на системата с ΔQ_j (фиг. 2). Новото състояние на системата в математическия модел може да се представи посредством включване в същата точка на нов сондаж с дебит равен на съответната промяна. Тогава сумарното понижение s(t_j) в точка O от пласта в момента t_i след началото на груповото водочерпене (фиг. 3) се определя със сумата:

$$\mathbf{s}_{(t_i)} = \sum_{j=1}^{i} \sum_{k=1}^{N} \mathbf{s}_{i,j,k}$$
(1)

където s_{i,j,k} е понижението в точка О, което създава j-тата промяна на дебита на k-тия кладенец в момента t_i.

Ако във формула (1) величината s_{i,i,k} се запише посредством решението на Тейс (1935) за работата на единичен кладенец в напорен водоносен пласт ще получим математическия аналитичен модел на реакцията на пласта в условията на групово водочерпене с променлив дебит. След преобразуване на членовете на двойната сума, което ще облекчи програмната реализация на модела, аналитичната зависимост добива вида:

$$\mathbf{s}_{(t_{i})} = \sum_{k=1}^{N} \frac{\mathbf{Q}_{1,k}}{4\pi T} W \left(\frac{r_{k}^{2}}{4at_{i}} \right) + \sum_{j=2}^{i} \sum_{k=1}^{N} \frac{\mathbf{Q}_{j,k} - \mathbf{Q}_{j-1,k}}{4\pi T} W \left(\frac{r_{k}^{2}}{4a(t_{i} - t_{j-1})} \right)$$
(2)

където: s(t_i) е изменението на нивото в наблюдателния сондаж (т.О), L; Q_{1,k} е началният дебит на k-тия сондаж, L³T⁻¹; r_k е разстоянието от наблюдателния сондаж до k-тия сондаж, в който е настъпила j-тата промяна на неговия дебит, L; T е проводимостта на пласта, L²T⁻¹; а е коефициентът на пиезопредаване, L³T⁻¹; i е номерът на поредното измерване на s(t_i) (i = 1, 2, ..., n); j е номерът на поредното изменение на дебита на k-тия сондаж (j = 1, 2, ..., i); W() е функцията на кладенеца.



Фиг. 2. Промени в сумарния дебит на системата



Фиг. 3. Изменение на понижението в наблюдателния сондаж (т.О)

Математическият модел на класическия опит с един водочерпателен сондаж с произволно променящ се дебит се получава от формула (2) при условие, че N = 1

$$s_{(t_i)} = \frac{Q_1}{4\pi T} W \left(\frac{r^2}{4at_i} \right) + \sum_{j=2}^{i} \frac{Q_j - Q_{j-1}}{4\pi T} W \left(\frac{r^2}{4a(t_i - t_{j-1})} \right)$$
(3)

където: Q₁ е началният дебит на водочерпателния сондаж, L³T⁻¹; r е разстоянието между наблюдателния и водочерпателния сондаж, L.

Предлаганият метод за идентификация на хидродинамичните параметри на пласта се основава на изцяло автоматизирано сравняване на данните от опитното водочерпене със серия от теоретични криви, получени с по-общия математически модел – формула (2). Серията от теоретични криви се получава посредством вариране на търсените параметри (Т и а). В програмната реализация на метода е включена оптимизационна процедура, използваща алгоритъма на Levenberg-Marquardt.

Кратко описание на алгоритъма на Levenberg-Marquardt

Алгоритъмът на Levenberg-Marquardt представлява една от най-добрите математически процедури за решаването на идентификационни задачи, която позволява търсенето на минимума на функции на няколко променливи. По-конкретно, ако имаме M на брой нелинейни функции f₁, f₂, ..., f_M на векторния параметър $\mathbf{x} \to \mathbf{x} = (x_1, x_2, ..., x_N)$ с този алгоритъм могат да се определят онези стойности на отделните елементи от вектора \mathbf{x} , които минимизират функционала $f_1(\mathbf{x})^2 + f_2(\mathbf{x})^2 +$ на проведения опит с експериментално получените данни, функциите f_i се дефинират като разлика между експерименталните и теоретичните данни, като се използва формулата:

$$f_i(\mathbf{x}) = g(\mathbf{x}) - y_i, \tag{4}$$

където: i = 1, ..., М е номерът на експерименталното наблюдение; g е функцията, дефинираща нелинейния модел, като нейните аргументи са елементите на вектора **x**; y_i е iтото експериментално наблюдение на зависимата променлива.

В този случай, функционалът $f_1(\mathbf{x})^2 + f_2(\mathbf{x})^2 + ... + f_M(\mathbf{x})^2$ представлява сума от квадратите на разликите между реалните и теоретичните данни, а елементите на вектора **x** са търсените филтрационни параметри.

Алгоритъмът започва търсенето на точката на минимума от зададена първоначална оценка на вектора **x**, която може да се означи като **x**⁰. Последователно алгоритъмът генерира серия от стойности за отделните елементи от вектора **x**, които са насочени към точката на минимума на функционала, като използва следната формула:

$$\mathbf{x}^{n+1} = \mathbf{x}^n - [\alpha_n \mathbf{D}_n - \mathbf{J}^T_n \mathbf{J}_n]^{-1} \mathbf{J}^T_n \mathbf{f}(\mathbf{x}^n),$$
(5)

където: J_n е матрицата на Якоби, оценена в точката x^n ; D^n е диагонална матрица, състояща се от диагоналните елементи на $J^T_n J_n$; и α_n е положителна мащабираща константа, известна още като параметър на Marquardt.

Намирането на посоката на най-бързото намаляване на градиента се ускорява чрез увеличаване и намаляване на параметъра на Marquardt α_n . За тази цел се използва предварително зададена константа φ . До намаляването на сумата от квадратите на разликите, параметърът на Marquardt се умножава с φ^2 . След установяване на намаляване, параметърът на Marquardt също се намалява, като се разделя на φ . Горната граница на нарастване на параметъра на Marquardt се задава в зависимост от особеностите на модела и входните данни. Препоръчително е тя да бъде по-голяма от 100. След две последователни итерации, параметърът на Marquardt се увеличава и

намалява като функция от изменението на нормата на градиента 2 $\left\| J^{\mathrm{T}} f \right\|$ в границите [$\phi^{\text{-1}}$, ϕ].

Математическата процедура използва две изчислителни схеми: диференциране напред и централно диференциране. Централното диференциране дава по-точни резултати, но изисква по-голям брой изчисления, и се използва само, след като алгоритъмът е достигнал в близост до търсения минимум. Алгоритъмът превключва от диференциране напред към централно диференциране, когато евклидовата норма на градиента е по-малка от предварително зададена числена стойност. Препоръчително е това число да бъде равно на 0.1. Якобианът, при диференциране напред, се изчислява по формулата:

$$\frac{1}{h_j} [f_i(\mathbf{x} + h_j \mathbf{u}_j) - f_i(\mathbf{x})],$$
(6)

а при централно диференциране – по формулата:

$$\frac{1}{h_j} [f_i(\mathbf{x} + h_j \mathbf{u}_j) - f_i(\mathbf{x} - h_j \mathbf{u}_j)],$$
(7)

където \mathbf{u}_j е j-тия единичен вектор, а $\mathbf{h}_j = \max(|\mathbf{x}_j|, 0.1) \epsilon^{1/2}; \epsilon$ е относителната точност на машинната аритметика с плаваща точка. При програмната реализация на метода са използвани четирибайтови числа с плаваща точка, които имат относителна точност ϵ , равна на $10^{6.3}$ или 5.01187 10^7 .

За да се намали броят на изчисленията при численото диференциране, Якобианът се обновява по формулата:

$$\mathbf{J}_{n+1} = \mathbf{J}_n + \frac{1}{\delta^{\mathsf{T}}\delta} \left[\mathbf{f}(\mathbf{x}^{n+1}) - \mathbf{f}(\mathbf{x}^n) - \mathbf{J}_n \delta \right] \delta^{\mathsf{T}},$$
(8)

където $\delta = \mathbf{x}^{n+1} - \mathbf{x}^n$.

При диференциране по формули (6) и (7) отделните елементи на вектора **x** се увеличават или намаляват със стойности, пропорционални на големината на самите елементи (h_j). Ето защо, за получаването на по-точни решения се препоръчва мащабиране (нормиране) на отделните елементи от вектора **x** при изчисляването на f_i, така че всеки елемент да има еднакъв брой значещи цифри. При алгоритъма на Levenberg-Marquardt броят на значещите цифри се изчислява, като се включват и нулите след десетичната точка. Така например числата 123.45 и 0.00123 имат еднакъв брой (пет) значещи цифри.

Типът на математическия модел, с който се описва експеримента, определя влиянието на зададената първоначалната оценка на вектора **x** (**x**⁰) върху точността на крайните резултати. За по-прости математически модели първоначалните стойности за вектора **x** могат да бъдат произволни. При по-сложните математически модели, обаче, първоначалната оценка на вектора **x** е необходимо да бъде в близост до търсените стойности, тъй като това има значение за достигането до крайното решение.

Алгоритъмът на Levenberg-Marquardt използва три различни критерия за установяването на търсения минимум, т.е. сходимост на решението:

 Първият критерий е изпълнен, когато между две последователни итерации не настъпва промяна в стойностите на елементите от вектора **x**, като се сравняват предварително определен брой значещи цифри. При използването на реални числа с единична точност (четирибайтови числа) е препоръчително броят на сравняваните значещи цифри да бъде равен на 3.

- Вторият критерий е изпълнен, когато между две последователни итерации разликата в стойността на функционала f₁(**x**)² + f₂(**x**)² + ... + f_M(**x**)² е по-малка от предварително зададено реално число. Препоръчително е това число да бъде равно на нула.
- Третият критерий е изпълнен, когато евклидовата норма на градиента е равна или по-малка от предварително зададено реално число. Препоръчително е това число също да бъде равно на нула.

Изпълнението на един от критериите води до прекъсването на изчисленията. Възможно е при достигането до търсения минимум да бъдат изпълнени едновременно няколко критерия.

Реализация на метода в компютърната програма PTCA-VQ

Практическото прилагане на предлагания метод може да бъде извършено само чрез използването на компютърна техника. Ето защо, на езика C++ за операционна система LINUX бе разработена компютърната програма PTCA-VQ. В програмния код функцията на кладенеца W() е имплементирана, като е използвана полиномната апроксимация, предложена от Abramowitz and Stegun (1964) – вж. Walton (1989).

Програмата включва четири основни модула – модул за обработка на входните данни; модул за минимизация; модул за моделиране; модул за обработка на крайните резултати.

Модулът за обработка на входните данни има за цел бързо и лесно въвеждане, редактиране и подготовка на всички числени данни, необходими за решаването на идентификационната задача. Входните данни включват разстоянията rk от наблюдателния сондаж до водочерпателните сондажи, измерените понижения (покачвания) на пиезометричното ниво в наблюдателния сондаж s(t_i) и дебитите на водочерпателните сондажи Q_{ik} във всеки момент t_i след началото на водочерпенето. Част от входната информация се въвежда ръчно от клавиатурата на компютъра като програмата дава серия от съобщения за въвеждането на съответните параметри. Друга част, се въвежда автоматично от външен текстови файл с подразбиращо се разширение [.dat], при което потребителят трябва да зададе неговото име. В този файл се записват стойностите за r_k, s(t_i), t_i и Q_{i,k}. Допълнително като входни данни се задават начални стойности на търсените параметри (Т и а) и възможните границите на тяхното изменение.

Модупът за минимизация, който имплементира алгоритъма на Levenberg-Marquardt, търси минимума в разликите между експерименталните данни и теоретичните криви, описващи протичащия в хода на опита процес при различни стойности за хидродинамичните параметри. Програмата позволява визуално да се следи степента на несъответствието между измерените стойности и теоретичните криви и установените разлики могат да се редуцират чрез вариране на границите на изменение на търсените параметри. Първоначалното приближение за техните стойности е от голямо значение за сходимостта на крайното решение. Затова началните стойности трябва да бъдат от порядък, близък до реалните стойности на търсените параметри.

Модулът за моделиране на реакцията на пласта по предварително зададени Т и а изчислява теоретичните стойности за изменението на пиезометричното ниво в наблюдателния сондаж, като използва изведената по-горе аналитична зависимост – формула (2). Изчислените стойности се използват в модула за минимизация при търсене на стойностите на хидродинамичните параметри.

Модулът за обработка на крайните резултати има за цел извеждането на определените стойности за хидродинамичните параметри и за теоретичните криви, апроксимиращи данните от опита. Тези данни се записват в два външни текстови файла. В първия с разширение [.out] са записани получените стойности за параметрите Т и а, а във втория, имащ разширение [.dat.aut], са записани данните от реалните измервания и тези от теоретичната крива. За визуализацията на резултатите може да се ползват някои от стандартните програми за графична обработка на 2D данни – напр. GRAPHER – Version 3.0 на Golden Software.lnc.

Разработената компютърна програма РТСА-VQ работи в графична среда под управление на операционна система LINUX, където става визуализацията на междинните и окончателните резултати във вид на графики и таблици.

Тестване на програма РТСА-VQ

Програма PTCA-VQ е тествана относно:

- грешката при идентификацията на хидродинамичните параметри от теоретични криви, определени при предварително зададени стойности на търсените параметри;
- □ шумоустойчивост на решението.

При тестовете е използвана схемата на водочерпателен тест с променлив дебит в опитен участък, състоящ се от един водочерпателен и един наблюдателен сондаж.

Първата проверка е направена като по предварително зададени стойности на хидродинамичните параметри Т и а са изчислени стойностите на изменението на пиезометричното ниво в наблюдателния сондаж s(t_i) за определен брой моменти от време t_i. В тестовия пример е прието, че разстоянието между двата сондажа е r = 10 m, а през продължилото седем денонощия водочерпене дебитът на водочерпателния сондаж се е променял четири пъти (вж. таблица 1). При изчисленията са използвани таблични стойности на функцията на кладенеца W().



Фиг. 4. Режим на водочерпателния сондаж

След това е направена идентификация на хидродинамичните параметри, като получената от тестовия пример функционална зависимост s = f(t_i) е обработена с програма PTCA-VQ.

Изчислените стойности за изменение на пиезометричното ниво в наблюдателния сондаж s(t_i) са представени с точки на фиг. 5. На същата фигура с плътна линия е дадена и получената компютърната програма идентификационна крива.



Фиг. 5. Тестов пример без зашумяване

Резултатите от идентификационната процедура, както и предварително зададените стойности на параметри Т и а са представени в табл.1. Очевидно, ако входните данни (данните от един реален експеримент) се описват точно от теоретични криви, то грешката при определяне на хидродинамичните параметри с програма PTCA-VQ е минимална – под 1%.

Таблица 1.

Резултати от идентификационната процедура

Хидродинамични параметри	Проводимост T, m²/d	Пиезопредаване a, m²/d
Предварително зададени стойности	480.0	48000.0
Идентифицирани с програма РТСА-VQ стойности	475.8	47728.5
Идентификационна грешка, %	0.87	0.57

Втората проверка има за цел да се установи шумоустойчивостта на полученото решение. Тя е направена като допълнително към теоретично определените стойности за изменението на пиезометричните нива е добавен случаен, нормално разпределен шум с отклонения от тези стойности с 1, 2.5, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45 и 50 %. Добавянето на шума има за цел да моделира грешки в измерването, като теоретичните стойности се доближат до реално определяните по време на водочерпателните тестове.

Получените след зашумяването зависимости s = f(t_i) са обработени с програма PTCA-VQ. За илюстрация на решенията на фиг. 6 с плътна линия са представени идентификационните криви при зашумяване на теоретичните стойности с 10 и 20 %. На същата фигура зашумените стойности на функцията s = f(t_i) са представени с точки.



Фиг. 6. Тестов пример с 10 % шум



Фиг. 7. Тестов пример с 20 % шум

Изчислените с програмата стойности на параметрите Т и а при различна степен на зашумяване са сравнени със стойностите, получени при нулев шум. На фиг. 8 е представена връзката между % на грешката при идентифициране на параметрите и % на зашумявяне на данните.



Фиг. 8. Идентификационна грешка при определянето на Т



Фиг. 9. Идентификационна грешка при определянето на а

Анализът на резултатите от направеното изследване за шумоустойчивост показва, че решението за проводимостта Т на пласта е по-устойчиво на шум в сравнение с това за пиезопредаването а. Дори при много голямо зашумяване на входните данни, идентификационната грешка не надхвърля 20-25 %. Много чувствителен към симулирания в тестовите примери шум е пиезопредаването а. При 5 % зашумяване на входните данни, идентификационната грешка е над 30 %, а при 25 % шум тя може да достигне до 100 %.

Следователно с програма PTCA-VQ достатъчно точно могат да се интерпретират резултатите от водочерпателни тестове, ако грешките в експерименталните данни не надхвърлят 20 %. В този аспект използването на програмата е необходимо да се предшества от внимателен подбор на опитните резултати.

Практически пример

За оценка на възможностите на предложения метод и разработената програма са обработени резултатите от голям брой опитни водочерпения с променлив дебит. Тук като пример се представя полученото идентификационно решение по данни от водочерпателния тест цитиран на стр. 38-42 в Йотов и Ченов (1976).

Опитът е проведен в участък, включващ един наблюдателен и един водочерпателен сондаж на 30 m един от друг. Водочерпенето продължава около 2 d, като дебитът е твърде непостоянен (фиг. 10). Апроксимирайки сложната функционална зависимост Q = f(t) с тристъпален тест по графоаналитичния метод s/Qt ÷ lgt_{cp} авторите са определили, че проводимостта на пласта е T = 482 m²/d, пиезопредаването е a = 5160 m²/d.



Фиг. 10. Режим на водочерпателния сондаж



Фиг. 11. Опитни данни и идентификационна крива

Данните от водочерпателния опит са обработени и посредством програма PTCA-VQ. Измерените по време на опита промени на нивото в наблюдателния сондаж s = f(t_i) и получената идентификационна крива са представени на фиг. 11. Очевидно, тази крива доста добре описва входните данни (SSQ e 0.017).

Получените от идентификационната процедура стойности за параметрите на пласта са: T = 602 m²/d, и а = 9616 m²/d. Разликата с резултатите, получени по графоаналитичния метод, са относително малки. Те се дължат на факта, че с програмата се обработват всички опитни данни, докато при метода s/Q_t ÷ lgt_{cp} реалните промени в дебита са силно схематизирани.

Заключение

От представените тестови примери и проверки за устойчивост на решението, както и от практическия пример се вижда, че методът, използващ алгоритъма на Levenberg-Marquardt, и компютърната програма РТСА-VQ могат успешно да бъдат използвани за определяне на хидродинамичните параметри на пласта по данни от водочерпателни опити с променлив дебит. Основните предимства на метода са в цялостната автоматизирана обработка на данните и в нагледната визуализация на полученото крайно решение.

В хидрогеоложката практика този подход предлага прецизно решаване и на широк кръг идентификационни задачи, интерпретиращи експерименталните резултати от различни опитни схеми.

Литература

- Бочевер, Ф. М. 1968. *Расчеты эксплуатационный запасов* подземных вод. М., Недра, 325 с.
- Гълъбов, М. М. 1964. Върху определянето на основните хидродинамични параметри на водоносния пласт. В: *Трудове върху геологията на България, серия инж. геология и хидрогеология.* С., БАН, III, 25-47.
- Гылыбов, М. М. 1966. Определение гидрогеологических параметров пласта в условиях неустановившегося движения подземных вод. В: Известия высший учебных заведений. Геология и разведка. М., 7, 87-93.
- Гълъбов, М. М. 1983. *Динамика на подземните води*. С., Техника, 371 с.
- Йотов, Ил. Г., Хр. Д. Ченов. 1976. Методика за определяне хидрогеоложките параметри на водоносните пластове. С., Техника, 269 с.
- Brown, K. M., J. E. Dennis. 1972. Derivative free analogues of the Levenberg-Marquardt and Gauss algorithms for nonlinear least squares approximations. – *Numerishe Mathematik*, 18, 289-297.
- Marquardt, D. W. 1961. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. – *Journal Soc. Ind. Appl. Math.*,2, 431-441.
- Walton, W. C. 1989. Analytical Groundwater Modeling. Flow and Contaminant Migration. NWWA, Lewis Publishers, Chelsea, MI.

Препоръчана за публикуване от катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 219-224

ОЦЕНКА НА ЗАМЪРСЯВАНЕТО НА ПОДЗЕМНИТЕ ВОДИ ПО МЕТОДА НА 2D ЕЛЕКТРО-СЪПРОТИВИТЕЛНО ПРОУЧВАНЕ ПО СХЕМАТА ПОЛЮС-ДИПОЛ

Н. Стоянов, Ч. Гюров

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, e-mail: nts@mgu.bg, cg@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Постъпващите във водоносните пластове замърсители водят до съществени промени в състава на подземните води. Тези промени могат да бъдат с достатъчна точност регистрирани по косвен път чрез прилагането на геоелектрични съпротивителни методи. Най-подходящ за оценка на замърсяването на подземните води е методът на 2D електросъпротивително проучване по схемата полюс-дипол, чиито предимства са високата чувствителност към хоризонтални и вертикални промени в съпротивлението на средата, много доброто хоризонтално покритие и немалката дълбочина на проучването. Оценката се прави като по данни от полевите измервания се определят истинските съпротивления в подповърхностното пространството. Геоелектричният модел се трансформира в модел на замърсяването на водоносната структура посредством локални критерии, определящи връзката между съпротивление на средата и промените в състава на подземните води. Този подход е използван за оценка на замърсяването на на подземните води. Този подход е използван за оценка на замърсяването на на подземните води. Този подход е използван за оценка на замърсяването на на подземните води. Този подход е използван за оценка на средата и промените в състава на подземните води. Този подход е използван за оценка на замърсяването на неоген-кватерения водоносен комплекс в района на депото за битови отпадъци на гр.Пловдив. Измерванията са направени по 5 профила с обща дължина около 2500 m. Разрезите на реалните съпротивления по профилите са трансформирани във вертикални карти на замърсяването на подземните води, като достоверността на направените интерпретации е потвърдена чрез химически анализи на водни проби от различни точки на водоносния комплекс.

THE APPLICATION OF 2D ELECTRORESISTIVITY SURVEY USING POLE-DIPOLE ARRAY FOR ESTIMATING GROUNDWATER CONTAMINATION

N. Stoyanov, C. Gurov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, e-mail: nts@mgu.bg, cg@mgu.bg

ABSTRACT. Contaminants penetrating aquifers lead to substantial changes in the groundwater content. These changes could be indirectly registered with adequate precision by the geoelectrical resistivity methods. The most suitable technique for estimating of groundwater contamination is the 2D resistivity survey with pole-dipole array. The advantages of this method are the high sensitivity towards horizontal and vertical changes in the section resistivity, very good horizontal coverage and considerable depth of surveying. Field measurement data are used for defining the true resistivity values of the subsurface section. Afterwards, obtained geoelectiral model is transformed into a model of the aquifer's contamination by the application of local criteria characterizing the relation between section resistivity and changes in the groundwater content. Proposed approach is applied for estimating the contamination of the Neogene-Quaternary aquifer complex in the region of Plovdiv sanitary landfill. Field measurements are performed along five lines with a total length of about 2500 m. Obtained resistivity sections along the lines are transformed points of the aquifer.

Въведение

За установяване и предварителна оценка на степента на замърсяване на подземните води, най-подходящи са електросъпротивителните методи, с които може доста точно да се регистрират промените в концентрационното поле в една водоносна структура. Те позволяват посредством измервания на земната повърхност да се определи действителното разпределение на електрическите съпротивления в подповърхностното пространство. Получената картина интегрално отразява характеристиките на средата (минерален и зърнометричен състав; пористост; степен на водонаситеност на скалите; химичен състав на флуидите, респ. на подземните води). Във водонаситена среда, относително еднородна по отношение на състава и проницаемостта на твърдата фаза, регистрираните различия в съпротивления се дължат основно на различията в йонния състав и общата минерализация на подземните води. На тази основа във водоносните структури могат да се установят и диференцират зони с различна степен на замърсяване (Стоянов, 2004).

До преди десет години от електросъпротивителните методи най-широко приложение намираха методите, използващи едномерен (1D) модел на геоложката среда – вертикалното електрическо сондиране (ВЕС) и електропрофилирането. Техните най-сериозни ограничения са, че могат да регистрират измененията на съпротивленията единствено по вертикала (ВЕС) или по хоризонтала (ЕП). На практика, обаче, наличието на замърсени зони в подземната хидросфера е причина на къси разстояния съпротивленията да се променят доста бързо не само в дълбочина, но и латерално. Ето защо, точното установяване и прецизната оценка на явлението изисква прилагането на методите на двумерното (2D) или тримерното (3D) електропроучване. Досегашното им използване бе ограничено от липсата на подходящо полево оборудване и на подходящи средства за интерпретацията на значително по-сложните 2D и 3D модели. С въвеждането на многоелектродните разстановки (Griffiths et al., 1990) и компютърните програми за бързо решаване на обратните (идентификационните) задачи (Loke, 1999), тези методи се налагат като стандарт при решаването на редица практически задачи. Шe отбележим, че поради значителни трудности при полевите

Стоянов Н. и др. ОЦЕНКА НА ЗАМЪРСЯВАНЕТО ..

недостатъчната измервания, както И ресурсна обезпеченост за решаване на обратната задача при 3D 2D моделите, преобладаващо приложение има проучването. Без да отстъпва много по точност на решението, при подходящо разположение на профилите то дава добра представа за пространственото разпространение на замърсителите в подземната хидросфера.

Методика на изследването при 2D електросъпротивителното проучване

Същност и особености на метода

При метода на 2D проучването (томографията) измерването на съпротивленията в подповърхностното пространство се извършва чрез въвеждане на електричен ток в земята с помощта на два захранващи (токови) електрода (С1 и С2) и регистриране на предизвиканата потенциална разлика в два приемни (потенциални) електрода (Р1 и Р2). Най-често използваните схеми за разположение на електродите са схемите Wenner. дипол-дипол. Wenner-Schlumberger. полюс-полюс и полюс-дипол. Изборът на електродна схема зависи от характерните особености на изследвания обект, от чувствителността на регистриращата апаратура и от нивото на фоновия шум. Различните схеми се сравняват според чувствителността им към хоризонтални и вертикални промени в съпротивлението на средата, дълбочината на проучване, хоризонталното покритие на данните и интензитетът на регистрирания сигнал.

Във водоносните структури замърсителите се разпространяват не само хоризонтално (по посока на подземния поток), но и в дълбочина, вследствие плътностните разлики между незамърсените и замърсените води. В разрез замърсените зони са тела с неправилни форми, силно удължени по посока на движението на подземните води. В резултат на процесите на хидродисперсия, дифузия, сорбция и елиминиране на вещество границата между замърсените и незамърсените води е силно размита. Тези особености на изследвания обект изискват използваната електродна схема да има на първо място висока чувствителност към хоризонталните и към вертикалните промени в съпротивлението на средата. Големи са изискванията и към хоризонталното покритие, а в повечето случаи и към дълбочината на проучване.

Сравняването на основните характеристики на различните електродни схеми показва, че най-подходяща за подобен вид изследвания е *схемата полюс-дипол* (фиг.1). Тя е доста чувствителна към хоризонтални и вертикални промени в съпротивлението на средата, има много добро хоризонтално покритие и немалка дълбочина на проучването.

Фиг. 1. Електродна схема полюс-дипол

Схемата полюс-дипол изисква отдалечен електрод (C2), който трябва да бъде разположен достатъчно далеч от измервателната линия (в "безкрайността"). Според Loke (1999), ако той е разположен на разстояние 5 пъти по-голямо от максималното разстояние C1-P1, грешката от пренебрегването му ще е по-малка от 5%. Важна особеност на схемата е, че силата на сигнала намалява с квадрата на фактора n. Затова не се препоръчва за n да се използват стойности по-големи от 8-10. Над тази граница, за получаване на по-голям интензитет на регистрираната потенциална разлика, е необходимо да се увеличи разстоянието а.

Главният недостатък на схемата полюс-дипол е нейната несиметричност (фиг.2, а), поради което над симетрични структури се получават асиметрични аномалии на привидното съпротивление. Тази асиметрия може да се елиминира, като измерванията се повторят при обратно разположение на електродите (фиг.2, б).



Фиг. 2. Права и обратна схема на разположение на електродите

Методика на полевите измервания

При полевите измервания се използват голям брой електроди, които са свързани към многожилен кабел (Griffiths and Barker, 1993). Тяхното разположение и последователността на работа по един профил е представено на фиг. 3. Най-често разстоянието между съседните електроди е постоянно. Измерванията се правят с резистивиметър, като при всеки отчет посредством механично или електронно устройство се избират подходящите четири електрода. Данните от измерванията и координатите на електродите, при които те са направени, се записват в текстов файл с цел последващо въвеждане в компютър за обработка.



Фиг. 3. Разположение на електродите и последователност на измерванията при схемата полюс-дипол

Възможната последователност на работа с многожилен кабел с 20 електрода е илюстрирана на фиг. 3. Разстоянието между съседните електроди е а. Вторият токов електрод С2 е поставен на разстояние 5 пъти по-голямо от максималното разстояние С1-Р1. Първото измерване се извършва с електроди 1, 2 и 3. Електрод 1 е вторият приемен електрод Р2, електрод 2 е първият приемен електрод Р1, а електрод 3 се използва като първи токов електрод С1. При второто измерване електродите 2, 3 и 4 се използват съответно като Р2, Р1 и С1. Тази процедура се повтаря докато електроди 18, 19 и 20 се използват при последното измерване с разстояние 1а, т.е. при стойност 1 за фактора n. След завършване на цикъла измервания с разстояние 1а се пристъпва към следващия цикъл, при който n = 2. При последващите измервания п факторът се увеличава до максималната си стойност от 9. За да се повиши дълбочината на проучването, разстоянието между съседните За да се увеличи областта на хоризонтално покритие, особено при малък брой електроди, след извършване на измерванията, кабелът се придвижва по посока на единия край на профила на разстояние, кратно на единичното разстояние между електродите. Всички измервания, които включват неприпокриващи оригиналния край на профила електроди, се повтарят.

Определяне на действителните съпротивления в подповърхностното пространство

По данните от полевите измервания действителните съпротивления в подповърхностното пространството е възможно да се определят с помощта на компютърната програма RES2DINV (Loke, 2001). За целта от измерените с полевата апаратура съпротивления се преминава към привидни съпротивления. Като входни данни се въвежда записаната в текстов файл информация за положението на електродите на повърхността и за стойностите на привидното съпротивление във всяка точка. На тази основа се съставя 2D модел на средата, като програмата автоматично поделя подповърхностното пространство на голям брой блокове. След това по метода на най-малките квадрати определя съпротивлението на всеки блок по такъв начин, че изчисленото привидно съпротивление от модела да съвпада възможно най-добре с измереното електрично поле (de Groot-Hedlin and Constable, 1990; Loke and Barker, 1996).

Като краен резултат от интерпретацията на данните от 2D проучването програмата дава три вертикални карти (разреза): псевдоразрез с измерените привидни съпротивления; псевдоразрез с изчислените чрез модела привидни съпротивления; и разрез с изчислените посредством модедействителни съпротивления, съставен ла чрез 2D интерполация на определените С модела съпротивления за всеки моделен блок. Сравнението на първите два разреза илюстрира достоверността на моделното решение, а третият разрез дава реалното разпределение на електричните съпротивления R подповърхностното пространство.

Трансформирането на резултатите от 2D проучването в модел на замърсяването на изследваната водоносна структура се прави на базата на локални критерии, даващи връзката между електричното съпротивление на средата и промените в състава на подземните води, настъпили в резултат на навлизането на замърсителите. Методическата основа и техниката за извеждане на локални геоелектрични критерии за конкретен обект е подробно представена в (Стоянов, 2004).

Модел на замърсяването на неогенкватернерния водоносен хоризонт в района на ДБО Пловдив

Депото за битови отпадъци (ДБО) на гр. Пловдив се намира на 12 km западно града. То е изградено в деснобрежната тераса на р.Марица, на 1 km преди вливането на р.Въча. През 70-те и 80-те години в стари баластриерни изкопи са насипвани отпадъците на гр.Стамболийски, а от 10-15 години на тази територия започват да се депонират и битовите отпадъци на гр.Пловдив. Организирането на това т.нар. "градско сметище" първоначално е било твърде примитивно и е довело до безконтролно изтичане на сметищни води (инфилтрат), които прониквайки в дълбочина са предизвикали мащабно замърсяване на неоген-кватернерния водоносен комплекс. От 5-6 години се изпълнява нов проект за експлоатация на депото, който е напълно съобразен със съвременните изисквания за изграждане на подобен тип съоръжения и предвижда и предепониране на старото депо. Дъното на новите котловани е покрито със защитен двуслоен екран, над който е изграден дренаж за събиране и отвеждане на инфилтрата в два утайни басейна извън сметищното тяло. Изградена и система от наблюдателни кладенци и речни пунктове за локален мониторинг на подземните и повърхностните води.

Неоген-кватернерният водоносен комплекс е една от найводообилните структури в България. Той е изграден от чакъли, пясъци и глини, чиято обща дебелина в района на депото не надвишава 40-50 m. За долен служат лежащите под тях горнокредни гранодиоритови порфирити. В границите на водоносния комплекс са отделени два водоносни хоризонта – горен и долен. Разделящият водоупорен пласт е представен от глини и песъчливи глини. Установените в него прекъсвания (т.нар. "хидрогеоложки прозорци") създават условия за пряка хидравлична връзка и възможност за масообмен между горния и долния водоносен хоризонт.

Структурата на подземния поток в неоген-кватернерния комплекс предполага, че постъпващите от депото замърсители се разпространяват на изток, по посока на движението на подземните води и в дълбочина в резултат на различията в плътността на замърсените и на незамърсените води. Резултатите от мониторинга потвърждават изказаната хипотеза, но ограниченият брой на наблюдателните сондажи не позволява да се направи по-точна оценка на пространствените параметри на това явление.

Ето защо, от авторите е потърсен алтернативен подход за съставяне на актуален модел на замърсяването в неоген-кватернерния водоносен комплекс. В изпълнение на това намерение през лятото на 2002 г. в района на изток от депото е проведено 2D проучване по схемата полюсдипол. Използвана е система от 11 електрода, които са съединени с многожилен кабел и са разположени по един профил. Разстоянието между съседните електроди е 10 m. Тази схема обезпечава около 40 m дълбочина на проучване. Измерванията са направени с резистивиметър АВЕМ Terrameter SAS 300B. Главният недостатък на използваната схема (нейната несиметричност) е елиминиран като всички измервания са повторени при обратно разположение на електродите. Областта на хоризонтално покритие е увеличено като многожилният кабел е придвижван по посока на единия край на профила на разстояние равно на разстоянието между два съседни електрода – 10 m.

Измерванията са направени по 5 профила с обща дължина около 2500 m. Първият профил е ориентиран по направлението на подземния поток и следва линията, свързваща наблюдателни кладенци НП-9б, НП-11, НП-7 и НП-8. Другите четири профила са разположени напречно на посоката на движение на подземните води, на около 50-80 m един от друг. Местоположението на профилите, наблюдателните кладенци и контурите на новите и старите котловани на ДБО Пловдив към датата на проучване е определено с GPS и е илюстрирано на фиг. 4.

Данните от полевите измервания са интерпретирани с компютърна програма RES2DINV. Като входни данни в програмата е въведена информация за координатите на

Стоянов Н. и др. ОЦЕНКА НА ЗАМЪРСЯВАНЕТО ...

електродите и за стойностите на привидното съпротивление във всяка точка от псевдоразреза, получени след предварително преизчисляване на измерените с полевата апаратура съпротивления.



Фиг. 4. Местоположение на геоелектричните профили и контури на старите и новите котловани на ДБО Пловдив към юни 2002 г.

Като краен резултат от обработката на първичните данни за всеки профил са получени по 3 вертикални карти – А, Б и В (фиг. 5). Първата карта (А) представлява псевдоразрез на измерените в полеви условия привидни съпротивления, втората карта (Б) е псевдоразрез на изчислените чрез модела привидни съпротивления, а третата карта (В) дава разреза на изчислените посредством модела истински съпротивления. Достоверността на моделното решение се илюстрира чрез сравнение на псевдоразрезите (А и Б) и се определя количествено посредством изчислената от програмата средноквадратичната грешка RMS. Сравняването на получените псевдоразрези за всички профили показва една добра съпоставимост между измерените и изчислените привидни съпротивления, което гарантира надеждността на интерпретацията.

За облекчаване на хидрогеоложката интерпретация, зададената в програмата скала на изоомните граници, по която са изчертани вертикалните карти, е съобразена с изведените от Стоянов (2004) локални геоелектрични критерии. Повечето от избраните диапазони, особено в долната част на скалата, отговарят на стойностите на съпротивленията, които определят вероятните граници между незамърсените и замърсените води, както и контурите на зоните с различна степен на замърсеност.

По данни за реалното геоелектрично поле, илюстрирано с разрезите на действителните съпротивления по петте профила (фиг. 5), са съставени пет вертикални карти на замърсяването в неоген-кватернерния водоносен комплекс (фиг. 6).



Фиг. 5 а. Резултати от обработката на данните по профил I-I



Фиг. 5 б. Резултати от обработката на данните по профил II-II







Фиг. 5 г. Резултати от обработката на данните по профил IV-IV



Фиг. 5 д. Резултати от обработката на данните по профил V-V

На фиг. 6 незамърсените части на водоносната структура са неоцветени, а с различни нюанси на сивия цвят в замърсената зона са оконтурени няколко подзони с различна степен (процент) на замърсеност на подземните води.

За изготвянето на вертикалните карти на замърсяването са използвани лабораторно изведените локални геоелектрични критерии – вж. табл. 2 в (Стоянов, 2004). За проверка достоверността на направените интерпретации по време на полевите измервания са взети водни проби от всички наблюдателни кладенци, през които преминават профилите (НП-3, НП-5а, НП-7, НП-8, НП-9а и НП-11). Представените в табл.1 данни за общата минерализация и за концентрацията на хлоридните йони в тези пунктове убедително потвърждават достоверността на представения на фиг. 6 модел на замърсяването на неоген-кватернерния комплекс.

При интерпретацията на получените резултати е необходимо да се отчете едно важно обстоятелство, което е свързано с експлоатацията на обекта. Към момента на геоелектричното проучване, отпадъците от старото сметище на гр.Стамболийски, както и голяма част от старото депо са предепонирани в новите котловани. Поради това следва да се очаква, че в подземните води ще постъпва свеж сметищен инфилтрат единствено в района на старите котловани.

Таблица 1.

Хидрохимична характеристика на водните проби (към месец юни 2002 г.).

Наблюдателен кладенец	Обща минерализация, mg/l	Съдържание на Cl, mg/l
НП-3	422	20.5
НП-5а	479	21.8
НП-7	465	18.5
НП-8	391	12.2
НП-9б	2175	398.6
НП-11	1048	143.2







0 15 45 80 100 ñò ảĩ ải (ĩ đĩ cải cò) í à çài ư đñỹ âài ả í à ĩ î ã çải í èò ả ãi äẻ

Фиг. 6. Вертикални карти на замърсяването на подземните води

Анализът на получените по всеки профил разрези на разпределението на действителните съпротивления (фиг.

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

5) и на съставените вертикални карти по замърсяването на подземните води (фиг. 6) дава основание да се направи следния интерпретативен коментар относно пространственото размери и степента на замърсяване на подземните води в района на депото.

- (1) Замърсяването в проучвания район заема една значителна по площ територия, която в източна посока достига до 250-300 m от границата на депото. В посочените рамки то обхваща фронт с широчина около 300-350 m, който е установен във всички напречни на подземния поток разрези. На по-големи разстояния по профил I-I замърсяването на подземните води се регистрира под формата на отделни петна (фиг. 6а).
- (2) В дълбочина замърсената зона доминира в интервала от 10 до 25 m от терена, т.е. в посочената територия тя обхваща почти изцяло горния водоносен хоризонт и част от долния хоризонт. В отделни участъци по профили II-II и III-III се установява локално замърсяване и на по-голяма дълбочина.
- (3) В така рамкираната в план и разрез зона на замърсяване се очертават няколко подзони с различна степен на замърсеност. Наблюдаваната диференциация е най-отчетлива под и в непосредствена близост до старите котловани, където процесите на замърсяване са най-интензивни. Разрезите по профили I-I и II-II показват, че в тези участъци се очертават четири подзони, в които степените на замърсеност варират от 15 до 100 % (фиг. 6а и фиг. 66).
- (4) Нискоомните зони контактуват с дъното на депото, което потвърждава изказаната възможност, че и към момента на проучването от старите котловани постъпва сметищен инфилтрат. Разрезът по профил II-II илюстрира пътищата на проникване на инфилтрата. В дълбочина замърсените зони постепенно се разширяват, като на около 20 m от повърхността замърсяването е с най-голямо хоризонтално разпространение и с максимална интензивност. На това ниво водоупорният пласт, маркиращ границата между горния и долния водоносен хоризонт, значително ограничава мащабното проникване на замърсителите на по-голяма дълбочина. Ето защо, замърсяването на подземните води обхваща предимно горния хоризонт. Впрочем, това се потвърждава и от разрезите по останалите профили (фиг. 6). Само в отделни участъци се установява частично замърсяване и на долния хоризонт. Този процес е най-изявен на разрезите по профили II-II и III-III, където през хидрогеоложки прозорци замърсителите безпрепятствено преминават в дълбочина и най-вероятно достигат до долния водоупор.
- (5) Разрезът по профил I-I показва, че в план замърсителите мигрират на изток, следвайки посоката на подземния поток. Това се потвърждава и от установената в разрезите по напречните профили тенденция на относително запазване на контурите на замърсената зона при намаляваща в източна посока степен на замърсяване.
- (6) Измерените съпротивления в подповърхностното пространство извън замърсената зона също варират

в доста широки граници (от 50 до 1000 Ω.m). Установените в най-горната част на разрезите по всички профили високоомни зони маркират сухите пясъци от зоната на аерация. Под тях следват няколко пласта с постепенно намаляващи в дълбочина съпротивления от 500 до 100 Ω.m. Тази сравнително високоомна зона показва, че подземните води в приповърхностната част на водоносната структура са незамърсени и вероятно с по-ниска минерализация, вследствие на инфилтрационното подхранване. В най-долните части на разрезите по всички профили са установени пластове с нарастващи в дълбочина съпротивления от 100 до 350 Ω.m, т.е. в рамките на долния хоризонт, подземните води са незамърсени. Тук в отделни участъци по профили I-I и III-III са регистрирани и доста високи съпротивления (около и над 500 Ω.m), които не е изключено да маркират издигнатите части от скалната подложка.

Заключение

Съставеният посредством прецизна интерпретация на получените резултати пространствен модел на замърсяването дава много добра представа за обхвата и тенденциите на негативните процеси в неоген-кватернерния комплекс. С него нагледно се илюстрира ефективността от прилагането на метода на 2D проучването по схемата полюсдипол за количествена оценка на замърсяването на подземните води от ДБО. Този метод с успех може да се прилага и за решаването на други подобни задачи, при които замърсяване на изследваната водоносна структура е довело до резки промени в състава на подземните води и от там в реалното разпределение на електричните съпротивления в подповърхностното пространство.

Литература

- Стоянов, Н. Т. 2004. Метод за дефиниране на локални геоелектрични критерии за оценка на замърсяването на подземните води". *БУЛАКВА*, 2 (под печат).
- de Groot-Hedlin, C., S. Constable. 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models form magnetotelluric data. *Geophysics*, 55, 1613-1624.
- Griffiths, D. H., J. Turnbull, A. I. Olayinka. 1990. Twodimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. *First Break*, 8, 121-129.
- Griffiths, D. H., R. D. Barker. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *J. of Applied Geophysics*, 29, 211-226.
- Loke, M. H., R. D. Barker. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Loke, M. H. 1999. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys. Penang, Malaysia, p. 57.
- Loke, M. H. 2001. A practical guide to RES2DINV ver. 3.4; Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the leastsquares method. Geoelectrical Imaging 2-D & 3D. Geotomo Software, Penang, Malaysia, p. 96.

Препоръчана за публикуване от катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 225-227

HOW BLACK SEA PORTS CAN DEAL WITH SUSTANDARD VESSELS AND OPERATORS?

G. BĂTRÎNCA

Department of Navigation, Constanța Maritime University, 8700 Constanța, Romania

ABSTRACT. It is well know that in the Mediterranean and Black Sea area there are a lot of substandard small vessels and operators and despite the implementation of ISM and new STCW Convention these vessels are still obtaining employment. Most of these vessels are bought from second hand market, are classed with non IACS classification societies and in this way they are able to postpone forever serious repairs and maintenance work, they are operated without hull and sometimes P&I insurance being a real threat to the environment and innocent charterers. Due to their low operating expenses these vessels are able to offer very low freight rates which are sometimes not able to cover even financial expenses of a new vessel. This paper will try to assess what are the measures Black Sea Port Authorities have to take in order to force substandard ships and operators either to apply international recognised standards or to avoid calling at Black Sea ports.

КАК ЧЕРНОМОРСКИТЕ ПРИСТАНИЩА ТРЯБВА ДА ОБСЛУЖВАТ НЕСТАНДАРТНИТЕ ПЛАВАТЕЛНИ СЪДОВЕ И ОПЕРАТОРИТЕ ИМ

Г. Батринка

Катедра по навигация, Морски университет Констанца, 8700 Констанца, Румъния

РЕЗЮМЕ. Добре известно е, че в средиземноморските и черноморските води плават много малки плавателни съдове и операторски дружества, които не отговарят на изискванията. Независимо от изпълнението на международните стандарти за мореплаване и новата конвенция тези плавателни съдове все още се използват. По-голямата част от тези плавателни съдове са закупени от пазари за втора употреба плавателни съдове като често при тях за дълго време да отлагат значителните ремонти и работите по експлоатационното поддържане. Обикновено не са застраховани нито плавателните, нито пътниците в тях, което представлява допълнителна опасност. Поради ниските си експлоатационни разходи много често тези плавателни съдове предлагат транспортни услуги при толкова ниски тарифи, че те не могат да покрият дори финансовите разходи по закупуване на нов плавателен съд. Този доклад предлага оценка на мерките, които трябва да предприемат властите в черноморските пристанища така, че или да накарат нестандартните плавателни съдове и техните оператори да съблюдават приетите международни стандарти или да не използват пристанищата в Черно море.

Introduction

The term substandard ships means ships which are not in compliance with internationally agreed standards with respect to the hull, the main and auxiliary machinery, safety and pollution prevention equipment and the training and competency of the crew, thereby presenting a danger and risk to the life and property at sea and the marine environment. Substandard ships can originate newly built or later in operation when the operational standards may become lower than those set internationally. Presently it is estimated that about 15 to 20% of the internationally operating fleet could become substandard under different circumstances at any time.

The substandard ships exist mainly due to the shipowner going for short-term profits by unethical market competition and cutting corners on operational costs. An occasional and on-off deficiency discovered by Port State Control (PSC) inspectors otherwise operating with proper certification and manning should not place them under substandard category.

All the other players like the Flag State, Port States, Classification Societies, Insurers, Shipbrokers, Shippers, Shipvards, Ship-repairers and Ship Financiers also contribute and are instrumental to a more or lesser degree to the substandard ships, despite unified international conventions, rules, regulations and guidelines being brought on by excellent efforts of the International Organizations like the International Maritime Organization, International Labor Organization, United Nations Convention on Law of The Sea, etc. Other Non-Governmental Organizations are also making constructive efforts in eliminating substandard ships, as these ships contribute to loss of life, loss of cargo, pollution and eventual economic loss. In order to eliminate the substandard shipping, it is clear that all the involved parties must play their roles effectively without prejudice and without vested interests.

Like any other Industry, Shipping is also a commercial venture. It is not expected of the shipowner to operate his ships without profit. Hence, unless he is able to operate in a competitive and profitable environment, the lure for reducing his operational cost for making a reasonable profit will make even a conscientious shipowner to at times bring down the standard of his ships. Further, though all the players in the scene, other than the shipowner, also contribute to the substandard ships, nobody other than the shipowner seems to be made accountable.

The shipowner alone can not be expected to fight his lone battle against all the odds in eliminating substandard ships. This must change and all connected players must be made responsible and accountable for their respective areas of work. There can not be any disinterested player in the total chain. In order to run their industry safe and efficient, the shipowners must organize themselves and cooperate on national, regional and international level to achieve a safe and profitable shipping industry. Seafarers have to play their important role. Without them ships can not move.

The Freight Market In The Black Sea Area

Black Sea Area is an important region for world maritime cargo transportation with a significant proportion of cargoes going to short sea destinations. While there are a lot of serious shipowners and ship operators on the market we have to admit that most of the substandard vessels operating in Europe can be found in this area.

On <u>www.steminorder.com</u>, one of the up to dated chartering platform can be noticed that over 60 percent of ships operated under flag of Black Sea countries are over 20 years old and only 10 percent are between one and ten years old. Even if we can not consider every ship over 20 years as being substandard we have to admit that most substandard vessels can be found in this category.

It is well know that freight market is passing one of the best periods in the entire history of maritime transportation with main market indicators triple then they used to be one year ago. It is not a surprise for an observer of the market for Inter Mediterranean and Black Sea - Mediterranean destinations that freight has only increased with 20-30 percent depending on cargo type, size and destination. The only reasonable explanation is that on this market there are many old and usually substandard vessels accepting whatever freight charterers are able to pay.

The market is dominated by small orders belonging to small trading houses and due to the fact that they don't know very much about shipping they always tend to give high importance to freight considering that on such short voyages nothing can happen with their cargoes. Recent cases investigated by International Maritime Bureau shows that there are situations where ship operators are offering to shippers bargain freight rates and instead of discharging the cargoes at the original discharging ports, change the name of the vessel and sell the cargo at other discharging ports.

The fact that many exporters are trading low value cargoes makes them dependent on low freight rates in order to remain competitive on the market. Usually we hear in the port of Constanta that if substandard vessels are forced out of the market Romanian traders will not be able to sell their cargoes and traffic in the port of Constanta will be further decreased conducting to job loses. This idea is not to be ignored as long as other countries in the region allow substandard vessels to call their ports and by doing so they offer a competitive advantage to their exporters.

As some ports have a stricter enforcement of international standards we can say that we have a market for vessels able (without risking detention) to call all ports in the area for which the level of freight is maintaining at a reasonable level and a market for substandard vessels loading in the Black Sea and Turkish ports for East Mediterranean and North African ports were standards are not very strictly enforced and consequently freight is much more lower. It is usually heard on the market that some vessels can not call Italy, Spain or France and there is no need ask further what is the reason for vessel not being able to call these ports as it is obvious that it is about fear of detention for non compliance with international standards.

Role Of Shiping Market Players In Eradicating Substandard Shipping

The Flag State and the Port States have the collective responsibility for the maintenance of the internationally accepted standards at sea. While it is the responsibility of the Flag State for implementation of the internationally agreed conventions, rules and regulations for the vessels under its Register, the Port State has the responsibility of checking and policing the foreign tonnage while they are in its jurisdiction. Thus the Port States augment and support the efforts of the Flag State in identifying and eliminating substandard shipping. Success and efficiency of this collective responsibility depend on unified interpretation and application of the international conventions, rules and regulations without partiality and prejudice. For eliminating substandard shipping, the States should have adequate resources for policing not only ships under their Registers, but also the foreign ships calling at their ports. Flag States should have a possibility to get assistance from IMO for training and improving their maritime administration and surveyors in order to be aware of the recent quality standards and practices in the marine field and technological & regulatory developments. Enhancing the regional cooperation of Flag states by sharing information on training, experience and expertise will pave the way for effective Flag State Implementation and Port State Control. Unbiased and uniform regulatory treatment to all ships, whether their own or foreign, is the only way to maintain the credibility of the Port States.

The classification societies provide the resources and knowledge for the enhanced safety and efficiency of the shipping industry. They have contributed to a large extent in bringing safety to ships and environment. Not only the underwriters, but also the Flag States rely on them for carrying out effective control on the ships on their behalf. They have an important role to play in eliminating substandard ships. For this they have formulated unified rules through IACS. But it is not to be forgotten that they have also competition among themselves for increasing their size which sometimes seem to affect their classification standards. Investigations of the accidents do bring out, on occasions, the lapses and failures of the classification societies. Commercial interests from classification societies are to be removed by more or less uniform classification fees. IACS should take steps in this regard as they have a major role to play in eliminating substandard shipping.

Substandard shipping can be made transparent and accountable by making publicly available relevant information on substandard ships by all concerned on inter-net web site. Registers and classification societies need to be transparent so that all concerned parties like charterers, PSC's, insurers, shippers etc can identify substandard shipping.

Organizations like IMO and ILO have made a positive and lasting contribution towards the international conventions on Maritime Safety, Marine Environment Protection, Ships' Crew Training Standards and on board working and living conditions. Some of requirements of these conventions do show certain vested interests on the part of developed countries to promote their allied industries. Complicated rules and regulations involving high costs are a deterrent to effective implementation of these conventions. Hence, simple, effective and enforceable regulations can only be successful in eliminating substandard shipping. The present regulations seem to be in order and sufficient for a safe and pollution free shipping industry and further regulations should be deferred until the existing conventions are digested by the shipping industry. The success of these conventions lies not in increasing the dosage of the same medicine in a different bottle repeatedly, but in increasing the level of accession/ratification of these conventions and regulations by the States. The decreasing number of ships detained at various ports can measure the effectiveness of the success of these regulations.

The crew unions also have a part to play in eliminating substandard ships. The demands of crew unions and thus the crew costs are increasing year by year and it is getting unrealistic and unbearable for the shipowner. The crew costs by means of their wages and training and living facilities on board take a major share of the ship operating costs. This causes the shipowner resorting to cut corners on safe-manning and in employing non-union crew. Cooperation from the crew unions in this regard is a must for strengthening the shipowners hands for operating a safe and quality ship. The crew unions should identify shipowners who operate quality ships and be more active in protecting the financial and welfare interests of the crew by long-term agreements with these shipowners.

The shipowner must get a viable finance for acquiring and operating quality ships. It is the responsibility of the Flag State to provide this in its own national interest. The financier should have access to relevant information from classification societies, insurers and Flag & Port States to encourage their role. Thus they also keep a watch on the shipowner who is operating substandard vessels so that subsequent financial assistance can be denied to the erring companies.

The shipbrokers and the shippers can also contribute to the elimination of substandard ships. A code for 'chartering only quality ships' must be introduced among the shipbrokers. In the same way, the charterers must follow uniform vessel-vetting procedures and avoid commercial advantage by chartering substandard ships. Both these parties must have a better information sharing between the Flag States and the classification societies for eliminating substandard ships. Similarly the Insurers should insist on ISM certifications and work through Flag Administration for better informationsharing.

Substandard ships can be discouraged with penalties for violation of conventions, rules and regulations. They can be levied higher port charges and taxes. Similarly quality and new tonnage must be given incentives by way of reduction of charges in these areas.

Conclusion

The most important need is to have a healthy shipping industry where the shipowner can work in a competitive and reasonably profitable environment. Every party connected with shipping other than the shipowner - the Flag State, Port States, Classification Societies, the Crew unions, the Insurers, the Shipbrokers, the Shippers, the Ship-financiers - all want their pound of flesh from the shipowner. All these parties must understand that they exist because of the shipowner. All market requirements should allow the shipowner to operate in a competitive and reasonably profitable environment and so he resorts to substandard shipping as a means to cut down his operating costs and, may be, also financing costs. Hence all concerned parties must ensure that the shipowner can remain healthy enough to operate a safe and environmentally friendly shipping industry. Otherwise substandard ships are bound to exist, if not in an international level, at least in a national level.

References

- Batrinca, G., 2004, *International Maritime Commerce*, Bucharest, Arvin Press, 2004.
- OECD Competitive Advantages Obtained By Some Shipowners As A Result Of Non-Observance Of Applicable International Rules And Standards, 1996.
- North, R.C. Quality, 2000 *Management Versus Risk Finance In Shipping*, Mare Forum 2000: The Shipping Risk Management Forum.
- Ozcayir, O., 2001, *The Role Of Port State Control*, The Impact of Caspian Oil and Gas Development on Turkey and Challenges Facing the Turkish Straits Conference, Istanbul.
- OECD 2000, Submission to the International Commission on Shipping, 2000.
- ISMA, Submission to the International Commission on Shipping, 2000.

<u>www.imo.org</u>.

www.parismou.org.

www.tokyo-mou.org.

Препоръчана за публикуване от катедра "Инженерна геоекология", ГПФ

RECLAMATION OF DISTURBED TERRAIN BY USING WASTEWATER SLUDGE: CYPRUS ASBESTOS MINES

N. Kathijotes

Higher Technical Institute, Nicosia, Cyprus

ABSTRACT. Disturbed sites like Amiandos(asbestos) mine in Cyprus when appropriately developed and reshaped can be used for a variety of uses. If a revegetation project is to be applied, the lack of fertility of the disturbed terrain is a serious drawback. Various combinations of wastewater sludge and local soil remaining after mining works are to used in order to determine optimized conditions. Sludge which is a valuable soil enrichment resource in combination with the spoil material produced after mining activities, is believed to be effective in the reforestation and revegetation processes. As asbestos control is a complicated and lengthy process, this paper will concentrate on the enriching effect of sludge on the sterile soils of the area. **Key words:** Revegetation, reclamation, disturbed terrain, sludge.

РЕКУЛТИВАЦИЯ НА НАРУШЕНИ ТЕРЕНИ С УТАЙКИ ОТ ОТПАДЪЧНИ ВОДИ: АЗБЕСТОВИ МИНИ В КИПЪР

Н. Катиджотис

Висш технически институт, Никозия, Кипър

РЕЗЮМЕ. Нарушени терени, като площадките на азбестовите мини Амиандос в Кипър могат да се използват за различни цели, в случай че се рекултивират правилно. При извършване на залесяване, липсата на плодородност на почвата на нарушената площадка е сериозна пречка. За определяне на оптималните условия трябва да се извършат експерименти с различни комбинации от утайки от отпадъчни води и почви от района. Утайките от отпадъчните води са ценен ресурс за обогатяване на почвите и в комбинация с материалите, които остават след минната дейност се считат ефективни източник в процеса на повторно залесяване. Тъй като управлението на азбестовите отпадъци е сложен и продължителен процес, този доклад се фокусира върху ефекта на обогатяване на стерилните почви в района.

Introduction

The Cyprus asbestos mines are situated in the Troodos Mountains at a height of about 1400m asl. Asbestos occurs in the ultrabasic rocks of the Troodos massif. The ultrabasic rocks have been separately mapped as dunite, enstatiteolivinite, harsburgite-wehrlit and a peridotite-pyroxenite group. The principle minerals occurring in these rocks are olivine, enstatite and diopsidic augite.

The restoration of the Amiandos mining area started in the winter of 1995. The main target of the restoration was the stabilization of the sterile spoils and the modular reforestation of the area. The main aim of the reforestation was the restoration of the local nature to its pre-mine condition which will be harmonic with the general environment of the area. It is therefore necessary to cover the area with productive soil so

as trees and bushes can grow which will stabilize the soil on the slopes and reduce exposed asbestos fibers.

Sludge as enrichment material:

The shortage of humus for fertility of a disturbed terrain is a challenge for research in terms of organic enrichment. A short field investigation has been carried out, on which various combinations of wastewater sludge from Vathia Gonia treatment unit in Cyprus together with spoil which resulted after mining works have been mixed in various proportions. Lettuce was selected in this experiment, a sensitive plant which could give quick and useful results.

The characteristics of the sludge used are shown in table1 below. Spoil characteristics are shown in table 2.

Table 1.

Characteristics of experimental sludge

 				-9-									
N(%)	P(%)	K(%)	O.M	Na	В	Zn	Cu	Cd	Ni	Pb	Cr	FE	MN
			(%)	(%)	(p.p.m)								
3.47	2.0	0.26	67.0	0.35	67	1196	218	3.8	35	67	161	13213	187

It was decided to use various combinations of sludge and spoil from the site in order to create a productive cover material. All variants used together with their proportions in percentages by weight are shown in table 3. The field experiment was carried out in experimental pots holding a 2kg total soil and sludge together, in a four-fold repetition.

Kathijotes N. RECLAMATION OF DISTURBED ...

Initially a close observation of the spoil material-clay (table 2) is necessary and the comments are listed below.

Table 2	spoil composition									
Spoil cha	Spoil characteristics									
Ν	Parameters	Clay								
1	Abs.dry matter %	63,03								
2	Ashes %	77,19								
3	Ammonium N %	0,003								
4	Total N %	0,007								
5	Total P2O5 %	0.007								
6	Total K2O %	0,05								
7	Na %	0,18								
8	Mg %	0								
9	Ca %	0,051								
10	Al %	46								
11	Fe %	1								
12	Zn mg/kg dry matter	48								
13	Cu -"-	10								
14	Pb -''-	22								
15	Ni -"-	8								
16	Co -"-	3								
17	Cr -"-	30								
18	Mn -"-	503								
19	Cd -"-	traces								
20	pH	8,3								
		1								

Ph of clay is 8.3 which means that alkalinity condition prevail and this decreases the concentration of toxic

Table 3.

Proportions of mixing for spoil and sludge

ions in the soil solution and helps the release of more essential nutrients to become available.

- A phosphorous deficiency is evident in the clay material (0.7 ports per million), as well as low levels of Nitrogen and nutrients necessary for plant growth.
- Care should be taken when using only clay, as clay mineralogy influences the degree of compaction that may result after the use of heavy compaction equipment which may be used in the stage of mining and reshaping. There is evidence that compaction may limit plant growth by reducing water infiltration and nutrient release. Smaller particles expose a larger surface area per unit volume to forces of weathering than coarse fragments. This results in a more rapid release of chemicals during the weathering process.

Results and Discussion

Interesting results were obtained as shown in figure 1 below. For each sample the growth pattern is demonstrated. The total growth is found if the initial growth is subtracted from the final growth.

The highest growth pattern appears in sample no.7 where a 20 percent sludge was used. Satisfactory growth is shown in all samples where sludge was used. Good results are shown in almost all sludge proportions, with the poor results evident at the no sludge sample no. 1.

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Spoil Content (%)	100	0	100 %	95	90	85	80	75	50	25
Sludge Content(%)	0	100	Spoil irrigate with fertilizer	5	10	15	20	25	50	75



Fig. 1. Speciment number against growth in cm

Conclusions

Application of sludge for the enrichment of disturbed sites is considered a feasible sludge disposal method. The experiment performed indicates that the received soil substrates are good medium for the development of plants and can be recommended. Optimal results are demonstrated around the 20 percent sludge quantity.

As our purpose is soil enrichment, an economic analysis will determine the optimal sludge proportions for the selected plants. Groundwater pollution as well as other ecological risk factors as applied and in accordance to EU directives should be considered.

References

USEPA (1983) Land Application of Municipal Sludge,

Municipal Environmental Research Lab Cincinnati.

- Crites R W ,Land use of wastewater and sludge, Environ.Sci.Technol. Vol. 18,No 5 1984.
- Petrov K. and Kathijotes N., "Non-conventional water for Irrigation during Drought in Bulgaria", Geo Journal Vol.40 No.4 pp 413-419 Dec.1996, Dordrecht/Boston/London.
- Petrov K. and Kathijotes, N. ECOLOGIA 96.International Symposium. Burgas Bulgaria Sept.96.
- Metcalf and Eddy, INC (1979), Wastewater Engineering: Treatment Disposal Reuse.
- Koren Herman, (1980) Handbook of Environmental Health and Safety, Pergamon Press, New York.
- LHermut, P., "Treatment and use of sewage sludgeand liquid aricultural waste' 1991 London UK.
- Horan, N., "Nutrient removal from wastewaters" 1994 Basel, Switzerland.
- Marinova, S., "Annual Scientific Report" Poushkarov Institute,1994, Sofia Bulgaria.

Препоръчана за публикуване от катедра "Инженерна геоекология", ГПФ

GRANITE REFLECTANCE SPECTRA BEHAVIOUR DEPENDS TO ITS ROCK-FORMING MINERALS

D. Borisova

Solar-Terrestrial Influence Laboratory, BAS, Sofia 1113, Bulgaria, e-mail: d_borisova_stil@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Измерванията на отражателните спектри могат да се използват като допълнително средство за получаване на важна информация в областта на петрографията и минералогията. Целта на настоящата работа е да се изследва вида на получаваните спектрални характеристики на гранити в зависимост от основните скалообразуващи ги минерали. Проведените многоспектрални измервания са осъществени в лабораторни условия в диапазона 0.55-1.1 µm. В съответствие с поставената задача са анализирани получените спектрални характеристики на множество петрографски образци, за което са приложени различни методи за анализ: декомпозиция на спектрални смеси, базова скална линия, наклон на спектралните криви, индекси-отношения.

ПОВЕДЕНИЕ НА ОТРАЖАТЕЛНАТА СПОСОБНОСТ НА ГРАНИТА В ЗАВИСИМОСТ ОТ НЕГОВИТЕ СКАЛООБРАЗУВАЩИ МИНЕРАЛИ

Д. Борисова

Централна лаборатория по слънчево земни въздействия, БАН, 1113 София, e-mail: d_borisova_stil@abv.bg

ABSTRACT. Reflectance spectrometric measurements could be used as an additional opportunity to derive significant information about petrography and mineralogy. The goal of present paper is the study of granite reflectance spectra behaviour depends to their rock-forming minerals. For this purpose laboratory multispectral measurements are performed in the range 0.55-1.1 µm. According to main experimental problem obtained reflectance spectra of various granite samples are analysed and different approaches are applied: spectral mixture decomposition, rock baseline, reflectance curves inclination angles, spectral transformation.

Introduction

Spectrometric measurements are a part of remote sensing and they could be used as an additional opportunity to derive significant information about petrography and mineralogy. Real land covers are mixtures of materials and the theory of mixed spectral classes (Mishev, 1986) is an efficient method to study various rocks and minerals. Granites are two sub-classes of one and the same class (group) of granite and rhyolite (Маринов, 1989). For remote sensing the granites are mixed class of their rock-forming minerals.

The goal of present paper is the study of granite reflectance spectra behaviour depends to their rock-forming minerals.

Materials and methods

It is known that the specific reflectance, absorption and emission of solar radiation by land covers are the basis of remote sensing, of spectrometric measurements in particular (Мишев $u \partial p$., 1987; Clark, 1999).

In the reflected by the object radiation contains mineralogical information. This information is carried by the reflectance coefficients $r(\lambda_i)$. These coefficients form the reflectance spectra $R\{r(\lambda_i)\}$ and they are spectral informational features of the studied object.

The parameters of studied object using measured spectral reflectance $R{r(\lambda_i)}$ are defined. The dependence of reflectance

signatures behaviour to type and rock-forming minerals of the granites provides a basis for the purpose.

Mineral content of the studied objects is of particular importance. It determines the distribution of reflected from surface radiation. The amount of reflected light is dependent on mineral content (Clark and Roush, 1984; Hapke, 1993; Spiridonov *et al.*, 1980). As the rock-forming minerals darker, more light is absorbed and the reflectance drops. The reflectance increases as the salic minerals increase.

Made literature review shows that previous investigations aim to analysed mineral samples and in some papers rock samples are investigated (Spiridonov *et al.*, 1980; Spiridonov *et al.*, 1983). In present paper granites as mixed class of their rock-forming minerals are examined and obtained results are analysed. For analysis different approaches are applied: spectral mixture decomposition, rock baseline, reflectance curves inclination angles, ratio indices.

The studied petrographic samples of granites are with different proportion of mafic (biotite, amphibole) and salic (quartz, potassic felspar, plagioclase felspar, muscovite) rock-forming minerals in total mixture.

If a priori information is not enough it could be bring a lot of omissions in interpretation. It is important to know technical parameters of used device and experimental conditions.

Laboratory spectral reflectance measurements in range (0.55 - 1.1 μ m) with $\Delta\lambda$ =10 nm of granites (15 samples) are performed. It is used spectrometric system for remote sensing SPM-1, made in STIL-BAS (Илиев, 2000).

Results and discusion

Figure 1 shows granite reflectance spectra. Reflectance feature of coarse-grained granites is almost horizontal or with a small angle ((0-15), of medium-grained the angle is 15-30 and of fine-grained the slope is over 30 (Borisova, 2003). For lighter granites which content of salic minerals is more than content of mafic minerals reflectance values are higher.



Fig. 1. Spectral reflectance of granites

Plot of NIR = 1.00 μ m versus red = 0.62 μ m reflectance for laboratory reflectance spectra are presented in Figure 2. The rock baseline is established with linear regression: NIR = 1.077 (red) + -0.52, R-squared = 0.97, n=15.

If using only the red and NIR reflectance all granites fall on a well-defined rock line.



Fig. 2. Plot of NIR vs. red reflectance

The granites are divided into three groups based in a visual assessment of their mineral content. In Figure 2 it can be seen three clusters (marked with fill, thick and thin points) for three groups of salic or mafic mineral content.

In Table 1 description of the studied granites and of the content of salic and mafic minerals are presented.

Tab	ble	1.			
~				~	

Content of salic and ma	afic minerals in	granites
-------------------------	------------------	----------

Ν	Name	Salic	Mafic
		minerals	minerals
1	Granite	90	10
2	Porphyry	75	25
	granite		
3	Porphyry	85	15
	granite		
4	Two-mica	95	5
	granite		
5	Porphyry	60	40
	granodiorite		
6	Granite	83	17
7	Granite	75	25
8	Granite	90	10
9	Granite	80	20
10	Granite	75	25
11	Alkalic granite	40	60
12	Granite	75	25
13	Granite	70	30
14	Granite	85	15
15	Granodiorite	40	60

In Figure 3a and Figure 3b dependence between the content of salic and mafic minerals in the granites and the reflectance at 0.76 μ m are shown. It can be seen when salic minerals increase reflectance increase and when mafic minerals are more reflectance values decrease.



Fig. 3 a. Relationships between content of salic minerals in granites and reflectance for 0.76 μm



Fig. 3 b. Relationships between content of mafic minerals in granites and reflectance for 0.76 μm



Fig. 4. Relationships between content of salic and mafic minerals in granites and reflectance curves inclination

Figure 4 demonstrates relation of the content of salic and mafic minerals in granites to reflectance spectra inclination angles. The larger quantity of salic rock-forming minerals enhances the inclination of reflectance signatures. If the mafic rock-forming minerals predominate over salic ones the reflectance does not increase and spectra angle is very small.



Fig. 5. Relations between quartz content and spectral index NIR/R

Figure 5 shows relationships between spectral transformation (index) NIR (λ = 0.76 µm)/R (λ = 0.62 µm) and quartz content as one of salic minerals. It can be seen that the content of quartz increases and the index values increase.



Fig. 6. Relations between iron content and reflectance for 0.8 μm

The iron absorption at 0.8 μ m is reduced in depth according to it content. The 0.9- μ m-absorption line shifts position with elements substituted for iron. On Figure 6 it can be seen that the reflectance values at 0.8 μ m decrease as the content of iron increases. This dependence is based on content of

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА
widespread iron in rock-forming minerals and could be used for detection of various rocks.

Conclusions

An advantage of spectrometric investigations is a lot of information including in obtained results. This allowed their use as decode indication for type classification of studied objects.

Analysed relfectance spectra content a complex information. Their type depend on set of factors (color, determined in mixed class granites by proportion of salic and mafic rock-forming minerals; structure and roughness of the samples). It can conclude that granite reflectance spectra behaviour depends to:

- chemical composition of rock-forming minerals;
- color of rock-forming minerals grouped as salic and mafic ones;
- proportion of salic and mafic rock-forming minerals in granites.

Future detailed spectral data analysis including another methods (ratio indices, continuum removal) for studying granites as mixture of rock-forming minerals is intended.

Acknowledgments

The Bulgarian National Science Fund under contract MUNZ-1201/02 supported this study.

The author wishes to acknowledge the help of the assistant Prof. B. Banoushev from Mineralogy and Petrography Department at Mining and Geology University "St. Ivan Rilski".

References

Borisova, D. 2003. Spectrometric Measurements of Granites and Study of Surface Effects. *Annual U M G, 46*, Part I: Geology and Geophysics, 327-329.

- Clark, R. 1999. Chapter 1: Spectroscopy of Rocks and Minerals and Principles of Spectroscopy, Manual of Remote Sensing, (A.N. Rencz, ed.) John Wiley and Sons, New York, 3-58.
- Clark, R., T. Roush. 1984. Reflectance spectroscopy: Quantitative analysis techniques for remote sensing applications, *J.Geophys. Res., vol.89*, 6329-6340.
- Clark, R., G. Swayze, A. Gallagher, T. King, W. Calvin. 1993. The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 μm, U.S. Geological Survey, Open File Report 93-592, 1326.
- Hapke, B. 1993. Introduction to the Theory of Reflectance and Emission Spectroscopy, Cambridge University Press, New York, 278.
- Mishev, D. 1986. Spectral Characteristics of Natural Objects. Sofia, Publ. House Bulg. Acad. of Sci., 150.
- Spiridonov H., A. Krumov, K. Katzkov, S. Yovchev. 1980. Measurement Results and Conclusions on the Spectral Reflective Coefficients of Volcanites, Granitoides and Gneisses. Remote Sensing and Mineral Exploration, *Pergamon Press, Oxford and New York, 157-163.*
- Spiridonov H., A. Krumov, K. Katzkov, S. Yovchev. 1983. Measurement results and conclusions on the spectral reflectance coefficients of volcanites, granitoides and gneisses, *Space Research in. Bulgaria*, 4, 59-69.
- Маринов, Т. 1989. Петрография, изд. Техника, С., 244.
- Мишев, Д., Т. Добрев, Л. Гугов. 1987. *Дистанционни методи в геофизиката и геологията,* изд. Техника, София, 272.
- Борисова, Д. 1996. Отражателни характеристики на основните видове скали и тяхното спектрометрично изучаване. *III Нац. конференция с международно участие по съвременни проблеми на слънчевоземните въздействия*, София, 45-47.
- Илиев, И. 2000. Спектрометрична система за слънчеви и атмосферни изследвания. *Електротехника и електроника*, 3-4, 43-47.

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 237-241

SEISMICITY IN THE EASTERN PART OF UPPER THRACIA LOWLAND AS AN ELEMENT OF THE GEOECOLOGIC HAZARD IN THE AREA OF THERMAL POWER PLANTS "MARITSA-EAST" 1-3

R. Glavcheva, E. Botev

Geophysical Institute of BAS, 1113 Sofia

ABSTRACT. The local seismicity in the eastern part of Upper Thracia Lowland which covers the area of Thermal Power Plants "Maritsa-East" 1-3 is studied for the period of high-sensitive instrumental registration of earthquakes after establishment of modern National Operative Telemetric System for Seismological Information (NOTSSI). Historical seismicity which created damaging impacts to this area is also presented. The influence of neighboring high-activity seismogenetic zones is assessed.

СЕИЗМИЧНАТА ОБСТАНОВКА В ИЗТОЧНАТА ЧАСТ НА ГОРНОТРАКИЙСКАТА НИЗИНА КАТО ЕЛЕМЕНТ НА ГЕОЕКОЛОГИЧНАТА ОПАСНОСТ ЗА РАЙОНА НА ТЕЦ-ОВЕ "МАРИЦА-ИЗТОК" 1-3

Р. Главчева, Е. Ботев

Геофизически институт, БАН, 1113 София

РЕЗЮМЕ. Изучена е локалната сеизмичност в източната част на Горно-Тракийската низина, обхващаща района на ТЕЦ-ове "Марица-изток" 1-3, за периода на високоточна инструментална регистрация на земетресенията след създаване на Националната Оперативна Телеметрична Система за Сеизмологична Информация (НОТССИ). Представена е и историческата сеизмичност, повлияла днешната територия на района. Оценено е въздействието от съседни висооактивни сеизмогенни области.

Introduction

The importance of power producing plants and safety of energy supplying equipment belonging to them is indisputable because of the social living conditions. The goal of this study is to make known the seismic conditions in the eastern part of the Upper Thracia where the Thermal Power Plants (TPP) "Maritsa-East" 1-3 are operating.

Present investigation is developed in two aspects: (i) a longterm influence in a sense of appropriate ground motions in the sites of TPP "Maritsa-East" 1-3, caused by near and regional moderate and strong earthquakes; (ii) a short-term high sensitive seismic monitoring in the local zone establishing the influence of weak and micro-earthquakes on the sites. The seismological review of the long-term seismic history shows an absence of a very strong seismicity in the local zone around the TPP-sites (Report of BAS, 1982). The absence of high sensitive seismological data in the local zone before 1980 determines the importance of nowadays weak- and microearthquake investigations as a beneficial way in which to integrate the limited availability of seismological information in the local zone. Recording of microearthquakes permits drawing inferences on the seismicity in and around the sites of TPPs, location of active structures near-by, properties of the eventually established source zones, confirmation or questioning of some irrelevant historical data. In such a way, the investigation of weak or microearthquake seismicity in the

local zone can provide further assurance of the actual seismic situation in the TPP-sites region. Therefore, the microseismic investigations could be an important instrument for accurate locations of potentially active structures and further treatment of earthquakes which have not been associated with known structures. This way the entire seismicity pattern can be outlined and seismic danger within the area would be revealed by seismological tools.

Long-term seismic influence

The knowledge of long-term seismic history is directly connected with every decision concerning the seismic safety of a given area. The successive steps to study of the long-term seismic influence on the considered area are arranged depending on the state-of-the art of the available material.

The 20th century's earthquakes including the effects they have caused are the best documented ones. All the witnesses reports within Bulgarian archives (Tremblements de terre en Bulgarie, 1902-1966) have been reassessed according to the MSK scale. Once having got intensity distribution the necessary macroseismic features have been clarified.

Going back in time the reports amount in Bulgaria is too scarce. To fill in gaps, two kinds of materials are used. As firsthand materials, a great number of descriptions coeval to the seismic events are applied as initial source of information and they are assessed in terms of intensity. Especially for strong earthquakes originated in Turkey, intensity assessment is undertaken on the background of original reports found out by Guidoboni (1994) and Ambraseys and Finkel (1991; 1995). In such a way catalogue entries are compiled for more than 40 Turkish earthquakes occurring prior to 1800 which should have affected the study area. The strength of excitation in Bulgaria has been calculated combining the new catalogue's parameters with the intensity attenuation based on the rich macroseismic picture at 20th century's earthquakes.

Some main catalogues, like the ones compiled by Grigorova et al. (1978) for Bulgaria, Papazachos et al. (2000) for Greece, Cornea and Radu (1979) and Kondorskaya and Shebalin (1977) for Romania, Shebalin et al. (1974) for the Balkans, as well as atlases of isoseismal maps (Shebalin, 1974; Isoseismal maps (published set) for Turkey; Glavcheva, 1993 for Bulgaria) are used as second-hand sources.

Some results from the undertaken inventory are presented in Fig. 1.



Fig. 1. Time distribution of seismic impacts on the study area: annual maximum intensity of excitation (top plot); annual number of impacts (bottom)

The time distribution of seismic impacts coming from everywhere is not steady either by quantity or by strength. In principle, this is to be expected. However, some peculiarities point to data incompleteness. For instance, intensity values as 6 to 8 MSK can be met only since 18th century now (Fig. 1, top plot); bursts of excitations are documented only in the 20th century (Fig. 1, bottom). It might be concluded that the impacts distribution is most representative for the latest three centuries. Besides, the time dependence of information sources availability is also evident in the figure.

It is important to identify the source regions having power of causing damaging seismic impacts on the study area. The comprehensive work through the available materials shows that the experienced seismic excitations are produced by activation in certain regions roughly outlined in Fig. 2.



Fig. 2. Regions producing seismic impacts to the Eastern Upper Thracia

Table 1.

Impacts distinguished by seismogenic regions as outlined in Fig. 2

Identity N	Seismic Region	Number of impacts	Strongest impacts Intensity, MSK
			[occurrence time]
1	Marmara - West	25	6 [1766]; 5-6
			[1353, 09.08.1912]
2	Marmara - East	31	5 [155, 1063,
			1323, 1542]
3	Aegean Sea – Asia	3	4
	Minor contact area		
4	Asia Minor (inside)	4	4
5	Upper Thracia - East	16	8 [25.04.1928]
6	Upper Thracia - West	20	7 [1750,
			14.04.1928,
			18.04.1928]
7	Vrancea	29	5 [1516, 1802,
			1977]
8	Moesian platform	9	5-6 [1892]
	& boundaries		
9	Aegean Sea basin	9	5-6 [1893]
10	Westernmost sources	32	5 [1904-1905
			series]

In Table 1 main information about the experienced seismic impacts can be found. Obviously, damages were caused by local earthquakes (25 April 1928) and in cases of catastrophic events in the Upper Thracia as a whole (1750, 1928 and probably in 1810-1811). Minor damages to buildings and equipments are potential in case of earthquakes in regions 1, 8 and 9 (identification in Table 1).

Short-term high sensitive seismic monitoring in the local zone of the TPP- sites

The Bulgarian National Operative Telemetric System for Seismological Information (NOTSSI) started operating in 1980. At present the recording and space localization of the seismic events in NOTSSI is realized by means of one-type seismographs S-13 "Teledyne Geotech" situated in 21 stations on the territory of the country (Christoskov et al., 1987). The routine processing and acquisition of initial data is performed in a real time duty regime realizing the main goal of NOTSSI - a monitoring of seismicity with view to a quick response in case of felt earthquakes on the territory of the country. The computing procedure for determining the parameters of the seismic events is an adaptation of the widespread product HYPO'71 (Solakov & Dobrev, 1987). The energy parameters of these events are presented mainly by the magnitude M calculated according to the record duration by the formula in (Christoskov & Samardjieva, 1983).

The high sensitivity of the seismographs allows recording and processing of a great number of earthquakes with magnitude around M=1.0 and less. As a result of this and first of all of the records of the near-by situated seismic stations in Dimitrovgrad, Jambol and Plovdiv and of the achieved experience in the interpretation of the records of smallest events as well, more then 150 microearthquakes are successfully localized in the local area around the TPP "Maritsa-East" 1-3. For instance, only 1 microearthquake to have been realized before 1980 is known for approximately the same area in the last published investigation (Report of BAS, 1982). In this local area (with coordinates 42.00N - 42.40N and 25.60E - 26.40E, presented in Fig. 3), the precision of determining the epicentral location is different and it depends mainly on the specific position of the epicenter in respect to the geometry of the recording sites.



Fig. 3. Epicentral distribution of local earthquakes (1980 - 2004)

For the 25-years period of high sensitive observations, presented in this communication, exactly 157 events in magnitude interval M = 0.7 - 3.2 are localized in NOTSSI (Botev et all., 1991 – 2004; Working bulletins of NOTSSI, 1980 2004). The earthquake epicenters differentiated by magnitude levels are presented in Fig. 3. Almost all of the events are microearthquakes - approximately about 99% are with a magnitude M<3.0, only 2 are with M>3.0. The strongest event recorded in NOTSSI is the 1985 magnitude M3.2 earthquake - near the "Maritsa-East" 1 site. As a whole, the seismic situation in the local zone is characterized by a spatially smoothed seismicity with the floating microearthquakes. There is no correlation between the space distribution of the epicenters and the main structural disturbances, marked as faults in Fig. 3. There is no any tendency to outline some new linear seismogenetic structures. The concentration of epicenters of strongest events (with M>2.5) is marked in the southwestern part of the territory presented in Fig. 3. This is a part of the Maritsa fault lineament whose northern board is marked by continuous line in the figure and is confirmed by the distribution of epicenters of strongest events in E-SE direction, in close vicinity of the TPP "Maritsa-East" 1 and TPP "Maritsa-East" 3 - sites.

A detailed analysis of seismicity in the separate parts of the Local zone of TPP-sites is hard to be realized because of the

insufficient quantity of events and the low magnitude range of the earthquakes. The joint statistical analysis of all the events in Fig. 3 gives the generalized parameters of seismicity in all active parts of the territory under investigation.



Fig. 4. Magnitude-frequency distribution (1980 - 2004)

The magnitude-frequency distribution for all the events is presented in Fig. 4. The number of localized sources increases with the decrease of magnitude: for M > 3 the number of events is 2, for M > 2.5 it is 4, for M=2.0-2.4 - 54, for M=1.5-1.9 - 72, for M=1.0-1.4 - 23 and so on. The abrupt diminishing of the number of earthquakes in the last two intervals determines also the registration power of the seismic stations network. This way, it can be supposed that the magnitude sample for levels with M > 1.5 is comparatively closer to the reality for the predominant part of the territory of Bulgaria.



Fig. 5. Depth distribution in Local zone (1980 - 2004)

The picture of the depth distribution in Fig. 5 shows that the majority of events occur down to 20 km depth. It is possible the established predominating depth (from 0 to 5 km where more then $\frac{1}{2}$ part of all events occur) for most events to have been also due to the presence of unidentified industrial explosions; nevertheless, these events time distribution does not permit to find out any local daily maximum.



Fig. 6. Local seismicity magnitude-depth distribution (1980 - 2004)

Glavcheva R. et al. SEISMICITY IN THE ...

The magnitude distribution of the events in depth (Fig. 6) does not permit any categorical differentiation of depth layers with the increase of magnitude. Some tendency can be traced out that a local maximum exists between 10 and 20 km depth where the strongest earthquakes have occurred.



Fig. 7. Frequency of local earthquakes (1980 - 2004)

Fig. 7 illustrates the distribution of the annual number of events in time. The highest seismic activity is in the 1980-ies, when a local maximum of 34 realized events could be noticed (1985 and 1986). This is remarkably higher in comparison with the 1990-ies with about 5 events per year. An exception is observed concerning the year 2003 which covers 15 local events.



Fig. 8. Magnitude-time distribution of local seismicity (1980 - 2004)

The magnitude – time distribution of seismic events (Fig. 8) shows some correlation between the annual number of events and their magnitude. For instance, one of the strongest events occurred in 1985 when the biggest amount of events was realized (Fig. 7). In Fig. 8 it can be seen that the high energy distribution not always coincides with the high frequency distribution – some events with relatively big magnitude occurred in 1996 and 2004 when the annual number of events was only 2.

Conclusions

The conclusions we can draw from the analysis of seismicity for the period 1980 – 2004 in the Local zone of TPP "Maritsa-East" 1-3 are the following:

-The energetic level of the observed seismicity is very low - 99% of the seismic events are micro-earthquakes with magnitude M < 3.0;

-The only two stronger earthquakes are at a very low magnitude level, too - M = 3.2 and M=3.1, which is nearly the same "microearthquake" range. The location of the epicenters

of these events is much closed to the TPP "Maritsa-East" 1 and 3 – sites;

-Almost all strongest earthquakes have occurred along the northern board of Maritza fault lineament, which passes by the sites of TPP "Maritsa-East" 1 and 3;

-There is no tendency the microearthquake activity to confirm some other known or to outline some new seismogenetic structures;

- As a whole, the seismic situation in the local zone is characterized by a spatially smoothed seismicity with floating microearthquakes.

The seismic history, most representative for the latest three centuries, reveals that the local zone is under dangerous influence of catastrophic earthquakes everywhere in the Upper Thracia. Greatest threat is likely to arise at severe activation along the Maritsa fault system.

References

- Ambraseys, N. N. and C. F. Finkel. 1991. Long-term seismicity of Istanbul and of the Marmara Sea region. - *Terra Nova*, 3, 527-539.
- Ambraseys, N. N. and C. F. Finkel. 1995. The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas, A Historical Review, 1500-1800, Istanbul, EREN, 240 p.
- Botev, E., B. Babachkova, B. Dimitrov, S. Velichkova, I. Tzoncheva, K. Donkova, S. Dimitrova. (1991, 1991, 1992, 1992, ..., 2003, 2003; 2004, 2004). Preliminary data on the seismic events recorded by NOTSSI in January June 1991 (July December 1991), ..., (July December 2002). Bulg. Geophys. J., 18, 18, ... 30, 30 (1, 2).
- Christoskov L. and E. Samardjieva. 1983. Investigation on the duration of the seismic signals like an energetic characteristic of the earthquakes. - *Bulg. Geophys. J.*, vol. IX, N1 (in Bulgarian).
- Christoskov L. et al. 1987. Real time and background data processing in the Bulgarian seismological network. *Proc. XX Gen. Assembly 1986,* Kiel, Zurich.
- Cornea, I., C. Radu (Eds.). 1979. *Cercetari seismologice* asupra cutremurului din 4 martie 1977. Comitetul de stat pentru energia nucleara, Institutul central de fizica, Centrul de Fizica pamintului si seismologie, Bucuresti, 751 p.
- Glavcheva, R. 1993. Atlas of Isoseismal Maps Bulgaria, 1981-1990. Geophys. Inst., Bulg. Acad. Sci., Sofia, 67 p.
- Grigorova, E., L. Christoskov, D. Sokerova, S. Rijikova, A.Roglinov. 1978. Catalogue of earthquakes in Bulgaria from the ancient times until 1977. Geophys. Inst. - BAS, Sofia, 335 p.
- Guidoboni, E. (Ed.). 1994. Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century. Ist. Naz. Geofis., Rome, 504 p.
- Isoseismal maps of 20th century earthquakes in Turkey. (published set, privately provided by Dr D. Kalafat).
- Kondorskaya, N. V. and N. V. Shebalin (Eds..). 1977. New catalogue of strong earthquakes within the territory of USSR from the ancient times until 1975. Nauka, M., 535 p.
- Papazachos, B. C., P. E. Comninakis, G. F. Karakaisis, B. G. Karakostas, Ch. A. Papaioannou, C.B. Papazachos, and E. M. Scordilis. 2000. A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 550BC 1999. http://geohazards.cr.usgs.gov/iaspei/europe/greece/the/catalog.htm.
- Report of BAS: Seismogeological conditions of the sites of "Maritsa-East" 2 and 3. 1982. Sofia, 528 p.

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Shebalin, N. V. (Ed.). 1974. Atlas of Isoseismal Maps - Balkan Region. UNDP/UNESCO Surv. Seism. Balk. Reg., Skopje.

Shebalin, N. V., V. Karnik and D. Hadzievski (Eds.). 1974. Catalogue of Earthquakes, Part I, 1901-1970; Part II, prior to 1901. UNDP/UNESCO Surv. Seism. Balk. Reg., Skopje, 595 p. Solakov, D. and Tch. Dobrev. 1987. Program for determination of main parameters of the earthquakes. - *Bulg. Geophys. J.*, vol. XIII, N4 (in Bulgarian).

Tremblements de terre en Bulgarie au XIXe siecle; pendant les annees 1901 - 1964. 1902-1966. Inst. centr. meteor. Bulg. and Geophysical Inst., Sofia.

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 243-246

ИЗЛЪЧВАТЕЛНА СПОСОБНОСТ НА СМЕСЕНИ КЛАСОВЕ ПЕТРОГРАФСКИ ОБРАЗЦИ

М. Данов ¹, В. Цанев ²

¹ Централна лаборатория по Слънчево-земни въздействия, БАН, 1113 София, България ² Институт по Електроника, БАН, 1784 София, България

РЕЗЮМЕ. В оптичните дистанционни изследвания се регистрира разсеяното слънчево лъчение от обектите или собственото им топлинно излъчване. В ъгъла на зрение на използвания прибор обикновено попадат няколко обекта с различни физични и оптични свойства. Наблюдава се т.нар. смесен спектрален клас. Настоящата работа изследва собственото излъчване на смесени класове петрографски образци в лабораторни условия. Проведени са измервания с радиометър IR-1, който регистрира яркост в обхвата 8÷12µm. Разработен е метод за определяне на полусферичната излъчвателна способност и е приложен върху комбинации от двойки образци в различни съотношения. Смесването е изотермично, като в отделни случаи се наблюдават отклонения. Експерименталната установка се усъвършенства за изследване на това отклонение.

THERMAL EMISSION OF SAMPLES OF ROCK MIXTURES

M. Danov¹, V. Tzanev²

¹ Solar-Terrestrial Influence Laboratory, BAS, 1113 Sofia, Bulgaria

² Institute of Electronics, BASc, 1784 Sofia, Bulgaria

ABSTRACT. Optical remote sensing registers scattered solar emission of objects or their thermal radiation. In the angle of vision of the apparatus usually several objects with different physical and optical properties are captured. The so called spectral mixture is observed. The present work investigates thermal emission of rock mixtures in laboratory conditions. Measurements by radiometer IR-1 are made, registering brightness in the range 8 - 12 µm. A method of specifying hemispherical emissivity is developed. It is applied to various combinations of binary ensembles with different ratio of the sample areas. The mixing of the different samples is isothermal with deviations in some cases. The experimental setup is being improved for further investigation of this deviation.

Въведение

Земната повърхност излъчва интензивно инфрачервено лъчение, съсредоточено в спектралния интервал от 8 до 12 μ m. В същия диапазон всички петрографски видове могат да бъдат разглеждани като непрозрачни и грапави тела. От гледна точка на дистанционните изследвания (ДИ), излъчвателната способност $\varepsilon(\lambda)$ е основна характеристика на обектите. (Мишев, 1985; Свейн и Дейвис, 1983).

В ранните ДИ се е приемало, че всеки пиксел от изображението е запълнен с еднороден обект. По-реална е ситуацията, при която в рамките на пиксела попадат няколко типа обекти с различни оптични и физични свойства. Доказано е, че сумарната им отражателна характеристика във видимия диапазон може да бъде разглеждана като суперпозиция на съответстващите на обектите в пиксела отражателни характеристики. Въведен е терминът "смесен спектрален клас" (Мишев, 1979).

За правилната интерпретация на спътниковите данни, както и за отчитане на влиянието на атмосферата бяха проведени лабораторни изследвания на полусферичната излъчвателна способност $\varepsilon(\lambda,2\pi)$ на двойки петрографски образци при различни съотношения.

Смесен спектрален клас

Работната хипотеза е, че полусферичната излъчвателна способност ε_{Σ} (λ ,2 π) на смесен клас от двойка петрографски образци може да се опише подобно на сумарната му отражателна характеристика във видимия диапазон (Мишев и др., 1987), а именно:

$$\varepsilon_{\Sigma} = p_1 \varepsilon_1 + p_2 \varepsilon_2 , \qquad (1)$$

където коефициентите p_1 и p_2 представляват отношения на площите s_1 и s_2 спрямо общата площ на пиксела S_{Σ} (фиг.1). Прието е те да се наричат проективни покрития.



Фиг. 1. Смесен клас от двойка петрографски образци

Избор на образците и техните свойства

За провеждането на изследванията бяха използвани четири образеца от често срещани в страната ни скали. Всеки от тях е оформен така, че да има сравнително равна повърхност с площ над 200 cm² и поне една права страна към която се допира същата на другия образец. Така става възможно да се оформи една обща повърхност с минимален процеп между тях и по този начин да попадат с различно проективно покритие в зрителния ъгъл на радиометъра.

Следва кратко описание на изследваните скали (Атанасов и др., 1984) :

Варовик – светъл, бледожълтеникав бигор от вторично прекристализирал калцит. Образува се в съвременни условия около източници на минерални води.

Гранит – изследваният образец е нормален тип, среднозърнест.

Мрамор – светло сив с почти изохимичен характер. В естествени условия се наблюдава при контактните зони около всяко внедрено интрузивно тяло.

Гнайс – отнася се към метаморфните скали с висока степен на регионален метаморфизъм. Образуван е от глинести седиментни скали. Типоморфни минерали са: К-фелдшпат, кисел до среден плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит, амфибол и понякога пироксени. Изследваният образец е тъмно зелен.

Метод за определяне на полусферичната излъчвателна способност

Експерименталните изследвания са извършени в Лаборатория "Оптична радиометрия" на Института по Електороника при БАН. Там след подробно обсъждане на възможните варианти, бе възприета като най-удачна експерименталната постановка "box method" на Combs ("метод на огледалната обвивка")(Sobrino and Caselles, 1993). Методът се основава на следните три независими измервания на ефективната яркост L((λ, T,2π):

- Радиометърът наблюдава повърхността на изследвания обект с температура Т_s и излъчвателна способност ε_s(λ,2π) в огледално обкръжение -резултатът е L₁.
- Радиометърът наблюдава повърхността на изследвания обект, облъчена с абсолютно черно тяло (АЧТ) с температура Т_{bb} - резултатът е L₂.
- 3. Радиометърът наблюдава огледална повърхност, облъчена със същото АЧТ резултатът е L₃.

С помощта на тези три стойности на яркостта можем лесно да намерим излъчвателната способност $\epsilon_{s}(\lambda,2\pi)$ от зависимостта:

$$\varepsilon_{s} = (L_{1} - L_{2})/(L_{3} - L_{1})$$
 (2)

Схема на разработеното експериментално приспособление за измерване на излъчвателна способност е показана на Фиг. 2.

Върху изследваната повърхност (1) се поставя цилиндър (2), изработен от неръждаема ламарина с огледално полирана вътрешна повърхност и височина *h* =70 *cm*. Диаметърът на цилиндъра е 20 *cm*. Към горния край е монтирана носещата конструкция (3), към която се закрепват останалите елементи. Щорите (4) са изработени от същата неръждаема ламарина с огледално полирана вътрешна повърхност. Те могат да се затварят или отварят, като по този начин се осигуряват двете различни фонови облъчвания на (1). Над (4) се намира моделът (6) на АЧТ. Конструктивно това е алуминиева плоча. Върху горната й повърхност е монтиран нагревател. Той я поддържа с постоянна температура в диапазона от 30°С до 45° С при точност ±0.5°С с помощта на електронен блок за термостабилизация. Долната излъчваща повърхност на плочата е със серия концентрични канали с триъгълен профил. Тя е покрита със ситно смлян активен въглен и може да се приеме като модел на АЧТ. Под и над алуминиевата плоча са монтирани топло изолиращите слоеве (5) и (7). Радиометърът IR-1 (8) наблюдава (1) през отворите в (4)-(7). Той е разработен в лаборатория "Оптична радиометрия" на Института по електроника при БАН. Външният вид на радиометъра, монтиран върху приспособлението за изследване на полусферичната излъчвателна способност, е показан на Фиг. 3.



Фиг. 2. Схема на приспособлението за измерване на излъчвателна способност

Величината, която се измерва с IR-1 е ефективна яркост в спектралния обхват от 8 µm до 11.8 µm при пълен плосък ъгъл на зрение 6°. Аналоговият изходен сигнал се измерва с 12-битов АЦП, изпълнен във вид на модул в РС и управляван със съответна програма.



Фиг. 3. Външен вид на IR-1, монтиран върху приспособлението

Самият АЦП позволява осъществяването на 30000 измервания за една секунда, но тази максимална честота се ограничава от необходимостта измерваните стойности да се прехвърлят от модула в оперативната памет и след това да се запишат върху някакъв носител.

Коректното определяне на излъчвателната способност на изследваните образци изисква поддържането им при постоянна, предварително зададена температура. За целта бяха поставени в дървена кутия с размери 50 cm x 70 cm x 8 cm, запълнена със сух пясък. Върху цялото дъно на кутията бе поставена плътно навита серпентина от медна тръба с вътрешен диаметър 1 cm. През нея тече вода, която е термостабилизирана с помощта на ултра-криостат МК-70 при температура 25°C с точност ± 1°C

Резултати от измерванията и анализ

Данни за излъчвателните способности на отделните образци са показани на фиг. от 5.1 до 5.4, като при всяко измерване са изследвани различни части от образеца. Следва да се отбележи по-малката излъчвателна способност на полираните образци от неполираните. Теоретично, идеално полираната повърхност е огледална и за нея ε ≡ 0, но това не се изпълнява при използваните петрографски образци.



Фиг. 5.1. Резултати от повторните измервания на излъчвателната способност на мрамор – с \square са показани є $\pm \delta \varepsilon$, а с \blacksquare - средното и стандартното му отклонение







Фиг. 5.3. Резултати от повторните измервания на излъчвателната способност на варовик. Означенията съвпадат с тези на Фиг. 5.1



Фиг. 5.4. Резултати от повторните измервания на излъчвателната способност на полиран варовик. Означенията съвпадат с тези на Фиг. 5.1

Смесени класове от два образеца са представени на фигури 6.1 и 6.2. По X – оста е нанесено проективното покритие p_1 на втория елемент от смесения клас. С плътна линия са означени резултатите от измерванията, а с пунктирана - стойностите на ε_{Σ} , пресметнати по формула (1), която е в сила при следните условия:

(а) Температурите на двата елемента от смесения клас са еднакви, т.е. при изотермично смесване;

(б) Спектралните зависимости $\varepsilon_1(\lambda)$ и $\varepsilon_2(\lambda)$ са приблизително еднакви или слабо изразени. Това е необходимо, защото в (1) участват ефективни излъчвателни способности в обхвата 8 µm –11.8 µm;

(в) Двата образеца излъчват равномерно в полупространството.



Фиг. 6.1. Резултати от измерванията на излъчвателната способност на смесения клас "мрамор-гранит"



Фиг. 6.2. Резултати от измерванията на излъчвателната способност на смесения клас "варовик-гнайс".

Анализът на резултатите показва, че смесените класове "мрамор-гранит" и "варовик-гнайс" са изотермични. Това се отразява в съвпадението на измерените стойности на ε_{Σ} с тези, пресметнати по формула (1), като за втория клас (фиг. 6.2) се забелязва малко отклонение извън експерименталната грешка.

Измервателната установка се усъвършенства за по-прецизно провеждане на експеримента.

Настоящата работа е финансирана от НФНИ по договор МУНЗ 1201/02.

Литература

- Атанасов В., Т. Маринов, А. Султанов, *Минералогия и петрография*. ДИ "Техника", София, 1984.
- Мишев Д.. Дистанционни изследвания на Земята от Космоса. София, Изд. БАН, 1981р 208 с.
- Мишев. Д. Дистанционные исследования Земли из Космоса. М., Мир, 1985, 232 с.
- Мишев. Д., Т. Добрев, Л. Гугов. Дистанционни методи във физиката и геологията. София, Техника, 1987, 272 с.
- Свейн Ф., Ш.Дейвис (ред.). Дистанционное зондирование количественный подход. М., Наука, 1983.
- Sobrino, J.A., V. Caselles. A Field Method for Measuring the Thermal Infrared Emissivity. J. Photogram. and Rem. Sensing, 1993, v.48, No.3, pp.24-31.

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 247-250

RADIUM ISOTOPES DETERMINATION IN ROCK SAMPLES USING ALPHA SPECTROMETRY

N. Dimova¹, B. Veleva², L. Kinova,³

^{1, 3} INRNE-BAS, Tzaridgradsko chausse 72, 1784 Sofia, e-mail: likinova@inrne.bas.bg

² NIMH-BAS, Tzaridgradsko chausse 66, 1784 Sofia, e-mail: blagorodka.veleva@meteo.bg

ABSTRACT. In the present paper different methods for radium isotopes determination in the environmental samples are discussed. In the framework of IAEA Contract No 11298 the new procedure is adapted and applied for more precise determination of the Radium isotopes concentration in soil and rock materials. The radiochemical procedure is based on fusion technique for rapid determination of Ra-226 described by R.Bojanowwski at all, 2002. The isotope of Ba-133 was used for determination of the chemical yield. The main steps in the procedure described and discussed in this study are: 1) total sample decomposition by fusion with Lithium Metaborate; 2) dissolution in Na₂SO₄ and citric acid solution; 3) separation of Barium and Radium by co-precipitation as sulfate; 4) source preparation on 0.1 µm pore size filter by filtration of the fine Ba/Ra -sulfate precipitation; 5) alpha spectrometry of the source for ²²⁵Ra, ²²⁴Ra and ²²⁶Ra isotopes determination immediately after source preparation to avoid Radium daughters growth 6) ¹³³Ba yield determination by gamma spectrometry.

The procedure was tested successfully on IAEA-reference materials. Large number analyses for Radium isotopes content in samples of the newly developed reference material from the region of the village of Eleshniza were performed. The proposed material had been previously tested for uranium isotopes content and has shown acceptable homogeneity. The results from radium isotopes determination show homogeneity in Ra concentration and dis-equilibrium with parent uranium isotopes making this way the proposed Eleshniza material interesting reference material for naturally occurring uranium series.

ОПРЕДЕЛЯНЕ НА ИЗОТОПИТЕ НА РАДИЯ В СКАЛНИ МАТЕРИАЛИ С ИЗПОЛЗВАНЕ НА АЛФА-СПЕКТРОМЕТРИЯ

Н. Димова¹, Б.Велева², Л. Кинова,³

^{1,3} ИЯИЯЕ-БАН, Цариградско шосе 72, 1784 София, e-mail: likinova@inrne.bas.bg ² НИМХ-БАН, Цариградско шосе 66, 1784 София, e-mail: blagorodka.veleva@meteo.bg

В доклада се дискутират различни методи за определяне на изотопите на радия в проби от околната среда. Подробно е изложена новата адаптирана аналитична процедура за по-прецизно определяне на изотопите на радия в почвени и скални проби, разработена в рамките на Договор No 11298 с МААЕ. Радиохимичната методика се базира на използването на техниката на стопилка, следвайки R.Bojanowwski at all, 2002. За определяне на химическия добив се използва трасер¹³³Ва. Основните стъпки в методиката, разглеждани и дискутирани в това изследване са: 1) пълно разтваряне на пробата като стопилка с литиев метаборат; 2) разтваряне на стопилката в разтвор на Na₂SO₄ и лимонена киселина; 3) разделяне на радия и бария посредством съутаяване като сулфати; 4) изготвяне на източник чрез филтриране на Ba/Ra сулфатни микрочастици през филтър с размер на порите 0.1 µm; 5) алфа-спектрометрия за определяне на ²²⁶Ra изотопи непосредствено след изготвяне на източника, за де се избегне израстването на дъщерните изотопи на радия; 6) гама-спектрометрия за измерване активността на трасера¹³³Ва за оценка на източника, за де се избегне израстването на дъщерните изотопи на радия; 6) гама-спектрометрия за измерване активността на трасера¹³³Ва за оценка на изотопите на радия в предлагания нов референтен материало т района на Елешница. Материалът от Елешница, тестван успешно за съдържанието на изотопите на радия в предлагания нов референтен материало т и добри резултати по отношение съдържанието на изотопите на радия. Нарушеното равновесие между съдържанието на уран и радий в материала го прави особено интересен като референтен материала за радиоактивните семейства на природния уран.

Introduction

Radium was discovered in 1898 by Mme.Curie in the pitchblende or uraninite of North Bohemia where it occurs. Radium is a naturally-occurring metal that is almost ubiquitous in soils, water, geologic materials, plants, and foods at low concentrations. The utilization of radium, uranium, and fossil fuels has resulted in the redistribution of radium in the environment by way of air, water, and land releases. The concentration of radium in natural water is usually controlled by adsorption-desorption reactions with minerals and rocks and by the solubility of radium-containing minerals. In addition, radium is constantly being produced by the radioactive decay of its precursors, uranium, and thorium (Table 1):

Table 1.
Characteristics of Radium isotopes

lsotope	Direct parent	Half life	Decay mode	Energy (MeV)
Ra-223	Th-227	11.4 d	alpha	5.61 5.72
Ra-224	Th-228	3.66 d	alpha	5.69
Ra-226	Th-230	1620 y	alpha	4.78
Ra-228	Th-232	5.75 y	beta	0.046

Radium does not degrade other than by radioactive decay at rates which are specific to each of four naturally-occurring

N. Dimova et al. RADIUM ISOTOPES DETERMINATION ...

isotopes. The concentrations of radium-226 and radium-228 in drinking water are generally low, but there are specific geographic regions where high concentrations of radium occur due to geologic sources. Radium may be bioconcentrated and bioaccumulated by plants and animals, and it is transferred through food chains from lower trophic levels to humans.

Another potential source of atmospheric radium is particulate matter created by uranium mining and milling operations. The importance of this radioactive element is determined of its progeny Radon. Radon is gas and also radioactive. Other potentially hazardous substances in the tailings are selenium, molybdenum, uranium, and thorium. The problem with conserving of former mines is ubiquitous.

Our investigations on similar objects – on former uranium mines in the USA EPA's data from two former uranium mines in the USA - *Fremont National Forest* (White King) and *Lucky Lass* Uranium Mines. The data show that there is a tendency of higher activities of Ra-226 in overburden pile (i.e. disequilibrium) than these of uranium isotopes, although in this case concentrations of radionuclide are lower than ours.

Table 2.

Concentrations of ²³⁴U, ²³⁸U and ²²⁶Ra in the regions of USA former uranium mines, Rep.1999

	White King	White King	Lucky Lass	
Radionuclide	Protore Pile	Overburden	Overburden	
	(0.8-3.0m)	Pile	Pile	
		(0.8-3.0m)	(0.8-3.0m)	
	(Bq/g)	(Bq/g)	(Bq/g)	
U-234	2.03	0.85	0.07	
U-238	2.00	0.75	0.08	
Ra-226	1.36	1.97	0.07	
Ra-228	0.03	0.04	0.04	

The former uranium mines Eleshnitza are located in the South-West Bulgaria in the valley of the river Mesta, Fig.1. According to the IAEA data from TECDOC-865, Vol.2 (1996), p.50, the waste rock deposits in the former mines of Eleshnitza are estimated in 15.3 ha of area and 2.9x106 tons. This huge area became a potential hazard for people's health in the region after closing the mines.

Fig. 1. Map of the region of Eleshnitza

There are four principal ways (or exposure pathways) that the public can be exposed to the hazards from this waste. The first is the diffusion of radon gas directly into indoor air if tailings are misused as a construction material or for backfill around buildings. When people breathe air containing radon, it increases their risk of developing lung cancer. Second, radon gas can diffuse from the piles into the atmosphere where it can be inhaled and small particles can be blown from the piles where they can be inhaled or ingested. Third, many of the radioactive decay products in tailings produce gamma radiation, which poses a health hazard to people in the immediate vicinity of tailings. Finally, the dispersal of tailings by wind or water, or by leaching, can carry radioactive and other toxic materials to surface or ground water that may be used for drinking water.

Results and discussion

The methods for determination of radium can be classified into two categories:

- Based on direct measurement of Radium isotopes as such – alpha/beta/gamma spectrometry or ICP-MS analysis;
- Based on its decay products Rn-222, Po-218, Po-214 and Bi-214.

The second category is the most popular because the methods offer both high sensitivity and specifics (radon emanation) or require little effort for sample preparation and measurement. However, they are time consuming as samples need to lay in wait for the decay products to build up. Usually, the samples are kept in gas-proof vessels for a month or more during which the secular equilibrium within the decay chain is achieved.

The determination of Radium isotopes by alpha spectrometry for samples of rock material is described bellow. The method for Radium isotopes determination was applied both to IAEA reference (Soil 5 and IAEA 315) materials and rock material collected around former Uranium mines of Eleshnitza:

The radiochemical procedure is based on fusion technique for rapid determination of Ra-226 described by R.Bojanovski et all, 2002. The isotope of Ba-133 was used for determination of chemical yield.

An aliquot of about 0.2 g of previously ashed material Eleshnitza is placed in Pt crucible and Ba-133 tracer is added. One gram Lithium Metaborate (five times the weight of sample) is added and mixed with the sample. This mixture is heated on the flame of spirit burner to dryness, avoiding spattering. The crucible is covered with a lid and put in a crucible oven until a homogenous melt is obtained with no visible particles inside. The sample is heated at about 800°C for 20 minutes.

After this the crucible is removed, cooled and a pinch (~0.1 g) of NaBr is added. The heating is resumed until the contents turn to liquid. When the melt assumes a ball-like shape, it is rolled gently around the crucible walls until all fine beads of molten material that may adhere to them combine with the bulk of the melt. Then quickly it is transferred to the beaker containing 50 ml of the dissolving solution – combined solution of Na2SO4 and citric acid. This solution is stirred vigorously with teflon stirring bar and a portion of 50ul of seeding suspension of BaSO4 is added immediately. The stirring continues another 5 minutes and the second portion of 50μ I of seeding suspension of Ba2SO4 is added. The process of stirring is maintained to the total dissolution of the melt. In our case it is about 40 minutes.



Fig. 2. Schema of the radiochemical procedure

Then the precipitate is filtrated by vacuum filtration system on a membrane filter with pore size of 0.1 um (Gelman filter). The beaker and filter chimney are washed with bi-distillated water followed with 80%ethanol and all washes are passed through the filter.

Then the so prepared source of Ba(Ra)SO4 is given consequently for alpha and gamma measurements.

The radiochemical procedure can be summarized in the scheme, given on Fig.2.

Alpha spectrometry was performed by ORTEC Octete Alpha Spectrometric system equipped with 8 Ortec ULTRA-SA[™] low background ion implanted detectors with 300mm² active area. The alpha spectrometric system was obtained under IAEA TCP RER 2/003. More information about the features of the spectrometric system are given in Veleva (1998).

The measured total system resolution FWHM for ²⁴¹Am 5.486 MeV alphas is close (or even lower) to 19keV for 4cm source to detector distance for all detectors. Energy calibration as well as efficiency calibration for one of source geometry (co-ppt. Source) is done by mixed radionuclides standard containing ²³⁸U, ²³⁴U, ²³⁹Pu and ²⁴¹Am with known activity, and for geometry of electroplated sources the efficiency calibration is estimated by Amersham ²⁴¹Am standard. The experiments were performed on different aliquots of already prepared "Eleshniza reference material". The material is close to composition of rock with main components: 73.79 % SiO₂;

13.72 %Al₂O₃; 3.17 % K₂O; 1.46 % Fe₂O₃. On Fig.3 is given typical alpha spectra of the Eleshnitza material.



Fig. 3. Alpha spectrum of one of the Eleshniza samples

The procedure has the following important advantages:

• It is really very simple and fast – the fission of the sample with lithium Metaborate, the follow dissolving of the flux and preparing the alpha source take only 3 hours;

• The measurement of sample is carried out immediately after that. In this way there is no time for ingrow of daughter's products that could contaminate the detector and alpha specter itself;

• The technique is environmental friendly – no concentrated acids are used. In comparison with the digestion technique used in uranium determination procedure, where Hydrofluoric acid (that is very toxic) is used.

• The last but not least in importance, the procedure is cheap. Except of using of Lithium Metraborate, that is relatively expensive because of special technique for its purification, no special materials are used.

The challenges in Ra determination by α -spectrometry, compared to the alpha spectrometry of other radioactive elements as Uranium, Plutonium etc. is due to two main reasons: First of all the chemical yield is determined by other technique (gamma spectrometry of ¹³³Ba) and second – fast growth of radium daughters. Therefore alpha spectrometry of Radium require:

- a) precise efficiency calibration in our set of measurements the systematic error is estimated as < 7%
- b) reproducible geometry measurements at least in 2 chambers to minimize error
- c) to obtain precise results for all alpha emitting Radium isotopes several measurements for a sample are neededat least one immediately after co-precipitation and 2nd -a month later
- d) for ^{224}Ra determination if $t_{\text{meas}}{>}0.01.T_{1/2}$, or for times of 3200s and more, a decay correction is applied:

 $A_s = A_n f$, where $f = \lambda t/(1 - exp(-\lambda t))$

- e) ²²⁴Ra and ²²³Ra close energies leads to peaks overlay if their activities are similar determination by daughters Po isotops is applied
- f) the possible contamination of the detector and vacuum chamber requires regular background measurements.

On Fig.3 is given an example of the detector contamination by recoil atoms and consequential clean up by decay in the

energy regions of $^{222}\text{Rn},~^{218}\text{Po},~^{214}\text{Po}.$ If ^{226}Ra contamination occurred, it will increase the Detection Limit for the detector life time.



Fig. 4. Background variation of the detector 3. The values (in imp/s) for ²²⁶Ra and ²²²Rn energy regions are on the left axes and ²¹⁴Po, ²¹³Po- on the right

The obtained results for ²²⁶Ra concentration in more than 15 sub-samples from the Eleshnitza reference material have proved the reproducibility and reliability of the presented method, see Fig.5. The measured concentrations are comparable to those obtained by gamma spectrometry of the ²²⁶Ra daughters and by LSC.

Table 3.

Comparison of the results for Ra-226 by LCS, gamma- and alpha-spectrometry in kBq/kg

Sample No	LCS	Alpha-spec	Gamma-spec
1	10.3 ± 1.3	12.8 ± 2.2	13.9 ± 4.5
2	12.4 ± 0.6	12.3 ± 0.9	13.4 ± 4.7
3	12.8 ± 0.9	13.6 ± 1.2	14.2 ± 3.5

The results from analyses showed disequilibrium with uranium concentrations previously determined in the same material. When for uranium content (²³⁸U, ²³⁴U) received an average concentration of 2.0 Bq/g, for 226Ra we received 12Bg/g. Large number analyses for Radium isotopes content in samples, previously tested for uranium isotopes content, show acceptable homogeneity for both elements.



Fig. 5. 226Ra concentration and 1 uncertainty in Eleshniza samples

Conclusion

The developed procedure proved as appropriate (suitable) for alpha emitting Radium isotopes determination in soil, rock and other samples. The disequilibrium between parent U isotopes and daughters Radium isotopes in Eleshnitza material make it very interesting as reference material for testing different analytical techniques for naturally occurring uranium series determination.

Reference

- Bojanovski R. at all, "Rapid Determination of Ra-226 and Uranium Isotopes in Solid Samples by Fusion with Lithium Metaborate and Alpha Spectrometry", 2002.
- Kinova L., и другите авторите Dimova N, B.Veleva. INRNE Final Report under IAEA Contract No.11298/R0 "Development and characterization of a reference material for naturally occurring uranium series – Eleshnitza region" 2003.
- Dimova N., L. Kinova, B. Veleva, B. Slavchev. Radiochemical procedures for determination of naturally occurred uranium isotopes in environmental samples. Annual of the University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski"-Sofia, Part I: Geology and Geophysics. vol. 46. 241-246.
- Toxicological profile for radium. Rep. Of Agency for Toxic Substances and Disease Registry. U.S. Public Health Service. In collaboration with: U.S. Environmental Protection Agency. December 1990
- Veleva B. 1998. Low level alpha spectrometry. Application in radioecology. Proc. Of XX Colloquium "Physics in human and environmental protection, 26-28 June 1998, Gjuletchiza, 40-47.

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 251-258

ИЗУЧЕНОСТ НА ГЕОТОПЛИННОТО ПОЛЕ В БЪЛГАРИЯ И МЕТОДИЧНА ПОСТАНОВКА ЗА ИЗСЛЕДВАНЕ НА ДЪЛБОЧИННОТО МУ РАЗПРЕДЕЛЕНИЕ

Т. Добрев, С. Димовски, С. Костянев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София

РЕЗЮМЕ. Систематизираните бележки за състоянието на геотермалната изученост на територията на България показват, че за настоящия етап от първостепенно значение е изучаването, оценката и интерпретацията на пространственото разпределение, структурата и приблизителните ресурси на дълбочинната геотермална енергия.

Обсъждат се подходи и методика за изучаване на геотермалното поле в литосферата на България. Отбелязва се, че при отчитане неравномерната гъстота на измерванията и възможните деформации на термограмите, свързани с локални източници на топлина, за повишаване представителността и изявяване на регионална характеристика на геотоплинното поле е целесъобразно аритметично осредняване, широко използвано в геофизичната практика.

Представената постановка за изучаване дълбочинното разпределение на топлинното поле е методична предпоставка за реализиране на конкретни изчислителни схеми при използване на наличната информация от извършените до настоящия етап изследвания.

LEVEL OF STUDY OF THE GEOTHERMAL FIELD IN BULGARIA AND A METODICAL APPROACH TOWARDS INVESTIGATING ITS DEPTH DISTRIBUTION

T. Dobrev, S. Dimovski, S. Kostianev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia

ABSTRACT. The systematic notes concerning the level of study of the geothermal field in the territory of Bulgaria are showing that at present stage the major objective is investigation, assessment and interpretation of the space distribution, the structure and the approximate resources of the depth geothermal energy. Several approaches and techniques for studying the geothermal field in the lithosphere of Bulgaria are analyzed. It is stated that for taking into account the irregular density of observation points and the possible temperature logs deformations connected to local heat sources it is suitable to apply a procedure that is commonly used in geophysics – the arithmetical averaging. Like this the reliability of final results is improved and the geothermal field regional characteristic is emphasized. The presented approach towards investigating the geothermal field depth distribution is a methodical prerequisite for developing precise processing techniques that can be applied over data available from studies performed up till now.

Състояние на геотермалната изученост на територията на България

Геотермията - науката за топлинното поле на земята е съставна част от геофизиката. Геотермичните полета традиционно са били обект на комплексните геофизични изследвания при изучаване находищата на полезни изкопаеми и геолого-геофизичния строеж на земната кора. Тяхното измерване, интерпретиране и оценяване същевременно има основно значение при търсене и проучване на термоминералните води и определяне ресурсите на дълбочинната геотермална енергия. Разширяването на геотермичните изследвания в световен мащаб бе предизвикано и се стимулира и от необходимостта да се търсят и използват нови енергийни източници. То е контра-мярка на забележителната тенденция за бързо намаляване запасите на традиционните природни енергийни ресурси и непрекъснатото увеличаване на потреблението на електрическа и топлинна енергия.

Геотермичните изследвания в България през 60-те и 80те години на миналия век постигнаха значими резултати и позитивен напредък при търсенето и проучването на нефтогазови и рудни находища (П.Петров, 1964; П.Петров и др., 1983; Кл.Бояджиева, Т.Велинов, 1981; Хр.Дачев, 1986 и др.) и при изучаване строежа, генезиса и ресурсите на хидротермалните находища и системи на минералния състав на водите им (П. Петров, 1964; П. Петров и др., 1970; Ив. Станев, С. Веселинов, 1991; К. Щерев, 1972 и др.).

Получени бяха определени количествени данни и резултати за топлофизичните свойства на скалите, характеристиката на приповърхностното геотермично поле и повърхностната геотермална енергия за някои по-крупни геологотектонски структури и хидрогеоложки комплекси в страната (Т. Велинов, 1986; Хр. Дачев, Т. Велинов, 1975; Й. Николова, И. Петков, 1965; П. Петров и др., 1991; Ив. Станев, С. Веселинов, 1991; К. Щерев, 1962; К. Щерев, 1972; Хр. Антонов, Д. Данчев, 1980; S. Kostianev, T. Dobrev, E. Spassov, 1988; Kostianev, S., B. Manov, 1992 и др.). Успехите на българската геотермия, породени от изискванията за поуспешно социално-икономическо развитие на страната, предизвикаха през този период засилен научен, обществен и държавен интерес. Геотермичната тематика се разшири и зае все по-престижно място в геолого-геофизичната литература и на национални и международни научни форуми.

Ще отбележим, че преди три десетилетия навременно бе

Добрев Т. и др. ИЗУЧЕНОСТ НА ГЕОТОПЛИННОТО ...

мотивирана и научно обоснована необходимостта от извършване на системни и планово обвързани изследвания по геотермия. Ще посочим само един факт и показател. На широка обществено-държавна основа и инициатива бяха организирани и проведени национални съвещания: "Проблеми на проучването и комплексното използване на геотермалните енергийни ресурси в България" (16.10.1981 г. в гр. Пловдив) и "Съвременни методи и технически средства за проучване и усвояване на находища на термални води и геотермална енергия" (29.10.1982 г. в гр. София). В обсъждането на тези актуални теми взеха активно участие над 40 учени и специалисти. Съвещанията завършиха с приемане на "Констатации и препоръки", на чиято основа бе разработена и съставена "Програма за проучване на повърхностната и дълбочинна геотермална енергия на територията на Република България". Държавни институции недооцениха важността на проблема и не осъществиха координация на изследователските звена и финансиране на работата по изпълнение на тази национална програма.

След политическата, икономическата и социална криза от 1989 г., важният и актуален геоенергиен проблем бе окончателно забравен. Българската наука, геофизиката, геологията и геотермичните проучвания само за няколко години изживяха и изпаднаха в дълбока структурна и количествена творческо-изследователска и производствена разруха и финансова криза. Настъпи кадрово обедняване, ерозиране и безперспективност за голяма част от учените и специалистите по геотермични проучвания известни у нас и в чужбина. Въпреки голямото количество и разнообразие на геотермалните ресурси у нас, няма нагласа, държавнически решения и действия проблемът "Използване на геотермалната енергия в България" да бъде цялостно и комплексно изследван и практически реализиран както това е направено в много държави преди десетилетия. Отговорност за разрухата на геолого-геофизичния проучвателен отрасъл и решаването на този национално актуален и перспективен проблем носят правителствата и техните институции, които не се вслушват в многократно направените предложения от научно-творческите организации и специалистите.

Информация за топлинното поле на територията на България се съдържа в редица публикации. Ще посочим поважни публикувани резултати на български изследователи. По данни от температурните измерения в сондажи в България през 1979 г. (Т. Velinov, К. Boyadjieva, I. Petkov, 1979 и др.) са публикувани карта на температурата и на геотермичния градиент на дълбочина 500 m. През 1981 г. е публикувана монографията на Т. Велинов и Кл. Бояджиева (Кл. Бояджиева, Т. Велинов, 1981), в която също за територията на България са представени карти на температурата и карта на геотермичния градиент в интервала 100-500 m.

Както е известно, от 1949 г. в Северна България (Мизийската платформа и Предбалканската структурна зона) са провеждани системни нефтени геолого-геофизични проучвания съпроводени със стотици дълбочинни търсещи, параметрични, проучвателни и добивни сондажи. По данни от температурните измервания в сондажите за Северна България са съставени 5 карти на топлинното поле на дълбочини 300, 500, 1000, 1500 и 2500 m от земната повърхност и на геотермичния градиент за интервалите 1000-1500 m и 1000-2500 m. За Северозападна и Централна Северна България са съставени карти на геотермичния градиент изчислен при други варианти на дълбочинните интервали: 500-1000 m, 1000-1500 m, 1500-2000 m, 2000-2500 m, 2500-3000 m и 3000-3500 m. Очевидно е, че във времето част от едноименните карти на температурата са допълнени и актуализирани. Детайлността на посочените до тук карти е различна в отделни райони на страната поради неравномерната мрежа на изследваните сондажи и тяхната дълбочина. За Северна България също така са съставени отделни геолого-геофизични разрези по направления и за площи важни за определяне на нефтогазоността и за нефтодобива.

По съставени и публикувани геотермични данни и графични материали за територията на България са направени опити за търсене на връзка на елементите на топлинното поле с мегаблоковите структури на геоложкия строеж (Кл. Бояджиева, Т. Велинов, 1977; Т. Велинов, Кл. Бояджиева, 1986; Хр. Дачев, Т. Велинов, 1975 и др.) и с регионалните гравитационни аномалии (Хр.Дачев, 1986).

В приносна публикация (П. Петров и др., 1991), посветена на топлинното поле и геотермичния режим в България, са представени актуализирани карти на температурата на дълбочина 500 m (с нанесени хидротермални находища) и на 1000 m за територията на България. За Северна България са дадени, нови карти на температурата на дълбочина 2000, 3000 и 5000 m от земната повърхност. Всички данни за измерените температури на наша територията са систематизирани в много добре оформен "Геотермичен каталог на България" (Кл. Бояджиева, Ст. Гашаров, 2001).

От изложеното дотук следва, че е публикуван значим фактологичен материал. Този материал позволява да се използва и може допълнително да се обработва, структурира и интерпретира. Разкритият хидротермален потенциал е проучван и оценяван. Ориентировъчно са дадени количествени температурни. дебитни и геоенергетични характеристики и е анализиран генезиса и минералния състав на някои разкрити и добре идентифицирани хидротермични зони и находища в различни райони на страната (П. Петров, 1964; П. Петров и др., 1970; П. Петров и др., 1991; Ив. Станев, С. Веселинов, 1991; К. Щерев, 1962; К. Щерев, 1972 и др). Прогнозната възпроизвеждаща се хидрогеотермална продукция на територията на България се оценява на 15-20 m³/s термални води и 1500-2000 MW нискоенталпиина геотермална енергия. От общото количество на този възстановяващ се потенциал са разкрити и могат да се оползотворят не повече от 25 %, а реално и твърде непълноценно се използват едва 8-10 % (К. Д. Щерев "Перспективи и проекти...", 26.12.1998 г. Ръкопис). Има данни и за разпределението на използваната геотермална енергия по региони в България (Bojadgieva, K., Hr. Hristov, VI. Hristov and Al. Benderev, 2000).

От проведените количествени оценки може определено да се направи извода, че проблемът даже за приповърхностната геотермална енергия, не е проучен задоволително и се нуждае от задълбочено цялостно комплексно изследване, необходимо за осъществяване на възможно найцелесъобразно и пълно използване на геотермалните ресурси на България.

Систематизираните бележки за състоянието на геотер-

малната изученост на територията на България показват, че за настоящия етап от първостепенно значение е изучаването, оценката и интерпретацията на пространственото разпределение, структурата и приблизителните ресурси на дълбочинната геотермална енергия.

Методика и подходи за изчисляване на температурата в литосферата на България

Анализът и допълнителната обработка на посочената геотермична информация ще даде възможност да се извърши съставяне на различни дълбочини, веществени и изотермични повърхнини в литосферата (земната кора и горната мантия) и карти на регионалния топлинен поток. Изчисляване на температурата в дълбочина се основава на изчисляване на топлинното поле в долното полупространство при използването на данни за изходното топлинно поле на зададено дълбочинно ниво, топлинния поток, топлогенерацията и топлофизичните свойства на скалите. Доказано е, че съвременната температура до дълбочина 50-100 кт удовлетворява стационарното уравнение на топлопроводност, при което за слоист модел на земната кора физическите параметри са функция само на дълбочината (У. Мойсеенко, А. Смыслов, 1986 и др.). Дълбочинните температури в България могат да се изчислят на основата на решението на стационарното едномерно уравнение на топлопроводността, при определени гранични условия (S. Kostianev, T. Dobrev, E. Spassov, 1988), известно и публикувано в неговия различен вариант (Хр. Дачев, 1986; У. Мойсеенко, А. Смыслов, 1986; А. Смирнов и др., 1979, В. Чермак, 1982; L. Stegena, R. Meissner, 1986 и др.). Методиката, етапите, условията и подходите за изчисляване на температурата на различна дълбочина в литосферата схематично се представят от съвременните представи за разпределението на геотермичното поле.

До дълбочина 50-100 km, както вече се посочи, разпределението на съвременната температура удовлетворява стационарното уравнение на топлопроводността. За слоист модел на земната кора, в който топлофизическите характеристики (топлинни свойства на скалите, генерация на топлината) се изменят само в дълбочина, се използва уравнение на топлопроводност от вида (У. Мойсеенко, А. Смыслов, 1986 и др.):

$$\frac{d}{dz}\left[\lambda\left(z\right)\frac{dT\left(z\right)}{dz}\right] = -A\left(z\right)$$
, (1)

където: Т – температура на дълбочина z; λ – коефициент на топлопроводност; А – функция на разпределение на радиогенните източници на топлина (У. Мойсеенко, А. Смирнов, 1986, В.Чермак, 1982; L.Stegena, R.Meissner, 1986 и др).

За оценка на съвременната температура в дълбочина най-често се използва уравнение (1) при следните гранични условия:

$$T(z) \mid_{z=0} = T_o; \quad \lambda \quad \frac{dT(z)}{dz} \mid_{z=0} = Q_o \quad (2)$$

където Q_о е плътност на топлинния поток на земната

повърхност.

Температурите в дълбочина, получавани чрез решение на уравнение (1) при удовлетворяване на граничните условия (2) се представят от уравнението (S. Kostaianev, T. Dobrev, E. Spassov, 1988; У. Мойсеенко, А. Смислож, 1986):

$$T(z) = T_o + \frac{Q_o}{\lambda} z - \frac{A}{2\lambda} z^2 , \qquad (3)$$

Изчисляването на температурата в дълбочина на територията на България е целесъобразно да се реализира с трислоен модел на консолидираната земна кора: седиментен, "гранитен" и "базалтов" слой. Информация за строежа на земната кора и дебелината на нейните слоеве и за скоростите на разпространение на сеизмичните вълни се съдържат в редица публикации (Хр. Дачев, 1986; Т. Добрев, Ю. Щукин, 1974; Т. Добрев, Ю. Щукин, 1975 и др.). При изследване разпределението на температурите и на топлинния поток в дълбочина могат да се използват данните, публикувани в (Бояджиева, Кл., Т. Велинов, 1977) и геотермичния каталог на България (Бояджиева, Кл., Ст. Гашаров, 2001). Топлогенерацията – енергията на разпада на радиоактивните елементи за седиментния, "гранитния" и "базалтовия" слой може да се изчисли по методика, използвана в (L. Stegena, R. Mejsner, 1986). Разпределението на топлинните източници в първо приближение се приема за постоянно за трите слоя на разреза. Получените средни стойности на топлогенерацията в тези слоеве на земната кора са съответно: 1,5; 0,45; 0,02 µW/м³ (S. Kostianev, T. Dobrev, E. Spassov, 1988).

Оценка на точността на изчислените температури се реализира чрез съпоставянето им с измерените в дълбоки сондажи. За целта е използвана картата на изчислените от нас температури на дълбочина 5 кm от земната повърхност и изотермите на публикуваната "Карта за разпределението на температурата на дълбочина 5000 m за района на Северна България" (П. Петров и др. 1991), приети за "еталонни" и в сондажи с голяма дълбочина (около 4 кm). Изчислените осреднени температури в Ломската депресия и Западния Предбалкан са по-малки спрямо "сигурните" изотерми на публикуваната карта. Отклоненията са значително по-малки и даже сменят знака си при сравняване с предполагаемите" изотерми в Източния Предбалкан на публикуваната карта. В други участъци на областта грешката достига максимално до 10-18 %, порядък на точност, който е получаван и от други изследователи (У. Мойсеенко, А. Смыслов, 1986 и др.). Важен положителен факт е, че формата и местоположението на Ломската позитивна температурна аномалия, очертана от изотермите на изчислените температури и тези на измерените в общи линии съвпадат.

От направената оценка за точността на "Картата на изчисленото топлинно поле на дълбочина 5 km" и картите на други дълбочинни нива очевидно може да се приеме, че те и формиращото се на тях топлинно поле на литосферата имат моделен вариантен характер.

За обработката на данните от температурните измервания много важна е гъстотата на точките, която обуславя и мащаба на изследването. На фиг. 1 е показана схема с разпределение на точките, в които има измервания на

Добрев Т. и др. ИЗУЧЕНОСТ НА ГЕОТОПЛИННОТО ...

температурата на дълбочина 500 m.

Общият брой на измерените температури е 740 и отнесени към площта на България те обуславят мащаб 1:1500000. За съжаление обаче, точките, в които са измерени температурите са разпределени твърде неравномерно. Например кондицията за Ломската падина, Софийската котловина и района около Добруджанския въглищен басейн допуска мащаб 1:100000 и по-едър; за отделни територии обаче с площ до около 400 km² съществуват по 1-2 точки и съответно мащабът е твърде дребен – 1:2500000. При оценка на фактологичния материал следва да се отчита и голямото влияние на локалните източници на топлина, свързани главно с движението на хидротерми, които деформират регионалния ефект от дълбочинния топлинен поток. Особено силно това влияние се изразява в района на Ерма, където в границите само на километри температурата на дълбочина 500 m е в границите на 29-89°С; за същата дълбочина в района около Кюстендил температурните вариации са в границите на 45-63°С, в Софийската котловина – на 36-73°С, в района на Айтос – на 33-59°С.



Фиг. 1. Схема на разпределението на точките, в които са измерени температури на дълбочина 500 m за територията на България 1 – сондажи, в които са измерени температури на дълбочина 500 m; 2 – зони с плътност на сондажите, която осигурява мащаб 1:100 000 и по-едър; 3 - зони с плътност на сондажите, която осигурява мащаб 1:1 000 000; 4 – зони с плътност на сондажите, която осигурява мащаб 1:2 500 000

Забележка: Сондажите, през които преминава линията на зониране се отнасят и към двете съседни зони

В Северна България наличната информация за разпределението на температурата в сравнително голям брой дълбоки сондажи е позволила да се съставят обобщени температурни графици (П. Петров, Кл. Бояджиева, Ст. Гашаров, Т. Велинов, 1991) – фиг. 2, а. Изчисленото въз основа на тези графици разпределение на геотермичния градиент (фиг. 2, б) добре илюстрира геотермичната специфика на тектонски структури и дялове в Северна България - Ломската депресия, Северобългарско издигане, Варненската падина и Предбалкана. Най-голям и постоянен за целия разрез е геотермичният градиент в Ломскта депресия. В Предбалкана и Варненската падина геотермичният градиентът нараства в дълбочина, а за Северобългарското издигане – намалява. Тази специфика на разпределение на градиента добре се съгласува с геоложкия строеж. При отчитане неравномерната гъстота на измерванията и възможните деформации на термограмите, свързани с локални източници на топлина, за повишаване представителността и изявяване на регионалната характеристика на геотоплинното поле е целесъобразно аритметично осредняване, широко използвано в геофизичната практика.

Методът на осредняването се базира върху постановката, че измерената температура T, се представят от две съставящи - регионална T_p и локална T_n:

$$T = T_p + T_n \tag{4}$$

Измерените температури се осредняват в прозорец n², което се идентифицира с осредняване в пределите на кръг с радиус R, за който съответства площ n². Средната

стойност на температурата \overline{T} в центъра на кръга с площ πR^2 се определя чрез интегриране по разстоянието ρ от центъра на кръга и по азимутния ъгъл α :

$$\overline{T}(0,0,0) = \frac{I}{\pi R^2} \int_{0}^{2\pi} \int_{0}^{R} T(\rho,\alpha,0)\rho \ d\rho \ d\alpha$$
(5)



Фиг. 2. Обобщени температурни графици – а (по Петров, П., Кл. Бояджиева, Ст. Гашаров, Т. Велинов, 1991) и геотермичен градиент – б за тектонски структури и дялове от Северна България 1 – Мизийска плоча (Ломска депресия); 2 – Мизийска плоча (Централна част); 3 – Северобългарско издигане; 4 – Варненска падина; 5 - Предбалкан

Радиусът на осредняване R (прозорецът n²) се избира така, че да п

така, че да превъзхожда локалните аномалии и да бъде

Добрев Т. и др. ИЗУЧЕНОСТ НА ГЕОТОПЛИННОТО ...

много по-малък от размерите на регионалните аномалии. При спазване на това изискване локалните аномалии се изглаждат и T се приближава към T_p. Осредняването практически не деформира регионалната съставяща, а при регионално поле, което се изменя линейно, стойността на регионалната съставяща съвпада със стойността на осредненото поле, отнесено към центъра на кръга:

$$\overline{T}(0,0,0) = T_p(0,0,0)$$
(6)

За количествена оценка на ефекта от усредняването се използва понятието "мярка на осредняване" с – отношението на осреднената стойност на полето към изходната стойност:

$$\varepsilon = \frac{\overline{T}}{T} \tag{7}$$

Интерес представлява разпределението на параметъра €.

Температурата *T* на разстояние ρ от точков източник, разположен в еднородно изотропно пространство с коефициент на топлопроводност λ , в цилиндрична координатна система оста z на която съвпада с нормалата към равнината, в която се определя температурата, се представя от израза:

$$T = \frac{\Phi}{4\pi \lambda} \frac{1}{\sqrt{\rho^2 + z^2}}, \qquad (8)$$

където Φ е количеството топлина, отдавана от точковия източник в пространството за единица време.

В проекцията на точковия източник върху равнината на осредняване $\rho = 0$ и съответно за (8) се получава:

$$T = \frac{\Phi}{4\pi \ \lambda} \frac{1}{z} \tag{9}$$

Средната стойност на температурата в центъра на кръга с радиус R, който съвпада с проекцията на точковия източник върху равнината на осредняване е:

$$\overline{T} = \frac{1}{\pi R^2} \int_{0}^{2\pi} \int_{0}^{R} \frac{\Phi}{4\pi \lambda} \frac{\rho d\rho d\alpha}{\sqrt{\rho^2 + z^2}} =$$
$$= \frac{1}{\pi R^2} \frac{2\pi \Phi}{4\pi \lambda} \left(\sqrt{R^2 + z^2} - z \right)$$
(10)

Мярката на осредняване ϵ от (7) въз основа на (9) и (10) се определя от израза:

$$\varepsilon = \frac{2}{\mu^2} \left(\sqrt{\mu^2 + 1} - 1 \right) \tag{11}$$

където:

$$\mu = \frac{R}{z} \tag{12}$$

Осредняването е целесъобразно да се използва в нашите предстоящи геотермични изследвания за намаляване и отстраняване в голяма степен на локалните компоненти на топлинното поле и съхраняване изявяването на регионалната структура на полето на земната кора. Върху осреднените (регионалните) карти на температурата за конкретна дълбочина и на топлинния поток ще се отстраняват локалните влияния на хидротермалните находища и по-изразително ще се изявяват зоните на регионалните дълбочинни източници на топлинното поле, т.е. на концентрациите на дълбочинната геотермална енергия.

Картата на топлинното поле на дълбочина 500 m от земната повръхност при аритметично осредняване с прозорец 400 km² и сечение на изотермите 2°С е показана на фиг. 3. Тази карта е получена чрез интерполация, при която в разпределението на полето за приграничните територии е отстранено влиянието на краеви ефекти, свързани с екстраполация. Картата е напълно съпоставима с публикуваната в Геотермичния каталог на България (Кл. Бояджиева, Ст. Гашаров, 2001), но върху нея са изгладени локални влияния на хидротермалните находища и по-изразително се изявяват зоните на регионалните дълбочинни източници на топлинното поле, т.е. на концентрациите на дълбочинната геотермална енергия.



Фиг. 3. Карта на разпределение на температурата на дълбочина 500 m при осредняване с прозорец 400 km²

Заключение

Направеният преглед на състоянието на геотермичните изследвания в България показва, че основното внимание в предстоящите изследвания следва да бъде насочено към изучаването, оценката и интерпретацията на пространственото разпределение, структурата и приблизителните ресурси на дълбочинната геотермална енергия. На този етап на изследванията важна стъпка представлява реализирането на райониране и определяне характеристиките на концентрации на геотоплинни огнища и техните дълбочинни проявления в земната кора.

Представената постановка за изучаване дълбочинното разпределение на топлинното поле е методична предпоставка за реализиране на конкретни изчислителни схеми при използване на наличната информация от извършените до настоящия етап изследвания.

Всяка нова информация, която допълва, разширява и задълбочава знанията за топлинното поле на земната кора и горната мантия на територията на България ще помогне пряко или косвено за стимулиране и по-бързото решаване на актуалния национален проблем за оценка на ресурсите на геотермална енергия и разработването на методики и технологии за нейното използване.

Литература

- Антонов, Хр. Д. Данчев. 1980. *Подземни води в НРБ*, София, Техника, 360 с.
- Антонов, Хр. Д. Данчев. 1981. Хидрогеоложка карта на НР

България МСА – Главно управление по геодезия, картография и кадастър, КИПП по картография.

- Бояджиева, Кл. 1978. Геотермическое поле в Северной Болгарии. - *Труды II, XXIII Международной геофиз. симпозиум*, Варна - Золотые пески.
- Бояджиева Кл., Ст. Гашаров. 2001. Геотермичен каталог на България. Горекс Прес, 163 с.
- Бояджиева, Кл., Т. Велинов. 1977. О связи теплового поля со структурно- геологическим строением Болгарии. – *Труды II, XXII Международной геофиз. симпозиум*, Прага.
- Велинов, Т. 1986. Геотермично поле в България. Сп. Бълг. геол. д-во, 47, 1, 1-9.
- Велинов, Т., Кл. Бояджиева. 1981. *Геотермични изследвания в България.*- С. Техника, 154 с.
- Дачев, Хр. 1986. *Строеж на земната кора в България*. С., Техника; 334 с.
- Дачев, Хр., Т. Велинов. 1975. Элементы теплового поля Болгарии и их связь с геологическим строением. -Докл. БАН, 28, 12, 1673-1676.
- Мойсеенко, У., А. Смыслов. 1986. *Температура земных* недр. Л., 180 с.
- Петров, П. Ст. 1964. Основни закономерности в разпространението на минералните води в България. - *Тр.* върху геол. на България, сер. инж. геол. и хидро-геол., кн. III, 83-158.
- Петров, П., С. Мартинов, К. Лимонадов, О. Страка. 1970. Хидроложки проучвания на минералните води в България. С., Техника, 196 с.
- Петров, П., Ст. Гашаров, Ил. Ращанов, Л. Пейчева, М.

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Добрев Т. и др. ИЗУЧЕНОСТ НА ГЕОТОПЛИННОТО ...

Чаталова. 1983. Топлофизичните свойства на скалите и топлинния поток в Добруджанския въглищен басейн. Бълг. геофиз.сп., 9, 3, 115-119.

- Петров, П., Кл. Бояджиева, Ст. Гашаров, Т. Велинов. 1991. Топлинно поле и геотермичен режим в България. - Сп. Бълг. геол.д-во, 47, 1, 1-8.
- Смирнов, А. А., И. Ю. Мойсеенко, Т. З. Чадович. 1979. *Тепловой режим и радиоактивность Земли*. Л., Недра, 192 с.
- Станев, Ив., С. Веселинов. 1991. Гидрогеотермия Северо-Заподной Болгарии. – *Geol. Balcanica*, 21, 5, София, 87-96.
- Череменский, Г. 1977. Прикладная геотермия., Ленинград, Недра, 224 с.
- Чермак, В. 1982. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР. Физика Земли, № 1.
- Щерев, К., 1962, Минералните води в България. С., Наука и изкуство; 205 с.
- Щерев, К., 1972, О пространственном положении, эволюции и ресурсах термальных вод в мобильных силикатных массивах. - Доклады БАН, 25, 11, 1555-1558.
- Bojadgieva, K., Hr.Hristov, VI.Hristov, Al.Benderev. 2000. Status of geothermal energy use in Bulgaria. – Book of Abstracts, 3-rd National Geophysical Conference, 11-13 October 2000, Sofia, 195-200.

Kostianev, S. 1985. On some geothermal fields in drill-holes. -

Comp. Rendus de L'Acad. Bul. Sc., Sofia, 9.

- Kostianev, S., T. Dobrev, E. Spassov. 1988. Interrelation of geothermal field and seismicity in the crust of Bulgaria. – *Proc. XXI Gen. Assembly*, Sofia.
- Kostianev, S., T. Dobrev, E. Spassov. 1990. Comparison between the geothermal field and seismicity in the earth's crust of Bulgaria. - *Bulg. Geoph. Journ.*, vol. XVI, No.2, 61-66.
- Kostianev, S., T. Dobrev. 1987. About the geothrmic field of the Rhodope massif. *First Bulg.-Greek Simposium*, Smolian.
- Kostianev, S., B. Manov, 1992. Mathematical modelling of heat flow at the chiren gaz-condensate field, Bulgaria. *Generation, accumulation and production of Europ's hydrocarbons,* No 2, 211-115. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Stegena, L., R.Meissner, 1986, Velocity structure and the earth's crust. *Tectonophysics*, vol.26, No. 1.
- Tercan, A. K., M. I. Turgay, 1986, *Heat flow density distribution in Turkey, scale 1:2 500 000.*
- Velinov T., K. Boyadjieva, I. Petkov, 1979, Geothermal data of Bulgaria. - Thermal heat flow in Europe. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York; 141-143.
- Velinov T., I. Petkov, 1976, Some results of the thermal investigations in Bulgaria. - *Geoelectric and geothermal studies* (East-Central Europe and Soviet Asia). Adam, A. (ed.), KAPG Geophys, Budapest, Akademia Kiado; p 439-442.

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 259-266

SOME PRELIMINARY RESULTS OF THE ANALYSIS OF THE LANZAROTE (Canary Islands) GRAVITY ANOMALY WITH ELEMENTARY SOURCES

Z. Zhelev¹, T. Petrova², F. Montesinos³, R. Vieira⁴, J. Arnoso⁵, A. Camacho⁶

^{1, 2} Geophysical Institute, Bulgarian Academy of Sciences (BAS), 1113 Sofia,

e-mail: jelev@geophys.bas.bg, Petrova@geophys.bas.bg

^{3,4,5,6} Instituto de Astronomia y Geodesia, (CSIC-UCM), Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, Spain,

e-mail: fuen@mat.ucm.es, vieira@mat.ucm.es, arnoso@mat.ucm.es, Camacho@eucmax.sim.ucm.es

ABSTRACT. As is known, the method of D. Zidarov concerning the solution of the inverse problems of the potential fields with elementary sources through optimisation lets to obtain approximate information about the distribution of the underground density inhomogeneties on the basis of the corresponding observations. Here, this technique is used to study the deep underground structure of the Lanzarote (Canary Islands). For this purpose, a network of 296 gravity stations distributed over the whole island and a digital terrain model of about 45, 000 terrestrial and oceanic data (to determine the corresponding terrain corrections), are used. The resulting Bouguer anomaly is analysed by the above mentioned method, which gave a mean level of observational noise of about 1.7 *mGal*. The final solution is presented by 14 point masses and a polynomial trend, obtaining the approximate location of the anomalies sources and their masses. The main quantity of masses (corresponding probably to the main intrusive body) is concentrated under the central area and can correspond to a dilated volcanic activity (of shield formation). The center of this body is located at a depth of about 8 - 10 *km*. Besides, the SW extreme area of the island shows a smaller positive body, approximately at the same depth, interpreted as a less developed magmatic intrusion. Similar results are obtained also in the previous works on the same subject. Here, however, no intrusion is established in the NE extreme area of the island. Probably the observed anomaly in this region is provoked by much deeper masses, located far away NE from this place. All these results seem to be more or less in agreement with the information known of orher sources .

Key words: Lanzarote island, Bouguer gravity anomaly, numerical modeling, inverse problems, optimization, point masses, dencity inhomogenities, volcanic structure.

НЯКОИ ПРЕДВАРИТЕЛНИ РЕЗУЛТАТИ ОТ АНАЛИЗА НА ГРАВИТАЦИОННАТА АНОМАЛИЯ ЛАНЗАРОТИ (Канарски Острови) С ЕЛЕМЕНТАРНИ ИЗТОЧНИЦИ

Ж. Желев ¹, Т. Петрова ², Ф. Монтесинос ³, Р. Виера ⁴, Ж. Арносо ⁵, А. Камачо ⁶

^{1, 2} Геофизичен Институт, Българска Академия на Науките (БАН), 1113 София,

e-mail: jelev@geophys.bas.bg, petrova@geophys.bas.bg

^{3, 4, 5, 6} Институт по астрономия и геодезия, Университет Клудат, 28040 Мадрид, Испания, e-mail: fuen@mat.ucm.es, vieira@mat.ucm.es, arnoso@mat.ucm.es, Camacho@eucmax.sim.ucm.es

РЕЗЮМЕ. Както е известно, методът на Д. Зидаров за решаване на обратните задачи на потенциалните полета с елементарни източници чрез оптимизация дава приблизителна информация за разпределението на плътностните нееднородности в горните слоеви на Земята въз основа на съответните наблюдения. В настоящата работа тази техника е използвана за изследване на дълбочинния строеж на остров Ланзароти (Канарски острови). За тази цел, са използвани 296 гравитационни станции, разпределени върху целия остров и цифров модел на терена от около 45,000 наземни и океански данни (за определяне на съответните корекции за релеф). Резултатната Буге аномалия се анализира с горе споменатия метод, при което се получава едно средно ниво на наблюдателния шум от порядъка на 1.7 *mlg.* Окончателното решение е представено от 14 точкови маси и полиноминален тренд, получавайки приблизителното месторазположение на аномалните източници и техните маси. Главното количество маси (вероятно съответстващи на основното интрусивно тяло) е съсредоточено под централната част и вероятно съответства на разширяваща се вулканска активност (формираща щтита). Центърът на това тяло се намира на дълбочина от около 8 - 10 км. Освен това, в югозападната крайна част на острова се забелязва наличието на сравнително по-малко положително тяло, приблизително на същата дълбочина, което може да се интерпретира като по-малко развита магмена интрузия. Подобни резултати се наблюдават и в предишните работи на тази тема. Тук обаче за разлика от тях, в североизточната крайна част на острова интрузия не се установява. По всяка вероятност, наблюдаваната там аномалия е предизвикана от значително по-дълбоко залягащи аномални маси, намиращи се далече на североизток от този район.

Introduction

The Canary Islands are one of the main volcanically active areas, with many Quaternary eruptions and several historic ones, among which the Lanzarote eruption between 1730 and 1736, one of the Earth's biggest, predominates. They are an old volcanic feature with origin still under debate, sited on top a Jurassic oceanic crust, located at the edge of the West African Continental Margin. The island of Lanzarote is located at the

north-eastern extreme of the archipelago, in clear alignment with the island of Fuerteventura (see a map).

Most of the geophysical works about the Canarian archipelago correspond to extend areas and marine data. To attain a better understanding of the inner structure and evolution of Lanzarote, several geophysical and geodynamical studies are carried out on the island by the Instituto de Astronomia y Geodesia (I.A.G.), Madrid (e.g., Camacho et al., 1991, 1992, 2001). Continious gravity tide observations have

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

been conducted in two underground geodynamic laboratories (located in the island) for several years (e.g. Vieira et al., 1991; Arnoso et al., 1996), obtaining the respective local tidal gravity models, which help studying the anomalous crustal structure of the island in two zones (Arnoso et al., 1996).

The I.A.G. has also carried out several gravity studies on Lanzarote (e.g. Sevilla & Para, 1975). In 1988 a more detailed

gravity survey is carried out in this island, and the analysis of the data and preliminary structural model are presented in successive works (Camacho et al., 1991; 1992). An improved interpretation of this gravity data by means of a 3-D inversion approach, to determine the geometry of the anomalous bodies (corresponding to the prescribed densities) is made by (Camacho et al., 2001).



Fig. 1. Topographic model of the studied region. Contour interval 50 m, co-ordinates in meters. Besides the level lines of the terrain, the boundaries of the islands are also given



Fig. 2. Refined Bouger anomaly observed. Contour interval 5 m Gal, coordinates in meters. Besides the lines of the observations, the boundaries of the islands are also given

Different gravimetric methods have been also employed for studying the origin, structure or activity of some other volcanic areas and useful results have been obtained (Camacho et al., 1991; 1992; 1997; 2000 2001; 2002). In this sense, it may be said, that gravity modelling plays an important role in studying volcanic structures.

The aim of the present work is to contrast and to try to

improve further the interpretation of the Lanzarote gravity data, using the above mentioned method of the solution of the inverse problems with a set of mobile elementary sources (ES) (Zidarov, 1965, 1968, 1990), which is known as very effective in similar situations (Zidarov, 1965, 1968, 1990; Bochev et al. 1974; Zidarov et al. 1970; Zhelev 1970, 1972, 1974, 1985, 1991, 1992, 1994; Zhelev et al. 1985, 1994). Besides, owing to the well known ambiguity and instability of the solution of these problems, the application of different methods for their solution is very encouraging and perspective, even necessary, for the achievement of more real results.

Gravimetric and topographic data

The islands of Lanzarote and La Graciosa are covered with 296 gravity stations with a nearly homogeneous distribution, separated mutually by a minimal distance of 1.5 km. The observation work is accomplished in April - 1988 and October - 1988, using a LaCoste-Romberg gravimeter with digital electronic reading. A total of 437 observations are registered (Camacho et al., 1991).

The station co-ordinates are determined by locating the points on detailed 1: 5,000 charts (Camacho et al., 1991).

To calculate the further terrain correction of the gravity data, a digital terrain model is obtained for Lanzarote, La Graciosa and surrounding oceanic areas by means of a dense regular digitalisation of 1:25,000 topographic charts (Camacho et al., 2001). The Fig. 1 shows the resulting terrain model (45,000 data points). The highest altitudes are about 600 m.

Using the 1980-normal gravity formula, and determining the

$$f_i(x) = \sum_{k=1}^{n/4} \frac{\gamma m_k (z_i - \zeta_k)}{R_{ik}^{3/2}}, \quad R_{ik}^2 = (X_i - \zeta_k)^2 + (Y_i - \eta_k)^2 + (Z_i - \zeta_k)^2$$

For the presentation of the field trend, when necessary, a part a + bX + cY + ... (X and Y are the co-ordinates of the observational points) of a polynomial is used, whose coefficients - *a*, *b*, *c*, ... are determined in the process of optimization, together with the rest of the unknowns (Zhelev, 1991, 1994). Alternatively, more PS can be included in the model for this purpose (Zhelev, 1991, 1994). Their parameters can be specified in the same way. Usually, in order to represent the trend, they must lie significantly deeper than the trend before a further interpretation, but this is not always possible with the needed precision. Even so it must be done, because in all cases this can considerably ease the optimisation in the next step (Zhelev, 1991, 1994).

Numerical results

As was already mentioned, the above described gravity anomaly was treated with this method (Zidarov, 1965, 1968, 1990). An appropriate Computer Program on FORTRAN 77 worked out by Zh. Zhelev (1970, 1972, 1974, 1991, 1994), was applied for this purpose. The Bouguer gravity was used obtained on the basis of the surface registrations. The observed anomaly and the corresponding trend were presented with 14 PS and the linear part of a polynomial. The optimisation was carried out after the Marquardt method (Marquardt, 1963).

A part of the results obtained - the parameters of the

terrain correction (extended to 45 km, according to the regularity of the effect beyond this distance), the refined Bouguer anomaly was determined (Fig. 2).

Mathematical formulation of the problem

The solution of the given problem by the above mentioned method (Zidarov, 1965, 1968, 1990) reduces mainly to the solution of the following non linear system of equations f(x) = y, where $X(x_1, x_2, ..., x_n)$ is the vector of the unknown parameters (co-ordinates - ξ_k , η_k , ζ_k and masses m_k , k = 1, ..., n/4 of the point sources (PS)), which must be determined on the basis of the vector of the observations y^* ($y_1, y_2, ..., y_N$), while $f^*(f_1, f_2, ..., f_N)$ is a vector of non linear functions (the symbol * means transposition). In this case the functions f_i , i = 1, ..., N, can be defined by the analytical expression about the gravity effect ($\gamma = 66.7 \cdot 10^{-12} m^3 kg^{-1} s^{-2}$ is the gravity constant) of a set of n/4 ES in N points of observation with co-ordinates - X_i , Y_i , Z_i , i = 1, ..., N, located over the Earth's surface.

elementary sources - *X*, *Y* and *Z* co-ordinates and the masses, respectively - ξ_k , η_k , ζ_k , *m*_k and some quantities connected with the corresponding errors in the solution, are presented in the Table. Besides, the following parameters are listed there for convenience:

- the functional

$$F(x) = \sum_{i=1}^{N} [y_i - f_i(x)]^2$$

- the corresponding mean square deviation (MSD)

$$\sigma_{v} = [F(x)/(N - n - m)]^{1/2},$$

- the gradient of the functional

$$G(x) = \left\{\sum_{k=1}^{n} \left[\frac{\partial F(x)}{\partial x_{k}}\right]^{2}\right\}^{1/2},$$

- the coefficient of non-representativeness (Zhelev, 1970, 1972, 1974)

$$K_{v} = 100 \left(\frac{F}{E} \right)^{1/2} \quad 0/o , \quad E = \sum y_{i}^{2} ,$$

at the point of the minimum, etc.

Table 1.

Solution of the Inverse Gravity Problem with a system of elementary sources – fourteen point sources and a linear trend represent the local field of the "Lanzarote" gravity Anomaly (see Fig. 3 and Fig. 4)

Zhelev Z. et al. SOME PRELIMINARY RESULTS ...

	F	G	K[%]	k	□ _k [km]		0 _k [km]	m _k [kg/1.5 . 10 ¹²]
	.41 . 10 ⁴ .26 . 10 ⁷ 2.14			1	635.00	3210.00	1.12	1.12
				2	637.00	213.00	.92	.151
				3	639.00	3207.00	13.05	280.300
	Initia	al approximatior	ns:	4	643.00	3219.00	.69	1.232
				5	626.00	3205.00	11.89	27.010
				6	613.00	3198.00	13.18	92.467
				7	644.00	3198.00	6.60	6.486
				8	647.00	3224.00	11.86	9.829
				9	662.00	3206.00	.70	1994.900
				10	630.00	3229.00	15.66	214.550
				11	612.00	3220.00	19.45	756.630
				12	602.00	3166.00	91.15	81484.000
				13	659.00	3276.00	40.14	12901.000
				14	665.00	3238.00	45.80	8695.400
	Paramete	ers of the trend ((a, b, c):		890.38	.0	.0	
Г	68	10 ³ 77 10) ² 88	1	635 34	3209 54	1 09	263
	.00	. 10	.00	2	637.18	3213.37	88	150
				3	639.13	3206.63	13.05	13.05
		Solution:		4	642.62	3219.33	64	1,233
				5	625.88	3204.75	12.03	27.492
	N =	294 , n = 56 ,	m = 3 ;	6	613.58	3198.13	12.41	89.474
			·	7	643.72	3216.01	6.29	6.375
	$\sigma_{\rm v} = 1.70 \text{mgal}$			8	646.15	646.15	8.54	8,430
				9	661.72	.6585	59	2008.756
				10	629.68	3229.81	15.37	215.964
				11	611.55	3220.95	20.60	793.664
				12	601.37	3165.01	3165.01	81784.268
			13	659.29	3274.46	35.13	12785.100	
			14	662.05	3232.87	44.57	8586,135	
	Parameters of the trend (a,b,s):			914.30	0	0		
- Г					102/	2127	679/	13/1
					22/2	.2137	0/04 <u><u><u></u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u><u></u></u>	0967
	Corresponding confidence inter-			2	1107	.4475	1146	6 1083
	vals : $\delta x_k = \pm \sigma_k t_{(N-n-m),\alpha}$,			1	2158	2037	80/6	62/0
	$\sigma_{k} = \sigma_{VW_{\kappa}}, W_{\kappa} = [\alpha_{\kappa\kappa}]^{1/2};$			4	7320	.2037	7840	5 18/7
	$\sigma_v = 1.70 \text{ mgal},$ (1.225.005 = 1.971			6	2883	2526	3712	7 3728
	$(t_{235,0.05} - 1.971)$ $t_{235,0.01} = 2.599)$.			7	.2003	6502	70/1	2.0781
	<i>v</i> 235,0.01 2.077 y ,			2 2	02/0	805/	1 2/128	3 3077
	a _{kk} , k=1,,n+m are the diagonal			0	5245 6585	6585	0,835	2/0 2227
	elements of the inverse			10	5000	.0000 2003	6261	15 8731
	ing normal equations at the point			11	4052	5388	4264	25 5180
	of the minimum, arranged conse-			12	3/81	2/02	1971	226.0100
	quently by rows :			12	7261	3020	Q/77	1/8 61/5
				1/	310/	<u> </u>	1780	57 2575
	Doron	notors of the tra	$\mathbf{n}\mathbf{d}$ $(\mathbf{n},\mathbf{h},\mathbf{n})$	14	1 7076	0027	0005	51.2313
	Parameters of the trend (a,b,s) :				1 1210	0021	0000	

Obviously, to obtain the masses in kilograms, the given quantities in the table must be multiplied by $1.5 \ 10^{12}$. For example: spheres with 0.360 gr/sm³ density (i.e. - one approximately real density contrast) and 5 km radius, have a

mass about 1.8 10^{14} kg, t.e. more or less of the same order, as the masses of the central intrusive body of the studied anomaly.

13



12

Fig. 3. The model's .field and a plan view of the obtained solution – the location of the corresponding 14 point sources are marked with small curcles (the numbers in them corresponds to those shown in the "k" column of the table). Contour interval 5 m Gal, coordinates in meters

Moreover, some of the results are also presented on suitable illustrations - (Figs. 3, 4 and 5).

On Fig. 3, beside the model's field, a plan view of the obtained solution - a set of 14 PS, which can easily be transferred into spherical bodies with different radii - corresponding to their masses, are shown. The number of

these PS (given in them) corresponds to the one presented in the "k-th" column of the table.

On Fig. 4 and 5, the residuals (the difference between the observations and the models field) and the refined trend are represented, respectively.

On the figures, some other details are also given for convenience.



Fig. 4. The residuals. Contour interval 0.4 mGal , coordinates in. meters. Boundaries of the islands are also given



Fig. 5. The refined trend. Contour interval 10 mGal, coordinates in meters. Boundaries of the islands are also given

Taking into acount that the last four PS (from numbers 10 to14), together with the polynomial of first degree, represent mainly the trend of the field in this region, the left ten PS confirm more or less the structural model, obtained by the other authors (Camacho et al., 1991, 2001). As can be easily seen from the table and Fig. 3, the main anomalous masses (about 90 % of them), obviously related with the main intrusive body of this region, are concentrated in the middle part of the island, approximately at the depth - 10 - 12 kms. A comparatively much smaller part of them (the anomalous masses), probably connected with smaller intrusive bodies, is focused in the south region of the island approximately to the same depth. However the present investigation gives also something new - here (on the basis of the obtained results see the Table and Fig. 3) it is suggested, that in the north-east region of the island there is not any concentration of anomalous masses, which are larger than the normal. The corresponding anomalous observations in this domain of the island, however, are probably connected with some anomalous masses, away of this place in north-eastern direction of it,

located much deeper - at a depth of about 35 km (in the region of PS 13 and 14 - see Fig. 3).

At a greater depth, one elongation of the structures in a perpendicular (to the island), approximately east-west, direction is observed (see Fig. 5), which may be related to the existence of some fracture system, corresponding to the structural stress in this region.

The PS number 9, located to the right of the central part of the anomaly, which is lying at a very shallow depth, may hardly be connected with some real anomalous masses. It only indirectly shows that the number of the PS used in this investigation is too great, and there are not additional details for presentation by a more complicated model. Thus, the observational field is exhausted with this model and there is no reason for further complications in the present study - even the model used is too complicated for this anomaly.

The values of the functional, the corresponding MSD and the coefficient of non-representativeness (see the Table) show that a satisfactory solution is found, and the model fits the observations comparatively well. The corresponding gradient

points out that the optimum of the functional has been approximately achieved. Besides, the coefficient of nonrepresentativeness shows that part (in percentage) of the observations, which is not presented by the model used.

The corresponding MSD is about 1.7 *mgal*, i.e. it is approximately of the order of the observational error, which is more or less in agreement with the theory (Zhelev, 1991, 1994; Draper et al., 1986; Tihonov, 1965; Wiggins, 1972).

As a matter of fact, the obtained MSD for the whole observational region is a little larger than the corresponding mean square observational error. This is mainly connected with the comparatively large residuals (systematic part) in the whole observational area (see Fig. 4), related mainly with the terrain variations due to the different volcanic eruptions and corresponding volcanic cones, created during their activity, as they could not be presented exactly by the model used in this investigation. And, indeed, all of them almost coincide with the ones seen on the corresponding map of the terrain (compare the maps of the terrain and the residuals, Figs. 1 and 4, respectively). This is probably connected mainly with the lack of sufficiently detailed gravity information for stable determination of the respective real sources with comparatively small dimensions.

Stability and errors in the solution

As is known (Draper et al., 1986), the problem concerning the exact evaluation of the errors in the solution in the non linear case is not satisfactorily solved yet. But as in the close vicinity of the minimum, a linear representation is usually acceptable, the well-known formalism concerning statistical estimations of linear systems (Draper et al., 1986) can be used in this and similar cases to study the stability of the solution. An approximation of the corresponding confidence intervals $[Ix_k of$ the unknowns can be obtained by the following expression (Draper et.al., 1986)

$$\delta x_k = \pm \sigma_k t_{(N-n-m),\alpha}, \sigma_k = \sigma_v \omega_k, \omega_k = [a_{kk}]^{1/2},$$

where a_{kk} , k = 1, ..., n are the diagonal elements of the inverse matrix of the respective normal system of equations, and $t_{(N-n-m),\alpha}$ is the corresponding *t* score for the respective degrees of freedom (*N*-*n*-*m*) (*m* - the number of the trend parameters) and level of certainty *a*. Thus, we can have an approximate idea about the confidence intervals, suggesting an almost linear connection between the unknowns and the observations at the point of the minimum and its surroundings.

As can be easily seen from the table, almost all the PS and the trend are comparatively well determined - the correspondding errors in the solution are within acceptable limits.

Naturally, when this method is used, the question how to determine the optimal number of model parameters is essential. Although the optimisation method used automatically eliminates the extra parameters of the model, in order to ease the optimization process however, the following additional method (Zhelev, 1991, 1994) can be employed for this purpose.

The problem can be solved for different numbers of elementary sources. The number n at which the corresponding MSD has a minimum, had to be chosen as an optimal one. It is not difficult to show, that if the number of the observations is large enough, there is a number of the ES at which this criterion has a minimum and this optimum coincides with the real number of the parameters of the source - the respective proof can be seen in (Zhelev, 1991, 1994). Obviously, the minimum value of the MSD thus obtained, must be approximately equal (or a little less) to (than) the corresponding mean square error in the observations, as it is its unbiased estimate (if a good representation is achieved) (see Zhelev, 1991, 1994). Thus, instead of searching for the minimum, we can look for that n for which the corresponding MSD coincides with (or is a little less than) the respective mean square error in the observations, when it is known of course (Zhelev, 1991, 1994).

Conclusion

It may be said in conclusion, that some new results are obtained here, by a different (mathematically well-grounded) method, which confirm the structural model obtained in previous works and gives with greater certainty and precision a more detailed idea about the distribution of the anomalous masses in depth in this region. More specially, some details in the central, south-western and north-eastern regions of the island are specified. The systematic part of the corresponding residuals almost coinside with the volcanic cones, which can be clearly noticed on the terrain map of the island, as they could not be represented exactly by the model used in this investigation. An idea about the direction of the fracture system, corresponding to the structural stress in depth, is given here. On the basis of all this and the proven in the practice possibilities of the method used here (Zidarov, 1965, 1968, 1990; Bochev et al., 1974; Zidarov et al., 1970; Zhelev, 1970, 1972, 1974, 1985, 1991, 1992, 1994, 1996; Zhelev et al., 1985; 1996), we can hope that now we already have one more precise and real idea about the underground structure in this region.

It must be added at the end, that all these results are obtained only on the basis of gravity observations and topographic information - without including other geophysical dada. Indeed, better results may be expected on the basis of some new, more detailed and precise observations on a larger region (including also some parts of the surrounding ocean and even of the neighbour island of Fuerteventura, by an updated (improved) method. Of course, additional improvements can be expected also, including some magnetic observations in this study.

References

- Àrnoso, J., 1996. Modelizacion y evaluacion de efectos indirectos sobre las mareas terrestres en elarea de las Islas Canarias. *Ph. D. Thesis, Univ. Complutense* of *Madrid, Spain.*
- Bochev, A. and H. Georgiev, 1974. Solution of Inverse Gravity Problem in the Case of Point Sources by Using Least Squares and Linear Restrictions. *Rev. Ital. Geoph.* 23, 3/4, 167-172.
- Camacho, A. G., R. D. Vieira, 1991. Gravimetric Study of Lanzarote Island., *Tire a part des Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie*, **4**, p. 339 -351.

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Zhelev Z. et al. SOME PRELIMINARY RESULTS ...

- Camacho, A.G., R. V. Vieira, F. G. Montesinos, J. Arnoso, 1992. Investigaciones gravimetricas sobre la estructura de la corteza volcanica en la isla de Lanzarote. in: International conference on Cartography-Geodesy, Maracaibo (Venezuela) II, pp. 364-372. eds: Sevilla, M.J., Henneberg, H. & Vieira, R, I.A.G. (CSIC-UCM) Madrid.
- Camacho, A.G., F. G. Montesinos, & R. D. Vieira, 1997. A three-dimentional gravity inversion applied to S. Miguel island (Azores). *J.geophys. Res.*, **102**, 7717-7730.
- Camacho, A.G., F. G. Montesinos, R. D. Vieira, 2000. Graviy inversion by means of growing bodies. *Geohysics*, **65**, 95-101.
- Camacho, A.G., F. G. Montesinos, R. D. Vieira, and J. Arnoso, 2001. Modelling of Crustal Anomalies of Lanzarote (Canary Islands) in Light of Gravity Data, *Geophysical Journal International*, **147**, 2, 403 - 414.
- Camacho, A.G., F. G. Montesinos, R. D. Vieira, 2002. A 3-D gravity inversion tool based on exploration of model possibilities. *Computer & Geosciences, vol.* 28, 2, 191-204.
- Draper, N. R. and H. Smith, 1986. Applied Regression Analysis. John Wiley and Sons, Inc. New York, London, Sydney.
- Marquardt, D. W., 1963. An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. *J. Soc. Ind. App. Math.*, **12**, 431-441.
- Zidarov, D. P., 1965. Solution of Some Inverse Problems of Applied Geophysics . *Geophysical Prospecting*, **13**, 2, 240 – 246.
- Zidarov, D. P., 1968. On the Solution of Some Inverse Problems of the Potential Fields and its Application in the Exploration Geophysics. B A S, Sofia.
- Zidarov, D. P., 1990. Inverse Gravimetric Problem in Geoprospecting and Geodesy. Elsevier, Amsterdam -Oxford - New York - Tokyo.
- Zidarov, D. P. and Zh. P. Zhelev, 1970. On Obtaining a Family of Bodies with Identical External Fields - Method of Bugling. *Geoph. Prop.* **18**, *1*, 13 - 33.
- Zhelev, Zh. P., 1970. Application of the Poincare's Method of Balayllage for Solution of the Inverse Potential Field Problems. M. Sc. thesis, Geophys. In st. of the BAS, Sofia.

- Zhelev, Zh. P., 1972. A Numerical Solution of the Inverse Gravimetric Problem with Application of the Method of Partial Balayllage. *Inv. Geoph. Inst.*, **18**, 143 - 156.
- Zhelev, Zh. P., 1974. Some Numerical Results of the Inverse Gravity Problem Solution with a Finite Number of Elementary Sources. *Compt. rend. Acad. bulg. Sci.* 27, 6, 771 - 794.
- Zhelev, Zh., H.M. Georgiev, 1985. Some Preliminary Results of the Representation of the Earth's Gravity Field as a Model of Elementary Sources. *Compt. rend. Acad. bulg. Sci.,* **38**, 3, 315-317.
- Zhelev, Zh. P., 1991. Some Results from the Representation of the World Gravity Anomalies with Elementary Sources. Proceedings of the 9-th Mathematical Geophysics Int. Seminar on Model Optimization in Geophysics, Vol. 5, (Ed. A. Vogel), Vieweg Braunschweig - Wiesbaden, Berlin, p. 151 - 170.
- Zhelev, Zh. P., 1992. On the Precision of the Method of Grids and The Partial Balayllage (Sweeping out), *Bulgarian Geophysical Journal*, v. **18**, 3, p. 43 - 51.
- Zhelev, Zh. P., 1994. Representation of the World Gravity Anomalies Sources with a Final Number of Point Masses . Bulgarian Geophysical Journal, **20**, 2, p. 57 - 67.
- Zhelev, Zh. P., T. Petrova, R. Vieira, A. Camacho, F. Gonzalez, 1996. Some Results from the Interpretation of the Lozoyuela Gravity Anomaly with Elementary Sources, *Bulgarian Geophysical Journal*, 22, 3, p. 51 - 62.
- Sevilla, M., R. Parra, 1975. Levantamiento gravimetrico de Lanzarote. *Rev. R. Ac. CC. Exactas, Fisicas y Naturales*, 69, p. 257-284.
- Tihonov, A. N., 1965. On the Stability of the Algorithms for the Solution of the Degenerated Linear Systems of Algebraic Equations. *J. of Num. Math. and Math. physics*, **5**, 718.
- Vieira, R., M. Van Ruymbeke, J. Fernandez, J. Arnoso, C. Toro, C., 1991. The Lanzarote underground Laboratory. *Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie.* **4**, 71-86.
- Wiggins, R., 1972. The General Linear Inverse Problem: Implication of Surface Waves and Free Oscillations on the Earth Structure. *Rev. Geophys. Spac. Phys.*, **10**, 251-285.

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 267-274

SOME PRELIMINARY RESULTS OF THE ANALYSIS OF THE ALCALA DE RBRO VILLAGE (Zaragoza, Spain) GRAVITY ANOMALY WITH A SET OF POINT SOURCES

Z. Zhelev¹, T. Petrova², F. Montesinos³, R. Vieira⁴, A. Camacho⁵

^{1, 2} Geophysical Institute, Bulgarian Academy of Sciences (BAS), 1113 Sofia,

e-mail:jelev@geophys.bas.bg, Petrova@geophys.bas.bg

^{3.4,5} Instituto de Astronomia y Geodesia, (CSIC-UCM), Ciudad Universitaria, 28040 Madrid, Spain,

e-mail: fuen@mat.ucm.es, vieira@mat.ucm.es, Camacho@eucmax.sim.ucm.es

ABSTRACT.Several terrain's collapses took place in the last years inside Alcala de Ebro village (Zaragoza, Spain). Ebro river is close to the village and acts on this zone in an active way. The existence of cavities filled with water or sediments is supposed. The depth of these cavities may be around 12, 20 m. Besides, there are no other geological studies in the area that provide more information. That is why, we tried to use the available geophysical information for this purpose. The Alcala de Ebro (Zaragoza) gravity anomaly was studied with a set of point masses model. After a preliminary polynomial approximation to eliminate the main part of the regional trend (so that to ease the optimisation proccess) the local gravity anomalies together with the rest of the trend are modeled with a set of elementary point sources and a linear trend. The unknown parameters of the suggested model are determined through optimisation. The obtained results seem to be quite in agreement with the carstic cavities filled with water or sediments supposed to be at different depths and the terrain collapses that have taken place in the last years in this region (Alcala de Ebro village - Zaragoza, Spain).

НЯКОИ ПРЕДВАРИТЕЛНИ РЕЗУЛТАТИ ОТ АНАЛИЗА НА ГРАВИТАЦИОННАТА АНАМАЛИЯ ОКОЛО СЕЛО АЛКАЛА ДЕ ЕБРО (Сарагоса, Испания) СЪС СИСТЕМА ОТ ТОЧКОВИ МАСИ

Ж. Желев ¹, Т. Петрова ², Ф. Монтесинос ³, Р. Виера ⁴, А. Камачо ⁵

 ^{1, 2} Геофизичен Институт, Българска Академия на Науките (БАН), 1113 София, e-mail: jelev@geophys.bas.bg, petrova@geophys.bas.bg
 ^{3, 4, 5} Институт по астрономия и геодезия, Университет Клудат, 28040 Мадрид, Испания,

e-mail: fuen@mat.ucm.es, vieira@mat.ucm.es, Camacho@eucmax.sim.ucm.es

РЕЗЮМЕ. През последните години, в района на село Алкала де Ебро (Сарагоса, Испания) стават някои пропадания на терена. Река Ебро е близо до селото и оказва едно активно въздействие върху този процес. Предполага се съществуването на пещери пълни с вода или седименти. Дълбочината на тези карстови образования е вероятно от порядъка на 12 - 20 м. Освен това, няма други геоложки изследвания в района, които да дадат допълнителна информация. Именно затова, в случая се прави опит да се използва наличната геофизична информация за постигане на тази цел. Локалната гравитационна аномалия Алкала де Ебро (Сарагоса) се изследва със система от подвижни точкови маси. След предварително полиномоално апроксимиране за елиминиране на главната част на регионалния тренд (така че да се олесни оптимизационния процес) локалната гравитационна аномалия завери с остатъка от тренда се моделират със система от елементарни точкови източници и линеен тренд. Неизвестните параметри на предложения модел са определени чрез оптимизация. Получените резултати изглеждат напълно в съгласие с катсровите образования изпълнени с вода и изпълнени с вода или седименти. Залягащи на предполагаема дълбочина от около 12 - 20 м и съорветните пропадания на терена ставащи през последните години в този район (село Алкала де Ебро - Сарагоса, Испания).

Introduction

Several terrain collapses took place in the last years inside Alcala de Ebro village (Zaragoza, Spain). Ebro river is close to the village and acts on this zone in an active way. The existence of cavities filled with water or sediments is supposed. The depth of these cavities may be around 12, 20 m. Besides, there are no other geological studies in the area that provide more information. That is why, the geophysical observations are the only way to get some new ideas about the underground structure of this site. Specially here, we tried to use the available gravity data for this purpose. Of course, similar investigation in this region has been already made (Camacho et al., 1995) and interesting results have been obtained. Besides, different gravimetric methods have been also employed for studying the origin, structure or activity of some other areas of this kind, and useful results have been obtained (Camacho et al., 1991; 1992; 1997; 2000 2001; 2002). In this sense, it may be said, that gravity modelling plays an important role in studying similar structures.

The aim of the present work is to contrast and to try to improve further the interpretation of the Zaragoza gravity data, using the above mentioned method of the solution of the inverse problems with a set of mobile elementary sources (ES) (Zidarov, 1965, 1968, 1990), which is known as very effective in similar situations (Zidarov, 1965, 1968, 1990; Bochev et al. 1974; Zidarov et al. 1970; Zhelev 1970, 1972, 1974, 1985, 1991, 1992, 1994; Zhelev et al. 1985, 1994). Besides, owing to

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Zhelev Z. et al. SOME PRELIMINARY RESULTS ...

the well known ambiguity and instability of the solution of these problems, the application of different methods for their solution is very encouraging and perspective, even necessary, for the achievement of more real results.

Gravimetric and topographic data

On the basis of some suitable topographic and gravimetric observations, the corresponding maps are prepared. Fig. 1 shows the resulting terrain model. The respective refined Bouguer anomaly is given on Fig. 2.



Fig. 1. Topographic model of the studied region. Contour interval 0.4 m, co-ordinates in meters



Fig. 2. Refined Bouger anomaly observed. Contour interval 20 mGal, coordinates in meters

Mathematical formulation of the problem

The solution of the given problem by the above mentioned method (Zidarov, 1965, 1968, 1990) reduces mainly to the solution of the following non linear system of equations f(x) = y, where $x(x_1, x_2, ..., x_n)$ is the vector of the unknown parameters (co-ordinates - ξ_k , η_k , ζ_k and masses m_k , k = 1, ..., n/4 of the point sources (PS)), which must be determined

$$f_{i}(x) = \sum_{k=0}^{n/2} \frac{\gamma m_{k}(z_{i} - \zeta_{k})}{R_{ik}^{\alpha/2}}, \quad R_{ik}^{\alpha} = (X_{i} - \zeta_{k})^{\alpha} + (Y_{i} - \eta_{k})^{\alpha} + (Z_{i} - \zeta_{k})^{\alpha}$$

For the representation of the trend of the field, when necessary, a part a + bX + cY + ... (X and Y are the coordinates of the observational points) of a polynomial is used, whose coefficients - *a*, *b*, *c*, ... are determined in the process of optimisation, together with the rest of the unknowns (Zhelev, 1991, 1994). Alternatively, more PS can be included in the model for this purpose (Zhelev, 1991, 1994). Their parameters can be specified in the same way. Usually, in order to represent the trend, they must lie significantly deeper than the trend before further interpretation, but this is not always possible with the needed precision. Even so it must be tried, because in all cases, this can considerably ease the optimisation in the next step (Zhelev, 1991, 1994).

Numerical results

As was already mentioned, the above described gravity anomaly was treated with this method (Zidarov, 1965, 1968, 1990). An appropriate Computer Program on FORTRAN 77, worked out by Zh. Zhelev (1970, 1972, 1974, 1991, 1994), was applied for this purpose. The Bouguer gravity was used obtained on the basis of the surface registrations. The observed anomaly and the corresponding trend were represented with 10 PS and the linear part of a polynomial. The optimisation was carried out after the Marquardt (1963) method.

A part of the results obtained - the parameters of the elementary sources - *X*, *y* and *Z* co-ordinates and the masses, respectively - ξ_{k} , η_{k} , ζ_{k} , m_{k} and some quantities connected with the corresponding errors in the solution are presented in the Table. Besides, the following parameters are listed there for convenience:

- the functional

on the basis of the vector of the observations $y^* (y_1, y_2, ..., y_N)$, while $f^* (f_1, f_2, ..., f_N)$ is a vector of non linear functions (the symbol * means transposition). In this case the functions f_i , i = 1, ..., N, can be defined by the analytical expression for the gravity effect ($\gamma = 66.7 \cdot 10^{-12} m^3 kg^{-1} s^{-2}$ is the gravity constant) of a set of n/4 ES in N points of observation with coordinates - X_i , Y_i , Z_i , i = 1, ..., N, located over the Earth's surface.

$$F(x) = \sum_{i=\square}^{N} [y_i - f_i(x)]^{\square},$$

- the corresponding mean square deviation (MSD)

$$\sigma_{v} = \left[F(x)/(N - n - m)\right]^{\square},$$

- the gradient of the functional

$$G(x) = \left\{ \sum_{k=0}^{n} \left[\frac{\partial F(x)}{\partial x_{k}} \right]^{-1} \right\}^{-1},$$

- the coefficient of non-representativeness (Zhelev, 1970, 1972, 1974)

$$K_{v} = \Box \Box \left(\frac{F}{E} \right) \Box \Box \quad o_{o}, \quad E = \sum y_{i}^{\Box} \quad .$$

at the point of the minimum, etc.

Besides, some of the results are also presented on suitable illustrations - figures 3, 4 and 5.

On Fig. 3, the field of the obtained model is given.

On Figs. 4 and 5, the residuals (the difference between the observations and the models field) and the obtained solution are represented, respectively. The locations of the point sources of the solution are shown with small circles (the number in them corresponds to the number placed in the k-th column of the table). Besides, the plan view of the above mentioned (Alcala de Ebro) village and river can be also seen on the last picture.

Table.

Solution of the Inverse Gravity Problem with a system of elementary sources – ten point sources and a linear trend represent the local field of the "Zaragoza" gravity anomaly (see Fig.3 and Fig. 4)

F	G	K _ν [%]	k	$\xi_k[m]$	$\eta_k \left[m ight]$	$\eta_{k}\left[m ight]$	M _k [kg / 1.5.10 ²]
.44 . 10 ⁸ .95 . 10 ⁷ 69.42		1	1144.00	1135.00	-100.00	3142100.00	
			2	998.00	1247.00	-113.00	-712610.00
			3	1140.00	1190.00	-47.00	-760670.00
			4	975.00	1247.00	-113.00	716560.00
Initia	l approvimat	ione	5	1018.00	1230.00	-193.00	1076.00
111110	αρριολιτιαι	10115.	6	1143.00	1139.00	-98.00	-7058400.00
			7	999.00	1216.00	-92.00	-79908.00
			8	1142.00	1142.00	-103.00	3252300.00
			9	1138.00	1170.00	53.00	1596100.00
			10	975.00	1150.00	185.00	6200.00
Paramet	ters of the trend	l (a h s) ·		-760.95	0.31235	-0.11306	
.31.10	⁵ .19 . 10	4 1.83	1	1121.88	1154.81	-103.96	3481775.70
			2	1008.84	1241.82	-160.47	-841375.96
	Solution :		3	1104.99	1193.27	-3.27	-950360.35
	Solution .		4	1007.76	1242.57	-160.06	749872.44
N = 2	294,n = 56 , r	n = 3 ;	5	1015.47	1236.61	-167.90	78477.41
σ=	1 70 mgal		6	1118.65	1158.25	101.72	7925777.70
	1.70 mgui .		7	826.67	1236.68	-115.43	-13964.10
				1116.28	1160.94	-103.99	3603840.50
		9	1111.55	1169.22	-55.71	1660897.50	
		10	920.39	1166.57	-162.02	-6500.05	
Parameters of the trend (a.b.s) :			11	-915.45	0.44429	-26.59	
Corresp	Corresponding confidence inter-		1	1.9021	1.8905	2.0947	10515.7964
vals : δ	vals : $\delta \mathbf{x}_k = \pm \sigma_k \mathbf{t}_{(N-n-m),\alpha}$,		2	2.5464	2.2446	2.8014	8742.8855
$\sigma_k = \sigma_v W_k$, W_k = [a_{kk}] ^{1/2} ;		3	4.6226	5.2497	6.6286	10568.4704	
$\sigma_v = 1.70 \text{ mgal}$,		4	2.5660	2.2631	2.8502	8743.4649	
$(t_{235,0.05} = 1.971)$ $t_{235,0.01} = 2.599),$ $a_{14}, k=1, n+m$ are the diagonal			5	2.4302	2.1500	2.2149	0700.5650
			6	1.9665	1.9318	1.4380	10517.2819
elements of the inverse of the matrix of the correspond-		7	7.0833	4.3218	10.4795	3010.1955	
		8	2.1670	2.1333	2.2261	10515.5263	
ing normal system of equations at the point of the minimum arranged conse-		9	3.2066	3.5799	2.3627	10576.2924	
quently by rows :			10	2.3498	2.0457	4.7407	1048.7404
Parameters of the trend (a.h.s.)				32.6195	.0224	.0269	

Obviously, to obtain the masses in kilograms, the given quantities in the table must be multiplied by $1.5 \ 10^2$. For example: spheres with 0.360 gr/sm³ density (i.e. - one approximately real density contrast) and 5 m radius, have a mass about $1.884 \cdot 10^5$ kg, t.e. more or less of the same order, as the masses of the main PS of the obtained solution.

The real x and y co-ordinates - ξ_k and \underline{n}_k respectively (in meters) can be obtained on the base of the following relations:

 $\xi_k = \xi_k + \ {}_{649\ 000\ [m]} \ , \ \underline{\eta}_k = \ \eta_k + \ {}_{4\ 629\ 000\ [m]} \, .$



Fig.3. The model's .field. Contour interval 50 mGal, coordinates in meters



Fig. 4. The residuals. Contour interval 0.4 mGal, coordinates in meters



Fig. 5. The obtained solution - the locations of the respective point sources are shown with small circles (the number in them corresponds to the number placed in the k-th column of the table). Besides, the plan view of the above mentioned (Alcala de Ebro) village and river can be also seen on this picture

Taking into account that the polynomial of first degree, represents mainly the trend of the field in this region, the obtained PS confirm more or less the structural model, obtained by (Camacho et al., 1991, 2001) several years ago. As can be easily seen from the table and Fig. 3, the main anomalous masses (about 90 % of them), probably related with the main collapses in this region, are concentrated in tow groups in the north and north-east parts of the studied area, approximately at the depth - 30 - 60 m. One of the PS is in the west part of the region, approximately at a depth of about 60 m, probably connected with some other peculiarities of this location. However the present investigation gives also something new - here (on the basis of the obtained results see the Table and Fig. 5) it may be suggested, that probably some of the terrain collapses in this region are connected with deeper inclined (strongly shifted in depth) carstic cavities, filled with water or sediments.

On the figures, some other details are also given for convenience.

The values of the functional, the corresponding MSD and the coefficient of non-representativeness (see the Table) show that a satisfactory solution is found, and the model fits the observations comparatively well. The corresponding gradient points out that the optimum of the functional has been approximately achieved. Moreover, the coefficient of non-representativeness shows that part (in percentage) of the observations, which is not presented by the model used.

The corresponding MSD is about 10.81 *mgal*, i.e. it is approximately of the order of the observational error, which is more or less in agreement with the theory (Zhelev, 1991, 1994; Draper et al., 1986; Tihonov, 1965; Wiggins, 1972).

As a matter of fact, the obtained MSD for the whole observational region is a little larger than the corresponding

mean square observational error. This is mainly connected with the comparatively large residuals (systematic part) in the whole observational area (see Fig. 4), related mainly with some details, which are not entirely presented with this model. Obviously in the future some more complicated model must be used for this purpose, on the basis of course of some new, more detailed and precise observations, with an improved method.

Stability and errors in the solution

As is known (Draper et al., 1986), the problem concerning the exact evaluation of the errors in the solution in the non-linear case is not satisfactorily solved yet. But as in the close vicinity of the minimum, a linear representation is usually acceptable, the well-known formalism concerning statistical estimations of linear systems (Draper et al., 1986) can be used in this and similar cases to study the stability of the solution. An approximation of the corresponding confidence intervals δx_k of the unknowns can be obtained by the following expression (Draper et.al., 1986) where a_{kk} , k = 1, ..., n are the diagonal elements of the inverse matrix of the respective normal system of equations, and $t_{(N-n-m),\alpha}$ is the corresponding t score for the respective degrees of freedom (N-n-m) (m - the number of the trend parameters) and level of certainty α . Thus, we can have an approximate idea about the confidence intervals, suggesting an almost linear connection between the unknowns and the observations at the point of the minimum and its surroundings.

 $\delta x_{k} = \pm \sigma_{k} t_{(N-n-m),\alpha}, \sigma_{k} = \sigma_{v} \omega_{k}, \omega_{k} = \left[a_{kk}\right]^{\square},$

As can be easily seen from the table, almost all the PS and the trend are comparatively well determined - the
corresponding errors in the solution are within acceptable limits.

Naturally, when this method is used, the question how to determine the optimal number of model parameters is essential. Although the optimization method used automatically eliminates the extra parameters of the model, in order to ease the optimization process however, the following additional method (Zhelev, 1991, 1994) can be employed for this purpose.

The problem can be solved for different numbers of elementary sources. The number n at which the corresponding MSD has a minimum, had to be chosen as an optimal one. It is not difficult to show, that if the number of the observations is large enough, there is a number of the ES at which this criterion has a minimum and this optimum coincides with the real number of the parameters of the source - the respective proof can be seen in (Zhelev, 1991, 1994). Obviously, the minimum value of the MSD thus obtained, must be approximately equal (or a little less) to (than) the corresponding mean square error in the observations, as it is its unbiased estimate (if a good representation is achieved) (see Zhelev, 1991, 1994). Thus, instead of searching for the minimum, we can look for that n for which the corresponding MSD coincides with (or is a little less than) the respective mean square error in the observations, when it is known of course (Zhelev, 1991, 1994).

Conclusion

It may be said in conclusion, that some new results are obtained here, by a different (mathematically well-grounded) method, which confirm the structural model obtained in previous works and gives with greater certainty and precision a more detailed idea about the distribution of the anomalous masses in depth in this region. More specially, here it is suggested, that some of the terrain collapses are probably connected with some deeper carstic cavities, supposed to exist in this region. On the basis of all this and the proven in practice possibilities of the method used here (Zidarov, 1965, 1968, 1990; Bochev et al., 1974; Zidarov et al., 1970; Zhelev, 1970, 1972, 1974, 1985, 1991, 1992, 1994, 1996; Zhelev et al., 1985; 1996), we can hope that now we already have one more precise and real idea about the underground structure in this region.

It must be added at the end, that all these results are obtained only on the basis of gravity observations and topographic information - without including other geophysical data. In spite of all this, the obtained results seem to be quite in agreement with the preliminary suggestions on the basis of some other information - carstic cavities filled with water or sediments supposed to be at different depths and the terrain collapses that have taken place in the last years in this region (Alcala de Ebro village - Zaragoza, Spain). Indeed, better results may be expected on the basis of some new, more detailed and precise observations, by an updated method. Of course, additional improvements can be expected also, including some magnetic observations in this study.

References

- Àrnoso, J., 1996. Modelizacion y evaluacion de efectos indirectos sobre las mareas terrestres en elarea de las Islas Canarias. *Ph. D. Thesis, Univ. Complutense* of *Madrid, Spain.*
- Bochev, A. and H. Georgiev, 1974. Solution of Inverse Gravity Problem in the Case of Point Sources by Using Least Squares and Linear Restrictions. *Rev. Ital. Geoph.* 23, 3/4, 167-172.
- Camacho, A. G., R. D. Vieira, 1991. Gravimetric Study of Lanzarote Island., *Tire a part des Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie*, **4**, p. 339 -351.
- Camacho, A.G., R. V. Vieira, F. G. Montesinos, J. Arnoso, 1992. Investigaciones gravimetricas sobre la estructura de la corteza volcanica en la isla de Lanzarote. in: International conference on Cartography-Geodesy, Maracaibo (Venezuela) II, pp. 364-372. eds: Sevilla, M.J., Henneberg, H. & Vieira, R, I.A.G. (CSIC-UCM) Madrid.
- Camacho, A.G., R. D. Vieira, F. G. Montesinos, y V. CuellarJ., 1994. A gravimetric 3D inversion for cavity detection, *Geophysical Prospecting* 42, 113-130.
- Camacho, A.G., F. G. Montesinos, R. D. Vieira, J. L. Valbiena and A. Alcazar, 1995. Estudio gravimetrico de anomalias del subsuelo en el area urbana de Alcala de Ebro (Zaragoza), *Instituto de Astronomia y Geodesia, C.S.I.C. -U.C.M., Madrid*.
- Camacho, A.G., F. G. Montesinos, & R. D. Vieira, 1997. A three-dimentional gravity inversion applied to S. Miguel island (Azores). *J.geophys. Res.*, **102**, 7717-7730.
- Camacho, A.G., F. G. Montesinos, R. D. Vieira, 2000. Graviy inversion by means of growing bodies. *Geohysics*, **65**, 95-101.
- Camacho, A.G., F. G. Montesinos, R. D. Vieira, and J. Arnoso, 2001. Modelling of Crustal Anomalies of Lanzarote (Canary Islands) in Light of Gravity Data, *Geophysical Journal International*, **147**, 2, 403 - 414.
- Camacho, A.G., F. G. Montesinos, R. D. Vieira, 2002. A 3-D gravity inversion tool based on exploration of model possibilities. *Computer & Geosciences, vol.* 28, 2, 191-204.
- Draper, N. R. and H. Smith, 1986. Applied Regression Analysis. John Wiley and Sons, Inc. New York, London, Sydney.
- Marquardt, D. W., 1963. An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. J. Soc. Ind. App. Math., **12**, 431-441.
- Zidarov, D. P., 1965. Solution of Some Inverse Problems of Applied Geophysics. *Geophysical Prospecting*, **13**, 2, 240 – 246.
- Zidarov, D. P., 1968. On the Solution of Some Inverse Problems of the Potential Fields and its Application in the Exploration Geophysics. B A S, Sofia.
- Zidarov, D. P., 1990. Inverse Gravimetric Problem in Geoprospecting and Geodesy. Elsevier, Amsterdam -Oxford - New York - Tokyo.
- Zidarov, D. P. and Zh. P. Zhelev, 1970. On Obtaining a Family of Bodies with Identical External Fields - Method of Bugling. *Geoph. Prop.* **18**, *1*, 13 - 33.

- Zhelev, Zh. P., 1970. Application of the Poincare's Method of Balayllage for Solution of the Inverse Potential Field Problems. M. Sc. thesis, Geophys. In st. of the BAS, Sofia.
- Zhelev, Zh. P., 1972. A Numerical Solution of the Inverse Gravimetric Problem with Application of the Method of Partial Balayllage. *Inv. Geoph. Inst.*, **18**, 143 - 156.
- Zhelev, Zh. P., 1974. Some Numerical Results of the Inverse Gravity Problem Solution with a Finite Number of Elementary Sources. *Compt. rend. Acad. bulg. Sci.* 27, 6, 771 - 794.
- Zhelev, Zh., H.M. Georgiev, 1985. Some Preliminary Results of the Representation of the Earth's Gravity Field as a Model of Elementary Sources. *Compt. rend. Acad. bulg. Sci.*, **38**, 3, 315-317.
- Zhelev, Zh. P., 1991. Some Results from the Representation of the World Gravity Anomalies with Elementary Sources. Proceedings of the 9-th Mathematical Geophysics Int. Seminar on Model Optimization in Geophysics, Vol. 5, (Ed. A. Vogel), Vieweg Braunschweig - Wiesbaden, Berlin, p. 151 - 170.
- Zhelev, Zh. P., 1992. On the Precision of the Method of Grids and The Partial Balayllage (Sweeping out), *Bulgarian Geophysical Journal, v.* **18**, 3, p. 43 - 51.

- Zhelev, Zh. P., 1994. Representation of the World Gravity Anomalies Sources with a Final Number of Point Masses. *Bulgarian Geophysical Journal*, **20**, 2, p. 57 - 67.
- Zhelev, Zh. P., T. Petrova, R. Vieira, A. Camacho, F. Gonzalez, 1996. Some Results from the Interpretation of the Lozoyuela Gravity Anomaly with Elementary Sources, *Bulgarian Geophysical Journal*, 22, 3, p. 51 - 62.
- Sevilla, M., R. Parra, 1975. Levantamiento gravimetrico de Lanzarote. *Rev. R. Ac. CC. Exactas, Fisicas y Naturales,* 69, p. 257-284.
- Tihonov, A. N., 1965. On the Stability of the Algorithms for the Solution of the Degenerated Linear Systems of Algebraic Equations. *J. of Num. Math. and Math. physics*, **5**, 718.
- Vieira, R., M. Van Ruymbeke, J. Fernandez, J. Arnoso, C. Toro, C., 1991. The Lanzarote underground Laboratory. *Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie.* **4**, 71-86.
- Wiggins, R., 1972. The General Linear Inverse Problem: Implication of Surface Waves and Free Oscillations on the Earth Structure. *Rev. Geophys. Spac. Phys.*, **10**, 251-285.

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ

ОСНОВНИ ПОДХОДИ ПРИ АНАЛИЗА НА ДИСТАНЦИОННИ ДАННИ ЗА РАСТИТЕЛНАТА ПОКРИВКА

Р. Кънчева

Централна лаборатория по слънчево земни въздействия, БАН, 1113 София, България, e-mail: rkanchevastil@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Изхождайки от особеностите на растителността като биосистема и като обект на дистанционните изследвания, се излагат основните подходи за анализ на получаваните спектрометрични данни, обосновава се задължителния им характер.

MAIN APPROACHES FOR VEGETATION REMOTELY SENSED DATA ANALYSIS

R. Kancheva

Solar-Terrestrial Influence Laboratory, BAS, 1113 Sofia, Bulgaria, e-mail: rkanchevastil@abv.bg

ABSTRACT. On the ground of the vegetation peculiarities as a biological system and as a subject of remote sensing studies, the main approaches for spectral data analysis are discussed and their compulsory character is reasoned.

Интересът към количествено описание на процесите на взаимодействие между растителните организми и заобикалящата ги среда, както и изключителното разнообразие в поведението на фитоценозите при взаимодействието им с условията на средата, предопределят значението на разработки, свързани с математическото моделиране. В особена степен това се отнася до изследвания, касаещи селското стопанство. Решаването на задачата е затруднено от видовото различие на агросистемите, от многофакторния процес, какъвто е развитието им, и практическата невъзможност за описание на всички механизми, водещи до изменение с времето на различни биопараметри, които представляват диагностични показатели за състоянието на фитоценозите и подлежат на количествено определяне.

На дистанционните методи е присъщ емпиричен подход, използващ спектрално-енергетичните характеристики на системата "почва-растителност" като индикатор за нейното състояние и влиянието на различни природни и антропогенни въздействия. Експерименталният характер на изследванията, големият обем от разнородни данни, разнообразието на растителните обекти и динамичната им природа, както и редица други фактори, влияещи върху получаваните данни и установяваните връзки, налагат използването на някои основни подходи при анализа на експерименталния материал, върху които ще се спрем накратко, обосновавайки тяхната необходимост.

Като се има предвид, че в повечето случаи обработката на дистанционни данни за растителната покривка цели спектрално-биофизичното моделиране на изследваните обекти и практическото приложение на тези модели за оценка на състоянието и прогнозиране на развитието на фитоценозите, не само подходящ, но и наложителен е *статистическият подход*, поради следните причини: ► Процесите на взаимодействие на слънчевата радиация със системата "почва-растителност", както и процесите на измерване на радиационните характеристики носят съществено *стохастичен характер*. Същото е свойствено и за биоструктурните параметри на растителната покривка, определящи радиационния й режим. Следователно получаваните данни са случайни величини, което изисква съответния математически подход.

► Спектралните характеристики са *многопараметричен сигнал* и съдържат случайни вариации вследствие влиянието на множество случайно изменящи се фактори. Това често маскира спектралните различия, обусловени от конкретните свойства на обекта, които са предмет на изследването. Статистическият анализ позволява да бъде оценена значимостта на факторите и влиянието им върху спектралната разделимост.

► Изследваните зависимости между признаците на системата "почва-растителност" (радиационни, биофизични, морфологични) имат стохастичен характер и при отсъствие на детерминизъм статистическите методи за обработка позволяват намаляване на *нееднозначността* на резултатите.

► Статистическият анализ на експерименталните данни е необходим, за да се отговори на един важен въпрос, касаещ *статистическото разпределение* на измерваните величини (биофизични параметри, радиационни характеристики). В основата на прилаганите корелационни и регресионни методи лежи хипотезата за нормалност на статистическите разпределения на променливите. Правомерно приложение на апарата на класическата статистика е възможно след проверка на близостта на експерименталните данни до нормалния закон на разпределение.



Фиг.1: а) Спектрални отражателни характеристики на почва (S), растителност (V) и системата "почва-



 От значение е предимството на статистическите методи, че те: • позволяват анализа на многомерни данни;
 получаването на количествени резултати; • разпространяват се върху широк кръг задачи.

► В спектралното пространство от дължини на вълните даден клас (или състояние) се характеризира не с една точка, а с клъстер от точки, който се формира в резултат на случайния характер на отражателните характеристики. В общия случай клъстерите се пресичат (Фиг.1), което е резултат от сходството на спектралните признаци (за дадена дължина на вълната, в даден момент, поради външни фактори, зашумени измервания и пр.).

Наличието на неопределеност, т.е. на области на припокриване на спектралните характеристики, налага използването на *многомерен анализ* както по отношение на едновременната обработка на данните от различни спектрални канали, така и по отношение на времевите изменения на отражателните характеристики (Фиг. 2). Това е и една от причините за използване на спектрални преобразувания, представляващи комбинации от коефициентите на отражение за две или повече дължини на вълните.

Практическото използване на получаваните данни диктува необходимостта от количествено описание на изучава-



б) Спектрални клъстери в 2 - мерно пространство от дължини на вълните растителност (М)

ните величини и взаимовръзки. Поради тази причина принципен подход, който се използва при спектрометричните изследвания на растителната покривка, е *количественият анализ* на данните.

► Това означава, че обработката им цели характеризирането на обекта посредством количествено представяне на интересуващи ни негови параметри. За агроценозите това са предимно биометрични показатели (гъстота, проективно покритие, биомаса, листов индекс и пр.), които дават представа за физиологичното им развитие. Оценката на състоянието на растителните обекти се базира върху зависимостта между спектралните и биофизични характеристики.

▶ Възможност за решаване на задачата дава наличието на адекватни, физично обусловени връзки, като е необходим техен количествен израз. Той се установява чрез съотношения, изведени по експериментални данни, а емпиричната параметризация се осъществява посредством методите на регресионния анализ. Тези методи позволяват по относително несложен начин да се намират най-устойчивите зависимости между корелираните величини.

► Проблемът се свежда до *аналитично описание* на връзката, оценка на значимостта на факторите, адекватността на модела и прогностичната му точност.



Фиг.2: а) Спектрални отражателни характеристики различни фенологични фази: 1 - братене, 2 - изкласяване, 3 - восъчна зрялост



 б) Фазови траектории на развитието на на зимна пшеница в на пшеница (_____) и люцерна (- - -) в
 2 - мерно спектрално пространство

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

При изследването на растителни системи от изключителна методична важност е *системният подход*. Той означава, че трябва да бъдат определени: • съдържанието на понятието "система", • основните структурни характеристики на системата; • вида и количественото измерение на вътрешните взаимовръзки, • да се прилага функционално-структурен анализ, разкриващ законо-мерностите на динамиката на системата под влиянието на различни фактори. Тези изисквания са твърде съществени поради сложността на фитоценозите като обект на спектрометричните изследвания и динамичния характер на установяваните зависимости. Ще разгледаме накратко съдържанието им.

➤ Агросистемите като природен комплекс включват освен компонентите почва и растителност, така и агротехническите и териториално-климатичните условия. Ако последните не са предмет на изследванията, те се явяват ограничително условие. Тогава под *системата* "почва-растителност" ще се имат предвид двете й съставни – растителна и почвена покривка. Трябва да се отчита и обстоятелството, че самата растителност също представлява система (стъбла, листа, репродуктивни органи), отличаваща се за всеки подклас със своите структурно-морфологични характеристики, количествени израз и взаимовръзки, спецификата на развитие. Оттук произтича друго ограничително условие, а именно, че резултатите от изследванията се отнасят до определена агросистема (култура, почвен тип, условия на отглеждане).

➤ Следващото изискване на системния подход третираме като необходимост от два аспекта на изследването на растителната покривка: • изучаване на вътрешната й структура, връзките и процесите на развитие (вътрешен аспект); • анализ на връзките на растителността с цялата система (външен аспект). Тъй като е невъзможно да бъдат обхванати всички присъщи на системата "почва-растителност" връзки и не всички параметри, характеризиращи системата, са необходими за решаване на конкретната задача или пък достъпни за определяне чрез използваните методи, подбираме тези връзки и показатели, които имат: → най-непосредствено отношение към целта на изследването, → най-тясна връзка с независимите променливи в модела, → ком-плексен (обобщаващ) характер, → достъпност, простота и точност на измерване.

▶ При изследване на сложна система, каквато е почвено-растителната покривка, отличаваща се с множество описващи я параметри, структурата й може да бъде отразена при помощта на няколко модела. Приемаме, че състоянието на растителността може да бъде описано чрез крайна съвкупност от характеризираши я биометрични показатели, чието количествено определяне се осъществява чрез методите на статистическото моделиране с използване на спектрометрични данни. Такива показатели са редица екстензивни параметри (височина, биомаса, проективно покритие). Изборът им е определен от горните изисквания: непосредственото отношение към целта на изследването - по тях може да се съди за състоянието на посева, тясната връзка със спектралните променливи (използвани като входни величини в регресионните модели), комплексния характер - доколкото са взаимосвързани и представляват показатели за състоянието на растенията и процесите на формиране на добива.

Изследвания, свързани със структурата, са първа крачка при системния анализ, но тя не е достатъчна, тъй като не обхваща взаимосвързаността на елементите в системата и системообразуващите връзки, които се проявяват във взаимодействието на компонентите (растителност, почвена покривка, антропогенни въздействия, климатични условия). Подборът на необходимите при дадено изследване *връзки* и тяхната систематизация са не по-малко важни от описание на структурните характеристики. В задачите на растителния мониторинг могат да се отделят групи връзки: → Зависимости между отделните биоструктурни

връзки: — Зависимости между отделните биоструктурни характеристики на растителната покривка. Почвеният тип и свойства не са променливи в моделите, а се явяват ограничително условие. Установяването на статистически зависимости между биометричните параметри е важен аспект, тъй като позволява по спектрални регресионни модели да се определят само някои от тях, а други да се изчисляват посредством вътрешните взаимовръзки. Практическата им ценност е особено висока, когато масовото измерване на някои от тези характеристики (например листов индекс) е трудно изпълнимо. ---- Външния аспект на сис-темните изследвания разглеждаме като описание на връзките между агропоказателите и приложените антропогенни въздействия. От тук следва възможността за дистанционна оценка на външни влияния върху състоянието на растенията. — Агросистемата е комплекс, в който състоянието на компонентите представлява единно цяло. Като цяло я третираме от гледна точка на нейната продуктивност и моделираме зависимостите между добива, биопараметрите и антропогенните въздействия.

Характерно свойство на растителната система е нейната динамичност, т.е. способността да изменя своето състоянието във времето. Функционирането на системата (вегетационно развитие) води до промяна на състоянието й (фенологична фаза) и съответно до изменение на характеризиращите я показатели. Известно време системата се намира в новото си състояние и отново натрупва количествени и качествени изменения, водещи до прехода й в ново състояние. Същото се отнася и за разгледаните връзки, които не са фиксирани, а се изменят при дадено състояние (фенофаза) на системата. Оттук следва изключителната важност на функционалния подход, означаващ моделиране на измененията в състоянието на системата "почварастителност". Още повече, че с изследване на функционирането е тясно свързан въпросът за нейното управление (например предприемането на мерки при установени аномални състояния).

► Процесът на развитие може да бъде разделен на времеви интервали с присъща структура (биометрични характеристики) и режим на функциониране (вътрешни взаимовръзки). Естествени прагове за дискретизация са фенологичните фази в течение на вегетационния цикъл. Така представяме динамиката на системата като взаимосвързана последователност от нейните състояния, описвани със съвкупност от водещи или обобщени признаци, които достатъчно добре (пълно) отразяват ръста и развитието.

► Моделирането на системните процеси изисква изисква използване на входни променливи, свързани с физиологичната динамика на растенията и обуславящите я климатични параметри. Това обаче е затруднено от броя, случайния характер и съвместното действие на влияещите фактори. Затова, от гледна точка на функционално-структурния анализ, особен интерес представляват изследвания в различни етапи от развитието на агрофитоценозите и установяването за отделните фенофази на зависимости между спектралните характеристики, биофизичните пара-

Кънчева Р. ОСНОВНИ ПОДХОДИ ПРИ...

метри, антропогенните влияния, добива. Изучаването на *режима на функциониране* е в смисъл на проследяване на изменението във времето на биофизичните и радиометрични характеристики и установяване на съотношения, описващи взаимовръзките между елементите на системата (биопараметри, продуктивност, антропогенни въздействия) в различни моменти на развитие (фенологични фази). По такъв начин всеки етап от развитието на системата описваме с модел, количествено характеризиращ структурата и режима й на функциониране, като целият процес се отразява във вид на последователна система от модели на нейното състояние.

▶ Изменението на състоянието става под влиянието на комплекс от фактори и условия, обуславящи функционирането на системата. Факторите са вътрешни (локални – почвени свойства, антропогенни въздействия) и външни (глобални - климатични условия). Затова важен аспект на функционалния подход са изследвания за влиянието на различните условия на отглеждане (почва, наторяване, напояване, замърсяване) върху развитието и продуктивността на агросистемите. По отношение на динамиката на спектралните отражателни характеристики фактори са почвеният тип, биометричните параметри, фенологичната фаза, видът и количеството на антропогенните въздействия. Значимостта на факторите се оценява с помощта на дисперсионен анализ, взаимодействието помежду им посредством корелационен анализ, а влиянието им върху системата се определя количествено чрез регресионен анализ.

Като закономерен подход при дистанционните изследвания на растителната покривка следва **математическото моделиране**. То е ефективен метод за изясняване на вътрешните закономерности, характерни за сложните динамични системи, каквато е системата "почва-растителност". Математическото моделиране представлява аналитично описание на изследваните обекти и явления с помощта на определен клас уравнения.

► Цялостното имитиране на сложна система е практически невъзможно и обикновено е изпълнимо моделирането на някои страни на системата. В случая е важно моделът да описва → главните свойства (биоструктурни параметри) на системата и да възпроизвежда → вида на външните и вътрешносистемни връзки, при това в количествена форма.

► Такъв подход на математическото моделиране се състои в намиране на прости зависимости, описващи отделни аспекти на изучаваната система. Предимството му е, че се опира на емпиричен материал и води до решаването на конкретни задачи. Моделът е предварително ограничен от задачата и най-често е справедлив и приложим за дадени условия (агросистема, фенофаза).

► Предназначение на математическото описание на системата "почва-растителност" е да се: → оцени състоянието й на даден етап от развитието, → определи влиянието на различни въздействия, → оъсществи прогнозиране на протичащите процеси (ръст, добив).

Отделна работа ще бъде посветена на изискванията, задачите и решаването им при спектрално-биофизичното моделиране на растителната покривка.

Работата е финансирана по договор Б1306/03 с НСНИ-МОН.

Литература

- Витенберг И. 1986. Статистическое моделирование динамических систем средствами ABT. Машиностроение, М., 200.
- Зайцев Г. Н. 1984. Математическая статистика в экспериментальной ботанике. Наука, М., 424.
- Кънчева Р. 1999. Оценка на състоянието на системата почва-растителност чрез използване на спектрометрични данни. Докторски труд, София, 144.
- Лидански Т. 1988. Статистически методи в биологията и в селското стопнство. Земиздат, С., 376.
- Свейн Ф. и Ш.Дейвис. 1983. Дистанционное зондирование: количественный подход. Недра, М., 415.

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 279-282

ОПТИМИЗАЦИОНЕН АНАЛИЗ НА ЦИФРОВАТА РЕГИСТРАЦИЯ НА ПАРАМЕТРИТЕ НА ГЕОМАГНИТНОТО ПОЛЕ

Г. Мардиросян

Институт за космически изследвания, БАН, 1000 София

РЕЗЮМЕ. Статията представя резултатите от експериментите с разработения оригинален патентован метод за автоматична цифрова регистрация в реално време на елементите на земното магнитно поле - деклинацията *D*, хоризонталния интензитет *H*, вертикалния интензитет *Z* и тоталния вектор *F*. Направена е дискусия на експерименталните резултати от съпоставянето на аналоговата фоторегистрация с цифровите записи и е направен оптимизационен анализ по отношение на динамичен диапазон, разделителна способност по амплитуда, разделителна способност по време, брой регистрирани компоненти, възможност за ефективно съпоставяне на резултатите и др. На базата на направения оптимизационен анализ са дефинирани основните технико-експлоатационни характеристики на крайния вариант на апаратурния комплекс за цифрова регистрация на елементите на геомагнитното поле. Уточнени са алгоритмите за измерване, първичната обработка на данните и регистрацията на информацията. Целта на разработката е оформяне на окончателния вариант на техническото задание за разработване на апаратурния комплекс.

OPTIMIZATION ANALYSIS OF THE DIGITAL REGISTRATION OF GEOMAGNETIC FIELD PARAMETERS

G. Mardirosian

Institute for space investigations, BAS, 1000 Sofia

ABSTRACT. The paper presents the results from the experiments performed using a developed original proprietary method for automatic on-line digital registration of earth electro-magnetic field components – declination D, horizontal intensity H, vertical intensity Z, and total vector F. The experimental results from juxtaposing analogue photo-registration and digital records are discussed, and optimization analysis is performed with respect to amplitude and time resolution, dynamic range, number of registered components, possibility to effectively juxtapose the results and more. Based on the performed optimization analysis, the major technical-operational characteristics of the ultimate version of the equipment complex for digital registration of geomagnetic field components are defined. The measurement algorithms, primary data processing, and information registration are specified. The objective of the contribution is to finalize the technical mission for development of the equipment complex.

Метод и реализация

Проблемите на аналоговата магнитологична фото-регистрация са показани в [1,2]. В [2] е представен оригиналния и патентован [3] метод за автоматична цифрова регистрация на четирите основни параметъра на геомагнитното поле – деклинацията *D*, хоризонталния интензитет *H*, вертикалния интензитет *Z* и тоталния вектор *F*. Методът се състои в използване на част от светлинните бликове, чрез които се осъществява аналоговата фоторегистрация, за получаване на цифров електрически сигнал, съответстващ на тази регистрация. За целта се използват специални фотодиодни линийки, монтирани на диафрагмата на фоторегистратора така, че върху тях да попада неизползваната част от светлинните бликове, осъществяващи аналоговия фотозапис.

Резултати от лабораторните експерименти и анализи

Направените лабораторни експерименти и тестване на отделни възли от апаратурата за цифрова регистрация на параметрите на геомагнитното поле показаха някои проблеми, дължащи се както на неточности в първоначалното техническо задание, така и на липсата на някои оптикоелектронни елементи и невъзможността за прилагане на модерни технологии, следствие на финансови ограничения. Тук се представят резултатите от лабораторните експерименти на някои апаратни възли и резултатите от оптимизационния анализ на основните технико-експлоатационните характеристики (някои от които са напълно противоречиви) с цел изработване на окончателния вариант на техническо задание за реализация на апаратурата.

Оптимизационен анализ

Оптимизационният анализ има за обект основните технико-експлоатационни характеристики на апаратурата за автоматична цифрова регистрация на основните параметри на геомагнитното поле. Тези характеристики са:

- а) Амплитуден (динамичен) диапазон А
- б) Разделителна способност по амплитуда r_А
- в) Разделителна способност по време rt
- r) Брой на цифрово регистрираните компоненти

д) Възможност за максимална достоверност при съпоставянето с многогодишната аналогова регистрация Трябва да се решат по-ефективно и някои допълнителни въпроси като: необходимо ли е да се регистрират и базисните стойности, някои технически и технологични въпроси на управлението на фотодиодните линийки, мултиплексирането и др.

Амплитуден (динамичен) диапазон

Както при измерването и регистрацията на всички физични и геофизични величини, така и за параметрите на геомагнитното поле динамичният (амплитудният) диапазон *A* се определя като разлика между максималния *A*_{max} и минималния *A*_{min} размах на измерваната величина:

$A = A_{\max} - A_{\min}$

Общата ширина на фоторегистрационната хартия при аналоговата регистрация е 200 mm. При спокойна геомагнитна обстановка в регистрационното поле са разположени записите на четирите компоненти D, H, F и Z. и трите бази D_0 , H_0 и F_0Z_0 . Заедно с тях се регистрира и температурата T (фиг. 1). При автоматичното цифроване не е необходимо да се регистрира температурата, тъй като тя се измерва и вкарва в реално време в компютъра заедно с други геофизични и климатологична параметри (влажност и микросеизмични колебания) [2].



Фиг. 1. Аналогова фоторегистрация на спокойно геомагнитно поле

В зависимост от разположението си понастоящем върху регистрационното поле (фиг. 1), отделните компоненти могат да се регистрират с максимални амплитуди върху фотохартията (т.е. да се осъществи запис преди основният светлинен блик да я напусне) приблизително както следва:

D	+ 65 mm и – 135 mm
Н	+ 130 mm и – 70 mm
F	+ 180 mm и — 20 mm
Ζ	+ 180 mm и — 20 mm

Ако приемем, че по време на геомагнитна буря стойностите на отделните компоненти нарастват средно с 300– 500 nT, то поради факта, че 1 nT съответства на 0,5 mm от аналоговия запис следва, че амплитудите върху регистрограмата могат да достигат до 150–250 mm. Освен, че напускат регистрационното поле, трасетата се пресичат, което затруднява много интерпретацията на записите (фиг. 2).

Динамичният диапазон на регистрацията може да се увеличи с намаляване на разстоянието от огледалцата на сенсорите (2 от фиг. 3) до фотодиодната линийка, т.е. намаляване на оптическото рамо *L*. Но това ще доведе до намаляване на разделителната способност по амплитуда *r*_A. Експериментите с използване на полупрозрачна призма, (6 от фиг. 3), монтирана на пътя на лъчите осъществяващи фоторегистрацията, и която да отклонява част от тях към фотодиодна линийка, показаха нецелесъобразността си в настоящия етап. Основно причина за това е флуктоация на бликовете, паразитни бликове, технологични проблеми за монтирането на отклонителната система и др.



Фиг. 2. Аналогова фоторегистрация на геомагнитна буря



Фиг. 3. Оптична схема на част от апаратурния комплекс

Разделителна способност по амплитуда

Изхождайки от геометричните и оптични характеристики на фоторегистратора, от качествата на използваната фоторегистрационна хартия и технологията на фотообработката, както и от възможностите на човешкото око, е определена разделителната способност при обработката и интерпретацията на аналоговата фоторегистрация на геофизични параметри (напр. сеизмологична фоторегистрация) [2]. Между нея и фоторегистрацията на параметрите на геомагнитното поле няма принципни различия, поради което може да се твърди, че разделителната способност при последната също е от порядъка на r ≈ 0,2-0,3 mm. Тук обаче трябва да се отчете фактът, че при фотообработката на хартиената лента (проявяване, измиване с вода, фиксиране, отново измиване и сушене) няма никаква гаранция, че на нея не настъпват геометрични деформации съизмерими и дори по-големи от посочените по-горе стойности. Напротив. над десетилетният опит на автора с аналоговата сеизмологична фоторегистрация, която (както се каза по-горе) по принцип не се различава от магнитологичната, показва тъкмо обратното.

Вземайки предвид, че 1 mm от аналоговия запис съответства на 2 nT, следва, че разделителната способност по амплитуда е $r_{\rm A} \approx 0.4-0.6$ nT, с уговорката, че вероятно действителните стойности са по-големите (т.е. разделителните способности са по-лоши).

Отчитайки конструктивния факт, че ширината на светлинния блик е $\delta \approx 1 \text{ mm}$ и коментираните стойности на разделителната способност по амплитуда r_A , могат да се предложат 2 варианта за най-съществените за случая геометрични характеристики (фиг. 4) (ширина на активната площ – a, ширина на изолационната площ – d, брой на елементите – n и дължина – I) на специализираната фотодиодна линийка:

I. две еднакви линийки с: a = 1 mm, d = 0,8 mm, n = 64, l = 115,2 mm, като съставната линийка е с обща дължина $l_{\rm T} \approx 230 \text{ mm}$.

II. три линийки: в средата тази от вариант I и от двете й страни линийки с: a = 2 mm, d = 0.8 mm, n = 32, I = 89.6 mm (фиг. 5), при което съставната линийка има обща дължина $I_{\rm T} \approx 296 \text{ mm}$.



Фиг. 4. Геометрични характеристики на елементите на фотодиодната линийка

Размерът d = 0.8 mm следва от презумцията светлинният блик с $\delta \approx 1$ mm винаги да е попаднал върху един или два съседни елемента от фотодиодната линийка.



Фиг. 5. Три специализирани фотодиодни линийки (вариант II)

Чрез така предложената геометрия на фотодиодните линийки при цифроването може да се постигне разделителна способност по амплитуда, както следва:

за амплитуди	0 < <i>A</i> < 100 mm	$r_{\rm A}$ = 0,5 mm = 1 nT
за амплитуди	101 < A < 200 mm	$r_{\rm A} = 1 \rm{mm} = 2 \rm{nT}.$

Анализирана е възможността съставната линийка да има различна разделителна способност по амплитуда *r*_A по дължината си – в средата *a* = 0,5 mm, към краищата постепенно да се увеличава (влошава) и в края да е *a* = 2 mm. Това увеличение може да е или по логаритмична зависимост, или равномерно. В случая поради това, че амплитудите не се увеличават с порядъци, по-целесъобразно е постепенното равномерно увеличаване на *a*. Това може да се направи както само на страничните линийки, така и на цялата съставна линийка от вариант II. Тогава например при:

 $\begin{array}{ll} A = 100 \mbox{ mm} & r_{\rm A} = 0,5 \mbox{ mm} = 1 \mbox{ nT} \\ A = 150 \mbox{ mm} & r_{\rm A} = 0,75 \mbox{ mm} = 1,5 \mbox{ nT} \\ A = 200 \mbox{ mm} & r_{\rm A} = 0,5 \mbox{ mm} = 2 \mbox{ nT}, \end{array}$

т.е. процентното съотношение (1 %) се запазва.

Разделителна способност по време

И тук се изхожда от разделителната способност при анологовата геофизична фоторегистрация. При скорост на движение на барабана с фотолентата (скорост на развивка на записа) v = 20 mm/час, това означава, че разделителната способност по време при аналоговата фоторегистрация е $r_{\rm t} \approx 0.8$ мин или $r_{\rm t} \approx 48$ s.

При цифровата регистрация може да се постигне увеличаване на *r*_t с няколко десетки пъти. Това обаче на този етап не е необходимо, още по-малко при съпоставянето на двата вида регистрация..

Брой на цифрово регистрираните компоненти

По принцип разработеният метод и апаратурата за реализацията му предвиждат цифрова регистрация на четирите основни параметъра на геомагнитното поле – деклинацията D, хоризонталния интензитет H, вертикалния интензитет Z и тоталния вектор F. При така налаганите строги ограничения от технико-експлоатационен и технологичен характер, на първо време може да се реализира автоматична цифрова регистрация само на трите компоненти D, H и Z. При това тоталният вектор F не се регистрира в цифров вид, а да се изчислява на базата на измерените стойности на хоризонталния и вертикалния интензитети H и Z по известната формула:

$$F=\sqrt{H^2+Z^2},$$

като според [1] точността в този случай е ± 2 nT.

При решаването на въпроса да се регистрират ли базисните стойности D_0 , H_0 и Z_0 се има предвид, че на практика те не менят стойностите си. За една година например тяхното изменение е в границите ат 3 до 5 nT [1]. Въпреки това е разработена възможността за тяхната регистрация (вторите двусекундни импулси от фиг. 6).

Съпоставяне с аналоговата регистрация

В Геомагнитна обсерватория "Панагюрище" на Геофизичен институт при Българска академия на науките се прави фоторегистрация на *H*, *D* и *Z* от 1937 г., а от 1971 г. и на тоталния вектор *F* [1]. Както и при всички геофизични регистрации, така и при тези на параметрите на геомагнитното поле, от съществено значение е възможността за съпоставяне на данните от многогодишната им регистрация. Поради това е необходимо, независимо от модернизацията на регистриращата апаратура, да се запазят нейните основни технико-експлоатационни характеристики, а с това и възможността за съпоставка с максимална достоверност на данните от няколкодесетилетните магнитологични измервания. В случая това изискване е изпълнено, тъй като сен-

Мардиросян Г. ОПТИМИЗАЦИОНЕН АНАЛИЗ НА ...

сорите и преобразувателите са същите, а се модернизира само регистриращата част, и то така, че съпоставката да е с исканата максимална достоверност.

Оптичното рамо при аналоговата фоторегистрация е *L* = 200 cm. Тъй като специализираната фотодиодна линийка (3 от фиг. 3) е монтирана не върху фоточувствителния материал, а върху диафрагмата на фоторегистратора (4 от фиг. 3), то оптичното рамо в случая е по-малко: *L*' = 195 cm (фиг. 3). Това не е проблем, тъй като от една страна некоректността от 2,5 % е пренебрежима, а от друга – възможна е софтуерна корекция на получаваните резултати.

При евентуално разфокусиране на светлинния блик и осветяване на няколко съседни фотоелемента проблеми с точността на отчитане няма, тъй като софтуерно се определя елементът, който е в геометричния център на групата осветени елементи.

Технологични проблеми

Основният технологичен проблем в подобни ситуации е мултиплексирането. В случая при една съставна фотодиодна линийка с $n_{\rm T}$ = 128 елемента и сравнително много ниската честота (от порядъка на 1–2 Hz) технически проблеми няма, още повече, че става въпрос за стационарна апаратура, без ограничения за маса, габарити и енергозахранване.

Анализирана е и възможността да се използва фоторезисторна линийка, която има предимството, че на практика може да задоволи искана и еднаква разделителна способност по амплитуда *г*_A по цялата си дължина. Нейното изработване обаче е многократно по-скъпо.

Резултати от оптимизационния анализ

Като основен резултат от оптимизационния анализ може да се посочи дефинирането на техническо задание за изработване на апаратурен комплекс за цифрова регистрация на параметрите на геомагнитното поле.

Целесъобразно се оказва монтирането на три специализирани фотодиодни линийки, една в средата с по-висока разделителна способност по амплитуда *г*_A и от двете и страни две линийки с двойно по-малка *г*_A. Общата дължина на съставната линийка е *I*_T = 295 mm (фиг. 5).

Анализът на многогодишния регистрационен материал показва, че по време на магнитна буря в повечето случаи деклинацията *D* расте, а хоризонталния интензитет *H* намалява. Това позволява разположение на светлинните бликове на *D* и *H* върху фотодиодната линийка както е показано на фиг. 5, т.е. трасето на *D* има възможност да се измества предимно в посока "+", а на *H* в посока "–".

Разгледана е и възможността вместо изработване на специализирана фотодиодна линийка да се използва стандартна такава, например от факс-апарати (с *n* = 1024 и *l* = 225 mm) или от цифрови копирни машини (ксерокс) или скенери.

Предложеният нов алгоритъм на измерване (циклограмата е показана на фиг. 6) дава възможност да се регистрират и базисните стойности. Имайки предвид, тяхното практически неизменение, може да се намали и времето за измерването им от 2 s например на 1 s. Това позволява съответно увеличаване на времената (от 2 на 3 s) на измерване на стойностите на съответните параметри, макар че предвиденото време за това гарантира максимална надеждност и достоверност.



Фиг. 6. Циклограма на измерване

Като заключение може да се синтезира главната част от техническото задание за изработване на апаратурен комплекс за цифрова регистрация на параметрите на геомагнитното поле:

- 1. Цифрово регистрирани параметри: D, H, Z, F
- 2. Разделителна способност по амплитуда: r_A = 1,5 nT
- 3. Разделителна способност по време: rt = 2 s
- 4. Специално изработени фотодиодни линийки
- 5. Регистрация и на базовите стойности

Литература

- Костов, К., П. Ножаров. Абсолютни магнитни измервания в България 1787–1987. Геофизичен институт – БАН, София, 1987, 172 стр.
- Мардиросян, Г. Методи и електронни средства за изследване на геофизични и климатологични процеси. Докторска дисертация. ИКИ – БАН, София, 2003, 180 стр.
- Мардиросян, Г. Устройство за автоматична цифрова регистрация на параметрите на геомагнитното поле – рег. № 106992/12.08.2002. Официален бюлетин на патентно ведомство на Република България, № 2/2003, стр. 42.
- Mardirossian, G., Velkoski, S., Bliznakov, A. Improvements and Innovations in Registering the Geomagnetic Field Parameters. 50 years University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Annual, vol. 46, part 1, Geology and Geophysics, Sofia, 2003, pp. 398–401.
- Mardirossian, G. Automatic digital Registration of Geomagnetic Field Parameters. The Eleventh International Scientific and Applied Science Conference "Electronics 2002", Technical University, Sofia, pp. 155–158.

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ

ON THE PARAMETERS SELECTION OF THE NEURAL NETWORK CLASSIFIER FOR REMOTELY SENSED MULTICHANNEL DATA

H. Nikolov¹, N. Nikolova-Jeliazkova²

¹ Solar-Terrestrial Influences Laboratory, BAS

² Institute of Parallel Processing, BAS

ABSTRACT. Neural networks have been used as a good general learning tool in data processing in solving large number of problems in many areas of scientific research. Since the neural networks falls in the category of supervised methods of classification the importance of the parameters of the network and training constraints are recognized as one of the key factors that affect the considerably on network performance. Different approaches could be adopted for tuning the parameters of the network, but there is not a rule of the thumb which is always valid. In this paper we propose some general rules, extracted from our experience classifying multispectral data from remote sensing experiments with neural networks, defining the role and the nature of each parameter. This rules target two basic topics in the methodology – first minimize the time needed for training the network (initial weights, momentum etc.), which allows the user to experiment with different structures. The second one is to find the most convenient structure of the network (number of layers, hidden neurons etc.) which suits the data used. We propose new characteristic features of the studied objects to be derived from the multispectral data, resulting in increase of the accuracy.

ВЪРХУ ПОДБОРА НА ПАРАМЕТРИ НА НЕВРОННА МРЕЖА ИЗПЪЛНЯВАЩА РОЛЯТА НА КЛАСИФИКАЦИОННА ПРОЦЕДУРА ЗА ДАННИ ПОЛУЧЕНИ ПРИ ДИСТАНЦИОННИ ИЗСЛЕДВАНИЯ

Х. Николов¹, Н. Николова-Желязкова²

¹ Централна лаборатория по слънчево земни въздействия, БАН ² ИПОИ, БАН

РЕЗЮМЕ. Невронни мрежи се използват често за решаване на широк кръг задачи в научни и научно-приложни изследвания, при които е необходимо класификация на обекти с предварително обучение. Последното условие налага внимателен подбор на параметрите на невронната мрежа (модела) и ограниченията при обучение на модела, тъй като от тях зависи в голяма степен и крайният резултат. За достигане на окончателните параметри на модела (брой слоеве, тегловни коефициенти, топология) и скростта при обучението му се използват различни стратегии, но общоприето и общовалидно мнение сред научните среди не се е налажило. В тази статия предлагаме един успешен подход, установил ролята на споменатите параметри, който се базира на опита на авторите при обработка и класификация на многоспектрални данни от дистанционни изследвания на подстилащата повърхност на Земята. Две са основните цели залагнали при разработването на предлагания подход – подбор на оптимална топология и минимално време за обучението му. Предложени са за използване нови характеризиращи признаци на изследваните обекти, базирани на многоспектрални данни, повишаващи точността при кака у подбор на оптимална топология на многоспектрални данни, повишаващи точността при кака у класификация.

Introduction

The ultimate goal of using remotely sensed data (spectrometric, radar) is to extract information from them about the properties of the substance of the earth's surface and of the atmosphere together with their geographical relationships. As final result of processing the data a thematic map of the target region is produced.

During the past 20 years, statistical classification methods, such as the minimum distance and the maximum likelihood classifiers, have been widely used. Generally two approaches are used at this point – unsupervised and supervised classification. However, statistical methods have their restrictions, related particularly to the distribution assumptions and limitations in the input data types. In the past decade, the artificial neural network approach, theoretically a more sophisticated and robust method of image classification has been introduced and employed in remote sensing applications. Although this approach has been used in a wide range of scientific disciplines for a variety of applications since the early

1980s, their use in remote sensing area is relatively new, dating only from the early 1990s. Studies have shown that artificial neural networks (ANNs) are more robust than conventional statistical methods in terms of producing classification results with higher accuracies and requiring fewer training samples. The most important characteristic of ANNs is perhaps their non-parametric nature, assuming no *a priori* knowledge, particularly of the frequency distribution of the data. Because of their adaptability and their ability to produce high-quality results, the use of artificial neural networks has spread in the scientific community at large, leading to an increasing amount of research in the remote sensing field.

Researchers have applied neural network classifiers to remotely sensed data for several different purposes. For example; Benediktsson *et al.* (1990), Kanellopoulos *et al.* (1992), Paola and Schowengerdt (1995a), compared the results of maximum likelihood classification, which is the most elaborate statistical method of image classification, with artificial neural network classifiers, and found that ANNs can produce more accurate results than a maximum likelihood classifier. Articles by Paola and Schowengerdt (1995b) and Atkinson and Tatnall (1997) review the use of artificial neural networks for remote sensing data.

Method and data

Artificial neural networks are heuristic algorithms, in that they can learn from experience via samples and can subsequently be applied to recognize new data. ANN has been proved to be more robust compared to conventional statistical classifiers in recognizing patterns from noisy and complex data and in estimating their nonlinear relationships.

ANNs have been found to be effective in identifying patterns and other underlying data structures in multidimensional data, such as the remotely sensed data. They have some unique advantages, such as their non-parametric nature, arbitrary decision boundary capabilities, tolerant to noisy data, and ability to generalize from training data. In addition, unlike traditional statistical methods, such as the maximum likelihood classifier, ANNs permit the use of a range of data types, including categorical data. It has also been reported that artificial neural networks can classify small training datasets better than conventional statistical classifiers.

The main idea behind ANNs is to create a processing system that behaves as close as possible to the human brain. The structure that was widely adopted, and will be consider this point forward, is a feedforward network of equal processing elements arranged in layers. This structure is known as multilayer perceptron, which as four-layer model is shown on fig.1.



Fig. 1. Four layered model with three inputs

As activation function for the nodes of the network any differentiable nonlinear function could be used, but two are widely used – sigmoid and 'tanh'. The main difference in the use of these activation functions is that whilst for sigmoid input data and output classes are coded in the [0 1] range, for the 'tanh' function they are given in a [-1 1] range. As can be noticed, the 'tanh' function represents the data in a broader range, which may have positive effect in the performance of the network.

In this study a suggestion is made that final classification results of the ANN, is not be in a form of ordered binary number (for example 000100), but adding some "fuzziness" giving representation as fractional number from interval (0;1), starting from the uppermost output node. The one corresponding to the class with highest probability and zeroes are for the rest. In our case we discriminate between 8 major classes that are to found in the area of study.

Although artificial neural network classification methods are more robust than conventional statistical approaches, they suffer from a number of drawbacks, related in particular to the long training time requirement, determining the most efficient network structure for a particular problem, and inconsistent results due to the use of random initial inter-node weights. Most importantly, the structure of the network has a direct effect on training time and classification accuracy. There are also problems stemming from the nature of steepest-descent based learning algorithms. In the next sections of the paper we will provide guidelines how to overcome these disadvantages.

In this study the multispectral data are taken from ETM+ instrument flying onboard remote sensing satellite Landsat 7. They cover partially of Central North region of Bulgaria. In our experiments we used spectral 6 bands and the NDVI (K. Campbell 2002). The training samples were obtained from shape files consulting modern topographic map of the same area at scale 1:25000. This manner input-output pairs for each class for training the ANN was constructed.

The training algorithm is the core of an artificial neural network (ANN) application as it is necessary to make the network nodes and weights capable of performing a useful task by learn the internal structure of the data. There are many learning strategies developed for different neural network models, however, for training feed-forward neural networks the most popular technique is the backpropagation algorithm introduced by Rumelhart et al. (1986). According to Werbos (1995), it has been used in about 70% of ANN applications. He defines backpropagation as a procedure for efficiently calculating the derivatives of some output quantity of a nonlinear system, with respect to all inputs and parameters of that system, through calculations proceeding backwards from outputs to inputs. The main aim of the training process is to delineate the decision boundaries in the feature space thus defining classes of interest.

In our experiments the backpropagation algorithm, also known as generalised delta rule, which is an iterative gradient descent training procedure, was used. Principally it is carried out in two stages. In the first stage, after all the network weights have been randomly initialised, the input data are presented to the network and propagated forward to estimate the output value for each pattern set. In the second stage, the difference (error) between known and estimated output is fed backward through the network and the weights are changed in such a way that the difference is minimized. The whole process is repeated with weights being recalculated at every iteration until the error is minimal, or else lower than a given threshold value.

Results

In general, the application of ANNs requires some important decisions to be taken by the user, specifically a remote sensing researcher, which seriously affect the accuracy of the resulting classification. In terms of the factors involved, these decisions may be divided into two main groups: external factors and internal factors. External factors include the image resolution (spatial and radiometric resolution) and sample choice. However, internal factors are the choices of an appropriate network size (structure), initial weights, number of iterations, transfer function, and learning rate. While internal factors result from the limitations of the MLP and the backpropagation learning algorithm, external factors given here are specifically

caused by the issues associated only with remote sensing related studies. These parameters need to be understood and adequately resolved in order to produce good results using ANNs.

The effectiveness of ANNs was evaluated in this order:

- Number of Input Nodes
- Number of Hidden Nodes
- Learning Rate and Momentum
- Initial Weight Range
- Number of Training Samples
- Output Encoding

Brief discussion about the influence of every one of the parameters follows.

Number of Input Nodes - generally corresponds to the number of independent variables (S. Warren 1994). In this study the number of the input features was selected to be equal to 7 (see before). This number was considered by the authors to be sufficient based on literature survey (??) and own experiments (Cospar).



Number of Hidden Nodes – they have direct impact on the determination of the decision boundaries in the feature space. The authors agree with Hand (1997), 'a network with two hidden layers allows convex regions to be combined, producing no convex, even disconnected regions'. In practice this allows better separation even the classes doesn't form only one hypersphere. The question is not only to find the optimum number of hidden layer nodes but also to determine the optimum number of hidden layers. Our suggestion is to have two hidden layers with 15 nodes on the first one and 9 on the second. This allowed us to separate classes as shown on fig.3.



Learning Rate and Momentum – both parameters try to avoid the main disadvantage of the backpropagation learning algorithm namely its slow convergence. The learning rate is related with how large the step toward the minima of the error surface as function of weights. Here a trade-off between large training time (small rate) and unstable, oscillating system (large rate) should be found. Our experiments (diploma) proved that suitable values for it lie in the interval [0.1-0.2].

Initial Weight Range – setting the initial weights of the internode links to a random values, a starting location on the multidimensional error surface is defined, which means different starting point. Setting them to zeroes means that no learning will take place and high values (above 1) results in slow learning. Although a lot of research have been carried out in order to examine the effect of different initial weight configurations, to date there is no method universally accepted for the determination of an optimum range. We got accuracy above 65 % with initial values for the weights from the interval [-0.1;+0.1]. (diploma).

Number of Training Samples - The number of training samples employed at the learning stage has a significant impact on the performance of any classifier. This issue is perhaps more important for neural networks than for conventional statistical classifiers since their performance is totally dependent from the training data presented. Because of this fact, neural network models are sometimes called datadependent methods. Higher accuracy requires the use of more features (i.e. spectral bands or their combinations) requires more training samples. This relationship can be thought of as a linear one. One good rule is proposed by Klimasauskas (1993) suggesting using five training samples for each weight in the network can be applied to determine the number of training samples needed.

Output Encoding – it must be considered before the training process starts since the output encoding the real world features or classes are represented in the network in a special way. Output encoding techniques suggested by researchers have not been fully investigated and compared in terms of the classification accuracy produced. The conventional way of representing the classes in neural networks is to allocate one output node for each land cover type, and assign 1 to the node that corresponds to a particular class and 0 to the nodes that represent other classes. For example, if there are four classes to be classified, a code of 0 1 0 0 is used to represent the class 2 in the network. The advantage of this approach is that the values of the output nodes calculated for test data can be interpreted as a posterior probabilities of membership since they are in the 0-1 range. It is argued that the use of such encoding for outputs may be problematic as the values of 0 and 1 can only be produced by the network when the weights have infinitively large positive and negative values. The standard sigmoid activation function can only vield these extreme values for the inputs of $\pm \infty$.

Conclusions

All suggestions derived from this study could be summarized as follows: feedforward network trained by backpropagation with number of inputs equal to features used, two hidden layers with initial weights ranging [-0.1;+0.1] and outputs coded as scaled fractional number.

References

Benediktsson, J. A., Swain, P. H. and Ersoy, O. K., 1990 Neural network approaches versus statistical methods in classification of multisource remote sensing data. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 28, 540-551.

- D. J Hand, 1997 Construction and Assessment of Classification Rules, New York: John Wiley & Sons.
- K. Campbell 2002, "Remote Sensing," Encyclopedia of Environmetrics, (A. H. El-Shaarawi and W. W. Piegorsch, eds.), Volume 3, John Wiley and Sons Ltd, West Sussex England, pp.1744-1755.
- Kanellopoulos, I., Varfis, A., Wilkinson, G. G. and Mégier, J., 1992 Land-cover discrimination in SPOT HRV imagery using an artificial neural network – a 20-class experiment. International Journal of Remote Sensing, 13, 917-924.
- Paola, J. D. and Schowengerdt, R. A. (1995a) A detailed comparison of backpropagation neural network and

maximum-likelihood classifiers for urban land use classification. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 33, 981-996.

- Paola, J. D. and Schowengerdt, R. A. (1995b) A review and analysis of backpropagation neural networks for classification of remotely-sensed multi-spectral imagery. International Journal of Remote Sensing, 16, 3033-3058.
- S. Warren, 1994, Neural Networks and Statistical Models, Proceedings of the Nineteenth Annual SAS Users Group International Conference, April, SAS Institute Inc., Cary, NC, USA.
- Klimasauskas, C. C. (1993) Applying neural networks. In Neural Networks in Finance and Investing, edited by R. R. Trippi and E. Turban. (Cambridge: Probus), 47-72.

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 287-289

THE PALEOMAGNETIC STUDY OF SOME PLUTONIANS OF UPPER CRETACEOUS AGE FROM THE MARITSA NEOINTRUSIVE ZONE, THE EASTERN SREDNOGOTIE AND STRANDJA

N. Petkov

Geophysical Institute, Bulgarian Academy of sciences, 1113 Sofia, Bulgaria, e-mail: jelev@geophys.bas.bg

ABSTRACT. The present publication generalizes the results obtained in the interpretation of the paleomagnetic investigations of the intrusive formations from the Maritsa neointruzive zone, Eastern Srednogorie and Strandja.

ПАЛЕОМАГНИТНА ИЗУЧЕНОСТ НА НЯКОИ ПЛУТОНИ С ГОРНОКРЕДНА ВЪЗРАСТ ОТ МАРИШКАТА НЕОИНТРУЗИВНА ЗОНА, ИЗТОЧНОТО СРЕДНОГОРИЕ И СТРАНДЖА

Н. Петков

Геофизичен институт, Българска академия на науките, 1113 София, България, e-mai : jelev@geophys.bas.bg

РЕЗЮМЕ. В настоящата публикация са обобщени резултатите, получени при интерпретацията на палеомагнитните изследвания на интрузивните формации от Маришката неоинтрузивна зона, Източното Средногории и Странджа.

I. Plutonians in the Maritza neointrusive zone

The Vitosha, Plana and Captain Dimitriev plutonians are representatives of the so-calld Laramian intrusions of the Maritza neointrusive zone (Dabovski, 1968). All of them are multi-impulsive and joined. According to geological data (Dimitrov, 1961; Bojadjiev, 1971; Dabovski, 1969), the older ones are basic rocks of different varieties. The age of the plutonians is assumed to be upper Cretaceous-Paleocene, the Plana plutonian being relatively the oldest.

The collection contained the following investigated samples:

1. No 295 – aplitoid veined rock in monzonites, taken from a find opposite Hotel Moreni, Mt. Vitosha.

2. No 296 – monzonites, taken from a find opposite Hotel Moreni, Mt. Vitosha.

3. Nos 297 – 302 – anorthosites, taken from a find on the highway to Chalet Aleko, Mt. Vitosha.

4. Nos 360 – 363 – monzonites, taken from the Kamenodelets guarry near Murchayevo, Mt. Vitosha.

5. Nos 364 – 367 – gabbro, taken from the quarry near Kladnitsa, Mt. Vitosha.

6. Nos 303 – 306 – gabbro-diorites, taken from a find on top of the big oak forest of Samokov, Plana plutonian.

7. Nos 308 – 311 и 437 – 440 – quartz-diorites, taken from a fined on the Shipochen – Novo Selo highway, Plana plutonian.

8. Nos 368 – 373 – gabbro, taken from a find on the Sofia – Samokov highway opposite the Passarel dam, Plana plutonian.

9. Nos 316 – 320 и SP-258-SP-263 – quartzmonzodiorites, taken from a fined on the Cap. Dimitrievo – Biaga highway.

Table 1 shows the position of the paleopoles calculated by the direction of the initial remanent magnetization of the different rocks types. As can be seen, the rocks of the Vitosha and Plana plutonians are magnetized both normal and inversely, while those of Cap. Dimitrievo only normal. This means that an inversion of the Earth's magnetic field occurred during the formation of the Vitosha and Plana plutonians. This highly important fact permits, despite the erroneously determined positions of the paleopoles, to make a paleomagnetic age correlation of the plutonians (Nozharov and Petkov, 1976). As is known from world paleomagnetic data (Tarling, 1974), the first inversion of the Earth's magnetic field (from + to –) in the Upper Cretaceous occurred 79 million years ago. It follows that the Vitosha and Plana plutonians are not older than 79 millions years, and Cap. Dimitrievo than 76 million years. The Plana plutonian is probably somewhat older than the Vitosha one. Thus the age determined by paleomagnetic data is in good agreement with the absolute age of the Vitosha plutonian (the youngest) – $73 - 75 \pm 5$ million years (Velinov, 1974).

Table 1.

Paleomagnetic and magnetic characteristics of the plut	onians
--	--------

No	Number of samples	No	D _m	I _m	R	K	α ₉₅ °	Pola-	Pale posit	opol ions	d _p	d _m
								rity	$\Phi^{\circ}(N)$	Λ°(E)		
1	297-302	6	2°	33°	5.421	9	24	Ν	65°	199°	15.5	27.3
2	360-363	3	8°	61°	2.874	16	32	Ν	84°	121°	37.5	49.0
3	364-367	4	17°	59°	3.797	15	25	М	77°	122°	27.2	36.7
4	All rocks from Vitosha	14	8°	50°	12.064	7	17	М	76°	172°	14.8	22.2
5	303-306	1	60°	-26°	_	_	_	O(R)	12°S	324°	_	_
6	308-311 437-440	5	14°	69°	4.677	12	23	N	76°	62°	32.5	38.3
7	368-373	6	351°	63°	5.686	16	17	М	83°	314°	21.5	27.3
8	All rocks From Plana	12	351°	66°	11.056	12	13	Μ	81°	342°	17.9	21.8
9	316-320 Cap.	8	338°	65°	7.723	25	11	N	74°	320°	14.7	18.2
	Dimitrievo											

II. Plutonians from the Eastern Srednogorie and Strandja

The plutonians from Eastern Srednogorie and Strandja are presented by two intrusive formations (Nozharov et al., 1977; Dolapchieva et al., 1982; Nozharov et al., 1982; Nozharov and Petkov, 1984).

The first one – a gabbro-diorite-granodiorite formation is presented by the rocks of the Izgrev, Gramatikovo and Manastir plutonians. The rocks of this formation are normally magnetized – Manastir plutonian, the Izgtev plutonian – reversely and the Gramatikovo plutonian – anomalously. Here the rocks from the Manastir plutonian are comparatively older. These rocks are referred to the upper part of the coniacian. The rocks from the Izgrev plutonian are referred to the lower part of the santonian – 79-82 million years. The rocks from the Gramatikovo plutonian are of intermediate age: coniacian-santonian.

The second one – the gabbro-monzonite-sienite formation is presented by the rocks of the Varlibriag and Zidarovo plutonions. According to the scheme accepted by us (Dolapchieva et al., 1982) the development of this formation starts from mid-santonian and ends probably in the campanian. The rocks from the Varlibriag plutonian are normally and

reversaly magnetized. The plutonian was formed within the 72-75 million years interval. The rocks of the Zidarovo plutonian are magnetized only normally. Its formation can be reffered to the 76-80 million years interval.

The magnetization intensity, the magnetic susceptibility, the polarity of the rocks from the respective plutonians, the mean declinations and inclinations, the positions of the paleopoles for the given region, as well as the statistical parameters characterizing the accuracy of the investigations (Fisher, 1953) are given in Table 2.

The intrusive rocks from the region of Izgrev and Zidarovo plutonians are characterized by Curie points of the primary titanomagnetite: 100-150°C respectively and with high Curie points of the titanomagnetite formed in intermediate magmatic chambers – 525-550°C and 450-475°C respectively. On the basis of Curie points the depths of formation of the initial magmatic chambers are determined: 67-61 km for the Izgrev plutonian and 61-54 km for Zidarovo plutonian correspondingly. Later the titanomagnetite oxidation occurs in intermediate magnetic chambers at depths 7-4 km for Izgrev plutonian and 18-14 km for Zidarovo plutonian. In the rocks from the Varlibriag plutonian the oxidation of the primary titanomagnetite occurs in magmatic chambers at depths 7-4 km (Nozharov et al., 1982).

Table 2.

Paleomagnetic and magnetic characteristics of the plutonian	Paleomagnetic and	magnetic characteristics	of the plutonians
---	-------------------	--------------------------	-------------------

Rock tapes	N	l _n	к	Q _m	D _m	I _m	к	α_{95}°	Pola-	Pale posi	eopol tions	d _p	d _m
and Locality		x10 ⁻³	-6						rity				
		A/m	x4.10										
			SI							Φ°	Λ°		
Gabbro-Manastir	10	4400	8500	1.0	35°	43°	14	13	N	59°N	131°E	11.0	17.0
Plutonion													
Gabbro-diorites	4	700	2000	0.7	356°	66°	71	11	N	84°N	5°E	14.5	17.8
Izgrev plutonion													
Diorites	11	525	_		244°	73°	72	11	O(N)	23°N	356°E	8.5	9.7
Gramatikovo-													
plutonion	6	1200	2560	1.0	12°	38°	26	13	N	67°N	178°E	9.0	15.0
Monzonites													
Varlibriag-plutonion	10	530	1250	0.8	192°	-25°	9	17	R	59°S	5°E	9.8	18.3
Sienites													
Varlibriag plutonion	6	300	3300	0.2	321°	52°	36	11	N	58°N	293°E	10.5	15.4
Sieno-Diorites	-				•=-								
Zidarovo plutonion													

References

- Boiadjiev,S. 1971. Petrology of the Plana Pluton. Bull. Geol. Inst., vol. XX, 219-242 (in Bulgarian).
- Dabovski,H. 1968. On the Character and Development of the Marica Neointrusive Zone. Bull. Geol. Inst., vol. XVII, 95-98.
- Dabovski,H. 1969. Structure of Kapitan Dimitrievo Pluton. Reviw Bulg. Geol. Society, vol. XXX,2, 123-134 (in Bulgarian).
- Dimitrov,S. 1961. The Vitosha Pluton. Research works, BAS, vol. 2, 165-231 (in Bulgarian).
- Dolapchieva,M., P.Nozharov, N.Petkov, A.Shumkov. 1982. An Attempt for a Stratigraphic segmentation and Correlation of the Volcano-Plutonic Complexes in the Burgas Synclinorium on Paleomagnetic Data. Bulg. Geoph. Jurn., vol. VIII,1, 112-116 (in Bulgarian).

Fisher, A. 1953. Depresion on a Sphere. London, 217.

- Nozharov, P., D.Veljovic, N.Petkov. 1977. Results of Paleomagnetic Studies of some Magmatic Rocks in Srednogorye and Strandja. C.R. BAS, vol 30,4, 531-533.
- Nozharov,P., M.Dolapchieva,M., N.Petkov. 1982. Paleomagnetic Characteristics of the Upper-cretaceous Intrusive and Volcanogenic Formations in the Burgas Synclinorium. Bulg. Geoph. Jurn., vol. VIII,4, 84-93 (in Bulgarian).
- Nozharov, P., N.Petkov. 1984. Paleomagnetic Correlation of the Upper Cretaceous Magmatic
- Rocks from the Eastern Srednogorie and Strandja. Strandja-Sacar Volume, vol. II, 141-149 (in Bulagarian).
- Tarling, D. 1974. Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Oesterr. Akad. Wiss., Wien, vol. 1.
- Velinov,I. 1974. Relationships between Basic Types of Hidrothermally Altered Upper Cretaceous Volcanics and Zeolites from the Western Srednogorie. Mineral Genesis. Geol Inst., 395-403. (in Bulgarian).

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 291-296

ИЗСЛЕДВАНЕ НА ЛОКАЛНИ ТРАНСФОРМАНТИ НА ГРАВИТАЦИОННОТО ПОЛЕ

Р. Радичев, С. Димовски

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София

РЕЗЮМЕ. В геофизичната практика за относително разделяне на ефекта от различните смутител широко приложение намира използването на трансформации на потенциалните полета. В настоящото изследване вниманието е насочено към основни локални трансформанти на гравитационното поле - остатъчното поле от аритметичното усредняване, остатъчното поле от аналитичното продължение в горното полупространство, аналитичното продължение в долното полупространство и вариационните аномалии на полето, изчислени по методиката на Андреев-Грифин. Анализът е извършен за амплитудните стойности на аномалии от сфера и вертикален кръгов цилиндър. Изследвани са зависимостите на амплитудните локални стойности на трансформантите и дълбочината до смутителите в зависимост от нивата на аналитичните продължения в горното и долното полупространство и от радиуса на осредняване за вариационните аномалии. Определени са някои количествени оценки за влиянието на съседни аномалии.

За всички изследвани локални трансформанти на гравитационното поле в известни граници на изменение на относителната дълбочина до смутителя спрямо параметъра на трансформация – нивото Н за аналитичните продължения или радиусът R на кръга (или окръжността) на аритметични усреднявания, се установява добре изразена чувствителност, която може да се използва за количествена оценка на дълбочината до смутителя. Разделителните възможности при анализирани локални трансформанти са чувствителни до около стойности 2-3 за параметъра на трансформация H/h (или R/h). Единствено за аналитичното продължение на гравитационното поле в долното полупространство зависимостта е чувствителна за целия физически значим диапазон на отношението, т.е. за H/h < 1.

Влиянието на съседни смутители с конкретна относителна дълбочина h₂/h₁ и относителна маса M₂/M₁ съществено зависи от параметъра Δx/h₁. Целесъобразно е да се реализира съвместен анализ на съседни аномалии и да се осъществява последователно съпоставяне на данните за количествените оценки.

A STUDY OVER SOME LOCAL TRANSFORMS OF THE GRAVITATIONAL FIELD

R. Radichev, S. Dimovski

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia

ABSTRACT. The application of transforms of potential fields is commonly used in geophysics for obtaining a relative differentiation of the effect from different anomaly forming bodies. Some basic local transforms of the gravitational field are the main objective of the presented study. They include residual fields from calculation of average values for different circle radii, residual fields from upward continuations, downward continuations and variation anomalies compiled from the center-point and ring method of Griffin using circles of different radii. The analysis is performed over the amplitude values for anomalies caused by a sphere and by a vertical cylinder. The relationships between transforms local amplitude values and depths towards anomaly forming bodies are studied. A connection to the levels of upward and downward continuations and to the different circle radii is detected. Specific quantitative esteems reflecting the influence of adjacent anomalies are determined.

For all studied local transforms of the gravitational field is established a well-pronounced sensitivity within definite limits of changes of the relative depth towards anomaly forming bodies (h) towards the transforms parameter - the level of upward and downward continuation (H) or the circle radius (R). This can be used as a quantitative esteem for the depth towards anomaly forming bodies. The analyzed local transforms can perform reliable differentiation for values of the transform parameter H/h (or R/h) reaching up to 2-3. Only the downward continuation of the gravitational field is in practice sensitive for the entire physically reasonable range of the ratio (H/h<1).

The effect of adjacent anomaly forming bodies having precise relative depth h_2/h_1 and relative mass M_1/M_2 is considerably depending from the parameter $\Delta x/h_1$. It is useful to perform a compound analysis of the adjacent anomalies and a step-by-step comparison between the obtained quantitative esteems.

Въведение

Използването на трансформантите на геофизичните полета за относително разделяне на ефекта от различните смунамира широко приложение тител (Справочник геофизика ,Гравиразведка 1990; W. Telford, L. Geldart, R. Sheriff and D. Keys, 1990 и др.). За отделяне на локалните аномалии се използват остатъчните полета от аритметичното осредняване и от аналичтичното продължение в горното полупространство, аналитичното продължение в долното полупространство, вариационните аномалии и вертикалните производни на гравитационни потенциал от по висш ред. В извършените от нас изследвания вниманието е ориентирано към основни локални трансформанти на гравитационното поле -

остатъчното поле от аритметичното усредняване, остатъчното поле от аналитичното продължение в горното полупространство, аналитичното продължение в долното полупространство и вариационните аномалии на полето, изчислени по методиката на Андреев-Грифин. Анализът е извършен за амплитудните стойности на аномалии от сферично тяло и вертикален кръгов цилиндър. Определени са зависимостите между амплитудните стойности на локалните трансформантите и дълбочината до смутителите в зависимост от нивата на аналитичните продължения в горното и долното полупространство и от радиуса на аритметичното усредняване и усредняването за вариационните аномалии. Изследвано е влиянието на съседни смутители в зависимост от тяхната дълбочина и маса.

Изследване на амплитудните стойности на локални трансформанти на гравитационното поле

Анализът е извършен за амплитудните стойности на локални трансформанти от сферично тяло и вертикален кръгов цилиндър. Използва се модел, илюстриран на фиг.1. Изчисленията се отнасят за профил x, върху който се проектира точкова маса M, съответно центърът на сфера с маса M и за профил, върху който се проектира вертикална материална линия с маса λ на единица дължина, съответно оста на хоризонтален кръгов цилиндър с маса λ . на единица дължина.



Фиг. 1. Схема на модела за изследване на локални трансформанти на гравитационното поле и използвани обозначения

Гравитационното поле на сферична маса M с хомогенна плътност в произволна точка вън от масата се разглежда като поле на същата маса M, концентрирана в центъра на сферата. Ако центърът на сферата се разполага на оста z на дълбочина h за всяка точка на разстояние стойността на силата на тежестта е:

$$g = GM \frac{h}{\left(h^2 + x^2\right)^{\frac{3}{2}}}$$
 (1)

където G е гравитационна константа:

G = 66,7.10⁻¹² m³kg⁻¹s⁻²

За амплитудата д^а аномалията при x=0 стойността на силата на тежестта е:

$$g^{a} = GM \frac{1}{h^{2}}$$
(2)

За вертикална материална линия (вертикален кръгов цилиндър), неограничена в дълбочина и маса λ на единица дължина, при разположение на линията по оста z на разстояние $r = \sqrt{x^2 + h^2}$ силата на тежестта се определя от израза:

$$g = G \lambda \frac{1}{(h^2 + x^2)^{\frac{1}{2}}}$$
 (3)

Съответно за амплитудата g^a на аномалията при x=0 изразът е:

$$g^{a} = G\lambda \frac{1}{h}$$
(4)

Остатъчни аномалии от аналитичното продължение в горното полупространство

Въз основа на изразите (2) и (4) определяме отношението Q на остатъчната компонента на амплитудата на аномалиите - разликата между амплитудата за базовото ниво Б -

 g^a_B и за височината H на аналитичното продължение в

горното полупространство - $\,g^a_H\,$ и амплитудата за базово-

то ниво Б -
$$g_{E}^{a}$$
 , съответно
- за сфера:

$$Q = \Delta g_{ocm,H}^{a} = \frac{\Delta g_{ocm,H}^{a}}{g_{B}^{a}} = \frac{g_{B}^{a} - g_{H}^{a}}{g_{B}^{a}} =$$

$$= 1 - \frac{h^{2}}{(h+H)^{2}} = 1 - \frac{1}{\left(1 + \frac{H}{h}\right)^{2}}$$
(5)

- за вертикален кръгов цилиндър:

$$Q = \Delta g_{ocm,H}^{a} = \frac{\Delta g_{ocm,H}^{a}}{g_{B}^{a}} = \frac{g_{B}^{a} - g_{H}^{a}}{g_{B}^{a}} =$$

$$= 1 - \frac{h}{h+H} = 1 - \frac{1}{1+\frac{H}{h}}$$
(6)

Зависимостите $\Delta g^{a}_{oct,H} = \Delta g^{a}_{oct,H} / g^{a}_{b} = f$ (H/h), дефинирани от (5) за сфера и (6) за вертикален кръгов цилиндър са показани на фиг.2.

Зависимостта на нормираната остатъчна аномалия ∆g^а _{ост.н} от параметъра H/h е много добре изразена до около H/ h = 1,5 за сфера и до около H/h = 4. Числените стойности за някои относителни височини са както следва:

H/h	0,5	1	1,5	2	3	4
∆gª _{ост,н} - сфера	0,56	0,75	0,84	0,89	0,94	0,96
Δg ^a _{ост,н} - цилиндър	0,33	0,5	0,6	0,67	0,75	0,8





Фиг. 2. Графики на зависимостта $\Delta g^a_{ocr,H} = f$ (H/h), където H е височината на аналитичното продължение в горното полупространство на силата на тежестта за сфера с маса M (графики 1) и за материална вертикална линия (вертикален кръгов цилиндър) с маса λ на единица дължина (графики 2); h - дълбочината до центъра на сферата или до материалната линия; $\Delta g^a_{ocr,H} = \Delta g^a_{ocr,H}/g^a_{5}$ а - график на зависимостта до H/h = 10; б - график на зависимостта до H/h = 3

При добре обособени аномалии илюстрираната зависимост може успешно да се използва за оценка на дълбочината до локалните смутители, които обуславят изометрични аномалии. Целесъобразно е да се използват нормираните остатъчни аномалии за няколко последователни нива на аналитично продължение в горното полупространство. От представените графики и от таблицата следва, че сравнително еднозначни са количествените оценки при използване на нормирани остатъчни аномалии със стойности до около 0,7-0,8. При нарастване на относителната височина H/h на аналитичното продължение на гравитационното поле в горното полупространство $\Delta g^a_{oст, \mu}$ ($\mu_{h \to \infty} \to 1$.

Аномалии от аналитичното продължение в долното полупространство

Въз основа на изразите (2) и (4) определяме отношението Q на амплитудата на аномалията, продължена в долното полупространство на дълбочина H - g^a_H и амплитудата на аномалията за базовото ниво Б - g^a_b, съответно

за сфера:

$$Q = g_{H,H}^{a} = \frac{g_{H}^{a}}{g_{B}^{a}} = \frac{h^{2}}{(h+H)^{2}} = \frac{1}{\left(1 - \frac{H}{h}\right)^{2}}$$
(7)

- за вертикален кръгов цилиндър:

$$Q = \frac{g_{H}^{a}}{g_{B}^{a}} = \frac{h}{h+H} = \frac{1}{1-\frac{H}{h}}$$
(8)

Зависимостите $g^{a}_{H,H} = g^{a}_{H}/g^{a}_{5} = f$ (H/h), дефинирани от (7) за сфера и (8) за вертикален кръгов цилиндър са показани на фиг.3.



Фиг. 3. Графики на зависимостта H/h = f (g^a_µ), където H е дълбочината на аналитичното продължение в долното полупространство на силата на тежестта за сфера с маса M (графики 1) и за материална вертикална линия (вертикален кръгов цилиндър) с маса λ на единица дължина (графики 2); h - дълбочината до центъра на сферата или до материалната линия; g^a_{H,R} = g^a_H/g^a_Б а - график на зависимостта до H/h = 0.8; б - график на зависимостта до H/h = 0.5

Илюстрираните графики показват, че зависимостите на нормираната локална аномалия g^a_{H,н} от параметъра H/h за сфера и вертикален цилиндър се различават съществено. Това много добре се представя и от числените стойности за относителните дълбочини H/h = 0,1 – 0,4 на аналитичното продължение в долното полупространство:

$$\Delta g^{a}_{R,\mu}$$

Радичев Р. и др. ИЗСЛЕДВАНЕ НА ЛОКАЛНИ ...

H/h	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,8
g ^а н,н – сфера	1,24	1,56	2,04	2,78	4	6,25	25
g ^а н,н – цилиндър	1,11	1,25	1,43	1,67	2	2,5	5

Представените графики и числените стойности в таблицата показват, че зависимостите за сфера и цилиндър на нормираните аномалии от дълбочината H/h се различават твърде съществено. За цилиндър зависимостта е с близка пропорционалност чувствителна за целия физически коректен за пренасянето диапазон, докато за сфера тази чувствителност много бързо нараства за нормираните амплитуди след около 0,5-0,6.

Остатъчни аномалии от аритметичното усредняване

Изследвано е отношението Q на разликата между амплитудата на измерената базова аномалия - g_B^a и усреднената стойност на гравитационното поле с прозорец R - $\overline{g_B^a}$ и амплитудата на измерената базова аномалия:

$$Q = \Delta g_{R,H}^{a} = \frac{g_{B}^{a} - \overline{g_{R}^{a}}}{g_{B}^{a}} = 1 - \frac{\overline{g_{R}^{a}}}{g_{B}^{a}}$$
(9)

$$\Delta g_{R,H}^{a} = 1 - \frac{g_{R}^{a}}{g_{E}^{a}} = f\left(\frac{H}{h}\right)_{3}$$

Зависимостите ^{5 Б} (¹⁰) за сфера и цилиндър показани на фиг. 4. Нормираната остатъчна аномалия зависи чувствително от параметъра H/h до около H/h = 3 за сфера и до около H/h = 4 за цилиндър. Това добре се илюстрира и от числените стойности за някои относителни височини:

R/h	0,5	1	2	3	4	8
${\scriptstyle \Delta g}^{a}_{R, {\scriptscriptstyle {\cal H}}}$ за сфера	0,11	0,32	0,57	0,71	0,77	0,88
$\Delta g^a_{R, extsf{ heta}}$ за цилиндър	0,04	0,13	0,29	0,42	0,5	0,66

Вариационни аномалии на гравитационното поле

Изследвано е отношението Q на амплитудата на вариационната аномалия, изчислена по методиката на Андреев-Грифин за радиус R - $\Delta g^a_{\ R}$ и амплитудата на измерената аномалия - $g^a_{\ B}$:

$$Q = \Delta g^{a}_{Gap,H} = \frac{\Delta g^{a}_{R}}{g^{a}_{B}} = \frac{g^{a}(R_{1}) - g^{a}(R_{2})}{g^{a}_{B}}$$
(10)



Фиг. 4. Графики на зависимостта R/h = f (Δg^a_{R,н}), където R е радиусът на прозореца на осредняване; h дълбочината за сфера с маса M (графики 1) и за материална вертикална линия (вертикален кръгов цилиндър) с маса λ на единица дължина(графики 2); h дълбочината до центъра на сферата или до материалната линия

а - график на зависимостта за R/h = 40 ; b - график на зависимостта за R/h = 14

$$\Delta g^{a}_{Bap,H} = \frac{\Delta g^{a}_{R}}{g^{a}_{E}} = f\left(\frac{H}{h}\right)_{\text{3a cdepa}}$$

и цилиндър показани на фиг. 5.

Зависимостите

Както и за останалите локални аномалии зависимостта на нормираната вариационна аномалия от H/h е достатъчно чувствителна за относителни радиуси R на трансформацията около 2-3. Това добре се илюстрира и от конкретните числени стойности:

R/h	0,5	1	1,5	2	3	4
$\Delta g^{a}_{{\scriptscriptstyle {\it B}} a p, {\scriptscriptstyle {\it H}}}$ за сфера	0,28	0,65	0,83	0,91	0,97	0,99
$\Delta g^a_{{\scriptscriptstyle {\it B}} a p, {\scriptscriptstyle H}}$ за цилиндър	0,11	0,29	0,45	0,55	0,68	0,76



Фиг. 5. Графики на зависимостта R/h = f ($\Delta g^a_{_{вар, h}}$), където R е радиусът на осредняване; h дълбочината за сфера с маса M (графики 1) и за материална вертикална линия (вертикален кръгов цилиндър) с маса λ на единица дължина (графики 2); h - дълбочината до центъра на сферата или до материалната линия

а - график на зависимостта до $R_2/h = 10$; b - график на зависимостта до $R_2/h = 3$

Съпоставянето на нормираните амплитудни стойности на локалните локални аномалии за сфера – остатъчната аномалия от аналитичното продължение в горното полупространство на височина H/h (графика 1, фиг. 2, а), остатъчната аномалия от аритметичното усредняване с радиус R/h (графика 1, фиг. 4, а) и вариационната аномалия, изчислена за радиус R₂/h (графика 1, фиг. 5, а) показва, че при идентифициране на параметрите на трансформация, нормираните амплитудни стойности на остатъчните аномалии от аналитичното продължение в горното полупространство и вариационните аномалии чувствителността към изменението на H/h и съответно R₂/h е много висока до около H/h (R/h) \approx 1. За H/h (R/h) > 2 съществува добра сходимост между тези две нормирани локални трансформанти – относителните отклонения не превишават 5%. Нормираните остатъчни аномалии от аритметичното усредняване имат добра чувствителност до по-големи дълбочини (за R/h < 4). Различно е съотношението между нормираните амплитудни стойности на изследваните локални аномалии за вертикален цилиндър. Чувствителността и за трите локални трансформанти е висока за H/h (R/h) \leq 4.

Резултатите от съпоставянето обуславят необходимостта от съвместното използване на две или повече локални трансформанти за оценка дълбочината до аномалните обекти. Изследване на влиянието на съседни аномалии върху амплитудните стойности на остатъчното поле от аналитичното продължение на гравитационното поле от сфера в горното полупространство

За оценка влиянието на съседни смутители върху амплитудните стойности на изследваните локални трансформанти са извършени изчисления за модел от две сфери, разположени на разстояние Δx (фиг.6).

Стойността на компонентата от съседната аномалия съгласно използваните обозначения е:

$$g' = f(h_2 / h_1, H / h_1, M_2 / M_1, \Delta x / h_1)$$
(11)

Отношението Q' ще бъде:

$$Q' = \frac{(g_B^a + g'_B) - (g_H^a + g'_H)}{g_B^a + g'_B}$$
(12)

Относителната грешка δ за Q' е :

$$\delta = \frac{Q - Q'}{Q} = 1 - \frac{Q'}{Q} \tag{13}$$

Въз основа на (5) и (12) за δ получаваме:

$$\delta = 1 - \frac{1 + \frac{g'_{E} - g'_{H}}{g_{E}^{a} - g_{H}^{a}}}{1 + \frac{g'_{E}}{g_{E}^{a}}}$$
(14)



Фиг. 6. Схема на модела за изследване на влиянието на съседни аномалии върху локални трансформанти на гравитационното поле и използвани обозначения

Графики на зависимостта на относителното влияние δ на силата на тежестта $\Delta g'$ от сфера на дълбочина h_2 върху амплитудата на изследваната аномалия Δg^a от сфера на дълбочина $h_1 - \delta = \Delta g' / \Delta g^a$ при $M_2 / M_1 = 1$ и $H / h_1 = 1$ се илюстрират на фиг. 7. Влиянието може да бъде по голямо от 10% за $h_2 / h_1 < 1$ и много силно зависи от параметъра $\Delta x / h_1 < 1$

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

h₁, като то е най-голямо за $\Delta x/h_1 \approx 1$. При намаляване на относителната дълбочина на съседния смутител влиянието бързо нараства и за $h_2/h_1 < 0,3$ и $\Delta x/h_1 \approx 1$ е поголямо от 25%.



Фиг. 7. Графики на зависимостта на относителното влияние δ на силата на тежестта $\Delta g'$ от сфера на дълбочина h_2 върху амплитудата на изследваната аномалия Δg^a от сфера на дълбочина $h_1 - \delta = \Delta g' / \Delta g^a$ при $M_2/M_1 = 1$ и $H/h_1 = 1$ Параметър на графиките е h_2/h_1

Графики на зависимостта на относителното влияние δ на силата на тежестта $\Delta g'$ от сфера с маса M_2 върху амплитудата на изследваната аномалия Δg^a от сфера с маса M_1 - δ = $\Delta g'/\Delta g^a$ при h_2/h_1 = 1 и H/h_1 = 1 се илюстрират на фиг.8.



Фиг.8. Графики на зависимостта на относителното влияние δ на силата на тежестта $\Delta g'$ от сфера с маса M_2 върху амплитудата на изследваната аномалия Δg^a от сфера с маса $M_1 - \delta = \Delta g'/\Delta g^a$ при $h_2/h_1 = 1$ и $H/h_1 = 1$ Параметър на глафиките е отношението M / M

Влиянието може да бъде по-голямо от 10% за $M_2/M_1 > 1$ и зависи от параметъра $\Delta x/h_1$, като то е най-голямо за $\Delta x/h_1$ = 1,5 – 2,0. При относителната маса на съседния смутител

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ влиянието бързо нараства и за M₂/M₁ > 4 може да бъде поголямо от 30%.

Доколкото влиянието на съседни смутители с конкретна относителна дълбочина h_2/h_1 и относителна маса M_2/M_1 съществено зависи от параметъра $\Delta x/h_1$ целесъобразно е да се реализира съвместен анализ на съседни аномалии и се осъществява последователно съпоставяне на данните за количествените оценки.

Заключение

Обобщеният анализ на резултатите от изследваните локални трансформанти на гравитационното поле позволява да се направят някои основни изводи.

• За всички изследвани локални трансформанти на гравитационното поле в известни граници на изменение на относителната дълбочина до смутителя спрямо параметъра на трансформация – нивото Н за аналитичните продължения или радиусът R на кръга (или окръжността) на аритметични усреднявания, се установява добре изразена чувствителност, която може да се използва за количествена оценка на дълбочината до смутителя. При това е целесъобразен съвместен анализ по няколко трансформанти.

Разделителните възможности за анализираните ло-• кални трансформанти са чувствителни до около стойности 3-4 за параметъра на трансформация H/h (или R/h). При нормираните амплитудни стойности на остатъчните аномалии от аналитичното продължение в горното полупространство и вариационните аномалии чувствителността към изменението на H/h и съответно R₂/h е много висока до около H/h (R/h) ≈ 1. За H/h (R/h) > 2 между тези две нормирани локални трансформанти съществува добра сходимост - относителните отклонения не превишават 5%. Различно е съотношението между нормираните амплитудни стойности на изследваните локални аномалии за вертикален цилиндър. Чувствителността и за трите локални трансформанти е висока за $H/h(R/h) \le 4$. За аналитичното продължение на гравитационното поле в долното полупространство зависимостта е чувствителна за целия физически значим диапазон на параметъра на трансформация - H/h < 1.

 Резултатите от съпоставянето обуславят необходимостта от съвместното използване на две или повече локални трансформанти за оценка дълбочината до аномалните обекти.

 Влиянието на съседни смутители с конкретна относителна дълбочина h₂/h₁ и относителна маса M₂/M₁ съществено зависи от параметъра Δx/h₁. Целесъобразно е да се реализира съвместен анализ на съседни аномалии и да се осъществява последователно съпоставяне на данните за количествените оценки.

Литература

Справочник геофизика. 1990. Гравиразведка. Москва, "Недра".

W. Telford, L. Geldart, R. Sheriff and D. Keys. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press.

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 297-302

TAXONOMY AND "VULNERABILITY" OF THE GEOENVIRONMENTAL RISK PROCESSES AND SOME INDUSTRIAL FACILITIES TO THE INTENTIONAL ACTIONS (intacts)

B. Ranguelov, J. Nordvik, A. Arellano

DG Joint Research Centre (JRC) – EC, Institute for the Protection and Security of the Citizens (IPSC), Ispra (VA) 21020, Italy

ABSTRACT. The presented taxonomy is classifying (quantitatively and qualitatively) the different natural hazardous processes and their "vulnerability" to the human activity and possible intentional actions (intacts). Due to the increased threat from different actions (including terrorists), which can generate different negative consequences to the society and the economic development, such taxonomy can serve to the decision and policy makers for the risk management, response actions and prevention and protection measures. The taxonomy arranges the different types of the natural hazards (in the solid earth, water or air), to the susceptibility to intentional acts, etc. The special attention is paid to the different phases in which the geoenvironment exists (calm, activated, critical) and the actions which could be applied during these stages. Same approach is applied to some heavy industrial facilities. Different preventive and protective measures are indicated in a very general aspect. The framing of such hazardous events is of a high priority in the EC security policy.

ТАКСОНОМИЯ И УЯЗВИМОСТ НА РИСКОВИ ПРОЦЕСИ В ГЕОЛОЖКАТА ОКОЛНА СРЕДА И НА НЯКОИ ИНДУСТРИАЛНИ СЪОРЪЖЕНИЯ ОТ ПЛАНИРАНИ АКЦИИ

Б. Рангелов, Ж. Нордвик, А. Арелано

Изследователски център към ЕС, Институт за защита и безопасност на гражданите, 21020 Испра, Италия

РЕЗЮМЕ. Представената таксономия е първи опит за класификация (качествена и количествена) на различните природни опасности и тяхната уязвимост от човешка дейност, и възможни планирани акции (тероризъм). Подредбата е направена за различни природни опасности, които могат по един или друг начин да бъдат "задействани" и да предизвикат тежки за обществото последици. Класификацията е направена както по място на проява (твърда земя, вода и въздух), така и по отношение на чувствителността на всяка природна опасност към планирани акции, очаквани негативни последици и други параметри. Специално внимание е отделено на различните фази, в които се намира околната среда (спокоен, активен, критичен период. Дефинирано е понятието "медиатор" като трети елемент (освен първите два – планирана акция и стартирало бедствие), пренасящ критична част от енергията, необходима за стартиране на процеса на бедствието. Подобен подход е използуван и за тежкоиндустриалната инфраструктура на добивната, преработващата и енергийна система. Предложени са различни мерки за защита и снижаване на опасностти в обобщен вариант. Рамкирането на подобни опасности е поставено като приорите тв Европейската Комисия поради нарасналата опасност от терористични акции от всякакъв характер.

Introduction

Usually the society imagination about the terrorist actions is targeted to the man made facilities and infrastructure. The last 10-20 years activity of the different terrorist groups, strongly support this imagination - 11th September action, Persian gulf boat action, Tokyo metropolitan gas attack, Madrid 11th March attack and many other examples look like supporting this issue. But there are some dangerous natural phenomena, which also can be used for panic creation, human deaths and property losses. There are some possibilities to affect some natural hazardous processes, thus generating hazard environment and risk effects to the population and the social infrastructure. Such actions prepared by some people to affect the natural hazard environment, usually needs more knowledge, time and resources to be effective. According to this view we called these actions, not simply "terrorist", but intentional, because the difference is significant and the abbreviation "INTACTS" is accepted. There are also many examples, when the human activity has triggered different natural phenomena - earthquakes (so called induced seismicity), landslides, rock bursts (as a result of mining activity), floods and mudflows (dam and dyke breaks), forest fires, tsunamis (generated by big blasts), even the volcanic

eruptions. Up to now only military programmes have been developed focussing on these aspects (Portalsky, 1983), but due to the increased activity of the terrorists, these topics are under consideration now in the civil science as well.

Examples on triggering natural hazards by transmitting agent (mediator)

The active treatment of the weather (for example) has been performed in many countries by different chemicals (mostly AgJ dispersed by rockets) on the clouds against the hails. During the last several years in connection with the pit burns around Moscow, a message for an active treatment on the clouds for triggering rain have being announced, etc.

For the solid earth hazards a large military program in the former USSR has been developed for inducing earthquakes at the larger distances, based on seismic ray emission theory. A set of seismic heavy vibrators has been deployed all over the territory of the former USSR to try to trigger a strong earthquake to far field faults (for example - San Andreas fault). The theory was well developed and several experiments applied. No significant results have been reached (the energy for the vibrators action is too large and expensive in comparison with the results expected) that's why, after the

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

"perestroika" period this program has been cancelled. In the USA so called Denver swarm was announced, when injecting the water in the old exploitation boreholes the swarm of weak to moderate earthquakes have been triggered, observed and registered. All nuclear underground explosions at the Nevada test-site have been accompanied by the aftershocks (good descriptions and examples in the B.Bolt book "Nuclear explosions and Earthquakes"). Well known are the cases of triggering earthquakes after the fulfilment of the big reservoirs and dams. (Gupta, 1982).

Very often different poisons are used for the soil and water contaminations. Frequently reported by the mass media Hg spots on the ground are mostly used as panic creator, because of the strong poison effects of this substance generated by vapours, liquid or solute phases of this agent. This substance can be easy obtained and spread on the land and underground waters, but the neutralization is also easy.

In the water, tsunamis have been successfully generated after the underwater nuclear explosions on the test-sites at Murooa and Bikini atolls during the mid 60-ties to 70-ties of the last century (Murthy, 1986), as well as by the chemical explosions in the Dead Sea during 1999.

Possible triggering effects could be expected by big blasts (bombing) on active or activated volcanoes.

So, still the possibilities for an active influence on the natural hazards are very limited, but for some of them such possibilities exist and can be used for intacts and the negative consequences, which they can produce, must be considered.

Table 1.

Tavanan	. of the netword	hanarda durin	a the difference	t stance of and	stance and the	noocible "	madiatar"	for the interter
Taxonom	v or me narurar	nazaros ounn	a ine ailieren	i siades di exi	sience and ine	DOSSIDIE L	neolaíor us	ior me macis:
1 anononi	, or the matural	nazarao aann		collageo or on	otorroo arra tiro	p0000000 1	noundton do	101 1110 1111010101

Stages	calm	activated	critical	post event
Processes				
Solid Earth events				
Farthquakes	no	no	big blasts/water	blasts/fire
Landslides	no	water	water/vibrations	water
Volcanic eruptions	no	big blasts	big blasts/water	collapse/lava/ash
Rockfalls	no	vibrations	vibrations	no
Mudflows	no	water	water/vibrations	water
Slope processes	no	no	water/vibrations	no
Caves	no	blasts	blasts/vibrations	no
Mines (old or recent)	blasts/water	blasts/water	blast/water/gas	no
Rock bursts	no	blasts	blasts	no
Erosion	no	no	water	no
Soil pollution	no	no	chemicals,	poisoned people
			Ra-active	
			substances	
Water connected events				
Floods	no	water	water/blasts	no
Isunamis	blasts	blasts	blasts	no
Matao avants				
Storms	no	no	no	no
Heavy rains	no	no	chemicals	no
Icing	no	no	water	no
Tornadoes	no	no	no	no
Hails	no	no	no	no
Mist (Fog)	no	no	chemicals	no
Forest fires	fire	fire	fire	fire

The Mediator

There is a very specific element for all these intentional actions. To perform such activity one must be well educated and equipped and to know the "sensitive points" of each natural hazard to be able to make an effective action. Usually the natural phenomena can not be triggered directly by the direct human action. In the most specific cases (so called "unstable/critical conditions") such possibilities exist by using some kind of a transmitting agent. Most frequently a transmitting agent (called further mediator) can be used to trigger a dangerous natural phenomena – for example blast, fire, water mass (ice, snow) movements, etc. It is visible that to trigger a natural hazard event, so called mediator agent is

necessary to be used. It is called furthermore – the "third agent" or mediator.

Natural Hazards vulnerability classification

The natural hazards could be divided into several types, but the most useful for this study purposes is the classification done by Brouchev at al. (1995), because is considering the time dependence of the different hazardous events and processes:

 Processes of sudden action and repeatability caused risk consequences: earthquakes, landslides, rockfalls, mudflows, tsunamis, induced seismicity,

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

avalanches, subsidence, floods, storms, hails, icing, rock bursts.

- B) Processes with permanent action: erosion, abrasion, silting, weathering, soil salinization, screes, etc.
- C) Processes with permanent action leading to the sudden risk effects: loess collapsibility, underground erosion (suffusion), liquefaction, karst and caves, mud volcanoes, etc.

Summarizing the sensitivity to all stages of the natural phenomena development and the intact activity the Table 2. for the Natural risks and their "vulnerability" to intacts is created.

The short description of the produced effects as described in Kovachev et al., (1995) is included as well. Table 2. is created to present the possible "vulnerability", the level of the possible negative consequences (the scale of the different events) and the "effectiveness" of the intacts (in terms of costs) classified from the point of view of possible intacts influence. The negative consequences are also taken into account.

Table 2.

Comparability of the Natural Risks and their "vulnerability" from intacts

Processes	Effect	Vulnerability	Expected negative	Effectiveness
			consequences	of the intacts
Solid Erath events	S			
Earthquakes	vibrations	very low	high	very low
Landslides	mass movements	low	high	low
Volcanoes	heat/mass mov.	low	high	low
Rockfall	mass movements	high	middle	middle
Mudflows	mass movements	middle	middle	low
Avalanches	snow movements	high	high	high
Slope processes	mass movements	high	high	very low
Caves	collapse	high	middle	low
Underground mine	S			
(old or recent)	collapse	middle	high	high
Open mines				
(old or recent)	mass movements	low	low	middle
Rock bursts	collapse	low	middle	middle
Erosion	mass movement	low	low	very low
Soil pollution	pollution	high	middle	high
Water connected	events			
Floods	water movement	high	high	high
Tsunamis	water movement	middle	high	high
Meteo events				
Storms	wind, rain	very low	high	very low
Heavy rains	water level	very low	high	very low
lcing	ice	very low	high	very low
Tornadoes	high winds	very low	high	very low
Hails	ice, rain	low	high	very low
Mist (Fog)	air effects	low	low	low
Forest fires	fire	high	middle	high

Scales applied to the Table 2

Vulnerability

Very low – practically impossible to trigger such event, but the threaten can be used for panic creation or rumours spreading (for example - earthquake, storm, icing).

Low vulnerability – possible in very rare cases and circumstances to activate the process (for example landslide, fog).

Middle – possible, but needs special and complicated organization (for example - local tsunamis, mining storage destruction).

High – easy can be activated or triggered (for example: floods (by destruction of dykes), avalanches, rockfalls, cave collapse, mining objects, oil and gas boreholes and facilities).

Level of negative consequences

High – very dangerous in case of a big magnitude event.

Middle – dangerous for some facilities and the affected people.

Low – not dangerous directly for the facilities and population.

Level of the "effectiveness" of the intact

Very low – the cost of the preparation and execution is much bigger then the cost of the produced consequences.

Low – the cost of the intact preparation and execution is bigger then the cost of the consequences.

Middle - the cost is approximately the same as the cost of the consequences.

High - the cost is less that the cost of the consequences.

The analysis

The analysis of the upper tables (1 and 2) shows some specific peculiarities. Usually, when the preparation time of the process is long and needs hard preparation and huge expenses for

intact, the effectiveness is low or very low. This means that it is much less probable such natural hazards to be triggered by intacts. Again the focus of the high effectiveness, could be found around the hazard processes which are due to the human impact in the activated and critical stages (for example - landslides, rockfalls, avalanches and other slope processes). For some other processes the effective intacts can also be applicable, (gas and oil fields, old and recent mines, etc.). Only for tsunamis and partially for the soil contamination there is no difference between calm (latency), activated and critical phases. This means that it is much easier to protect the places when such phenomena exist, because it is very difficult to organise and implement such intacts in this environment. It's clear as well that this taxonomy could be applied on the local and regional level, in dependence of the natural phenomena coverage. Frequently small area hazards could bring more negative consequences, then larger ones and it depends on the vulnerability of the threaten facilities and the magnitude of the triggered event. The post event hazards must be also considered in some specific cases, especially for the high level dangers, because of the secondary or domino effects (Lessons learnt - Reports, 2000-2003).

Protection and prevention:

Some protective measures

Activities to mapping, monitoring and investigations of the intensity and the volumes of the natural processes and events, which can be threatened by intacts must be performed. The all stages of the hazardous phenomena must be identified in time and space. Access to the transmitting agents during the dangerous stages must be limited by the specialized regulations. Correct information to the threatened population about the intacts possibilities must be disseminated to the public. Emergency plans and actions must be foreseen for the specialized units of Civil defence. Training activities of the responsible institutions - civil defence, local authorities and the population must be planed and performed. Frequently the data and information international exchange could be useful about such activities.

Prevention

Regulations must be created classifying the intact possibilities to trigger the natural hazards, including vulnerability, third agent (mediator) abilities, possible intacts performance, prevention protection and people preparation.

Table 3.

Comparability of the different facilities and their vulnerability (in average) to intacts					
Facilities	Vulnerability from intacts	Negative consequ	Negative consequences		
		Social	Economic		
Dams	middle	massive	heavy		
Dykes	high	middle to strong	middle		
Bridges	high	middle to strong	middle		
Roads	low	middle	low		
Railways	high	middle	middle to heavy		
Refineries	middle	middle to strong	heavy		
Pipelines	high	middle to strong	middle to heavy		
Electric lines	high	middle	middle		
Power stations	middle	middle to strong	middle to heavy		

Measures preventing the activation of the processes have to be performed for prevention when it is possible.

All regulatory mechanisms and access to the possible third agents (mediators) must be formulated and applied by the specialised authorities.

Correct information disseminated among the population has to be done. Emergency plans considering such possibilities of the intentional acts must be created. Training courses for the decision makers and the Civil protection authorities have to be performed regularly.

Taxonomy on the vulnerability of some industrial critical facilities to the intentional acts

The much more vulnerable to the intacts are the facilities of industrial and supplying infrastructure, connected with the exploration, exploitation and the use of the natural resources. They are more vulnerable to the different sabotages. Most of them are presented at the following table. Not only the facilities are taken into consideration, but also the negative consequences, which they can produce. The last ones are divided into two categories – social and economic, which are considered equally important. This means that in some cases the effects of the intacts are comparable in the social and economic aspects, which is an important topic for the decision makers. The taxonomy shows the vulnerability in qualitative aspects, and for the quantification, many new data and methodologies have to be applied.

Due to the rare time of occurrence of such activities, it is really a problem to collect the relevant information for such intentional actions. There is another factor, which must be taken into consideration – very rare the intacts are applied on one and the same type of facilities, because the measures are taken afterwards.

So the lessons learnt can help the decision making process in some cases, but also the modeling and the scenarios development could be applied for the better management. The table is not complete, but considers the most frequent facilities used in the EU, which could be threaten by the intacts. The most vulnerable and dangerous chemical plants for example, are not included, because they are under the SEVESO directives and have special almost unified protective measures.

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

NPP's	low	strong to massive	heavy
Mines	middle	isolated to middle	heavy
Waste storages	low	isolated to middle	middle
Exploitation boreholes	low	isolated	middle
Oil and gas sea platforms	middle	isolated	heavy
Gas and oil stations	high	middle to strong	middle
Tunnels	low	middle	middle to heavy
Metropolitans	high	middle to strong	middle to heavy
Ports	low	middle	middle
Tankers (boats)	high	isolated to middle	middle to heavy
Factories (chemical, etc.)	middle	middle	middle to heavy
Blackouts	middle	middle	middle to heavy

Scales applied to the Table 3

Vulnerability:

Low – means resistant structures, and huge difficulties to organize a teract.

Middle - means difficulties to organize a teract.

High – means to organize and perform the teract without significant difficulties.

Social consequences:

Massive – affects a lot of population. Strong – affects many people (hundreds of people). Middle – affects several people (tens of people).

Isolated – affects few people.

Economic consequences:

Heavy – destruction difficult to rebuilt or repair. Middle – destruction repairable for few months. Low – destruction easy to repair.

Analysis

As it is shown on Table 3, the different facilities have different vulnerability to the intacts. In this table only some heavy industry facilities are included and the list, of course, is incomplete. Frequently a single industrial facility can trigger cascading ("domino") effects (single or several) of other negative processes and consequences. For example: a dam brake, can create flood, brake the bridges, or trigger landslides, rockfalls, tsunamis or sometimes mining collapses. Usually such multiple events disconnects almost all life-lines – roads, electricity and water supply, leads to gas and oil isolation (leakage) and/or the disturbances to the communication lines. This means that these facilities are secondary generators of the "domino" effects and cascading cases.

Some protective measures

The important problem for such critical man-made facilities is to go deeper and to outline the weak points of each facility, for the better security of it. Security systems (autonomous or watched for monitoring and observations) have to be established around the threaten facilities. The proper education system about specialized guards, decision makers and working people in the facilities has to be developed. Special constructive measures against intacts could be performed in advance.

Preparedness and Prevention

Correct information disseminated among the possible threaten people and the population is essential. The emergency plans creation must include as well as the measures against these similar threats. Training actions for the decision makers and the threatened population, must be performed regularly including lessons learned by previous events (if any), or to model the effects of possible scenarios. The training of the security personnel is also essential, because of the peculiarities of the threaten facilities, possible triggering effects and considering the possible "domino" effects as well as the NATECH (NAtural disasters Triggering the TECHnological ones) and possible vice-versa – (Technological – triggering some Natural disasters) scenarios.

Conclusions

The useful classifications and taxonomy about the "vulnerability" of the natural risk processes to the intentional actions and human activities is prepared. Same approach is developed for some industrial facilities as well. Both classifications can serve the decision makers (Tenekidjiev et al. 2001, Tenekidjiev et al., 2003) to choose the optimal decisions about the people and/or infrastructures vulnerability, safety and protection by different measures. This taxonomy is useful as well for the risk control measures which could be applied by the respective authorities, to be included in the emergency response plans, risk maps or on other risk management activities.

Acknowledgments

This work has been executed during the sabbatical stay of the first author in the JRC Hazard Assessment Unit, 2004-2005.

References

- Bruce, B. 1973. Nuclear explosions and Earthquakes, Freeman and Co., San Francisco, 342 p.
- Geological Hazards in Bulgaria. 1994. (Ed. I Brouchev explanatory text to a map of 1:500 000). BAS, S, 143 pp. (in Bulgarian with English summary)
- Gupta, H. 1982. *Dams and Earthquakes*. Freeman and Co., San Francisco, 273 p.
- Kovachev, V., Ranguelov, B. & Tsonchev, R. 1997. *Risk Management of Natural disasters and catastrophes.*, NCDE, 220 p., (in Bulgarian with some English key words)
- Map Geological hazards in Bulgaria Scale 1:500 000. 1994.Ed. I Brouchev, BAS, S.

Murthy, T. 1985. Seismic waves - Tsunamis. Ottawa, 444 p.

- Lessons learnt from Avalanche Disasters. 2000. (Ed. A.Colombo), NEDIES Project Report EUR 19666 EN, 14 p.
- Lessons learnt from Storm Disasters. 2001. (Eds. A.Colombo, A.L.Vetere), NEDIES Project – Report EUR 19941 EN, 45 p.
- Lessons learnt from Earthquake Disasters that occurred in Greece. 2002. (Eds. C.Theofili, A.L.Vetere), NEDIES Project – Report EUR 20261 EN, 25 p.
- Lessons learnt from Flood Disasters. 2002. (Eds. A.Colombo, A.L.Vetere), NEDIES Project – Report EUR 20409 EN, 91 p.
- Lessons learnt from Forest Fire Disasters. 2003. (Ed. A.L. Vetere) NEDIES Project Report EUR 20761 EN, 63 p.
- Lessons learnt from Landslides. 2003. (Ed. J.Hervas), NEDIES Project – Report EUR 20558 EN, 91 p.
- Portalsky, I. 1983. *The geophysical weapons*. Military edition, S, 202 pp. (in Bulgarian)
- Tenekedjiev, K., N. Spasova, M. Teohareva, N. Nikolova, 2001. Application of the decision theory in the modern healthcare, *Proc. I-st Intl. Congress of Health Care*,, pp. 12-13.
- Tenekedjiev, K., N.Nikolova, D. Dimitrakiev. 2003. *Theory and practice of risk analysis*. Techn. Univ. Press, Varna, 365 pp.

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 303-306

ПРИЛАГАНЕ НА СПЕКТРАЛЕН АНАЛИЗ ЗА ИЗСЛЕДВАНЕ ВЛИЯНИЕТО НА ГЕОФИЗИЧНИ И КОСМИЧЕСКИ ФАКТОРИ ВЪРХУ ЧОВЕКА

И. Стоилова, Т. Здравев

Централна лаборатория по слънчево земни въздействия, БАН, 1113 София

РЕЗЮМЕ. Биологичните механизми, чрез които геофизичните фактори влияят върху физиологичните и поведенчески реакции на човека не са изяснени и прецизирани, въпреки че съществуват различни предположения и теории. Чрез различни математически и статистически подходи се правят опити за увеличаване на извличаната информация при изследване на реалното влияние на геофизични и космически фактори върху основни физиологични показатели при човека. В доклада се представят някои от получените резултати чрез прилагане на спектрален анализ върху данни от наземни изследвания и такива проведени по време на космически полети. Използва се физиологичната интерпретация на честотната характеристика на спектрите на различни по дължина редове от физиологични данни, които могат да бъдат източник на допълнителна информация.

INFLUENCE OF GEOPHYSICAL AND COSMIC FACTORS ON THE MAN – EXPLORATION BY SPECTRAL ANALYSIS

I. Stoilova, T. Zdravev

Solar-Terrestrial Influence Laboratory, BAS, 1113 Sofia

ABSTRACT. Biological mechanisms of the geophysical influence on the physiologic and behavior reactions are not precisely clear. Mathematical and statistical methods are proposed to extract the bigger information. In this paper some results are presented in this direction. They are received by spectral analysis of the explorations made on the Earth and during space flights. The physiological interpretation of the frequency spectral characteristic corresponding to different physiological data are used for receive in addition new information. This is a way to receive additional new information.

Въведение

Статистическите методи подпомагат изследването на варирането на дадено явление или обект, като статистиката ни предоставя средствата за измерване на границите и вида на съответното вариране. Статистическите методи дават възможност за получаване на допълнителна информация, която обогатява и прецизира търсените резултати. При провеждане на медико-биологични изследвания, където най-често са в сила корелационни а не функционални зависимости между причините и следствията, статистическите анализи са особено полезни и често крайно необходими.

Биологичните механизми, чрез които геофизичните фактори влияят върху физиологичните и поведенчески реакции на човека не са изяснени и прецизирани, въпреки че съществуват различни предположения и теории. Като използваме различни статистически и математически подходи ние се опитваме да установим наличието на подобно влияние и да покажем неговата значимост за здравето на човека, ако разбира се, то бъде установено. Изследването на човека в условия на космически полет поради оскъдността на събраните данни и уникалността на всички медицински регистрации проведени в тези условия също се нуждае от прилагането на допълнително обработване на данните и използване на статистика за максимално оползотворяване на събраните данни.

В това отношение особено полезно е прилагането на различни спектрални методи. Използва се физиологичната

интерпретация на честотната характеристика на спектрите на различни по дължина редове от физиологични данни, които могат да бъдат източник на допълнителна информация.

Особено често спектралния анализ се използва за изследване реакциите на мозъчната електрическа активност и на сърдечната дейност при различни въздействия при здрави хора или при патологични отклонения.

При анализ на дейността на сърдечно-съдовата функционална система особено важно и интересно е да се установят точните невровегетативни взаимоотношения на регулиране на сложните функции на тази система. За тази цел най-често се използват регистрации на електрическата активност на сърцето (ЕКГ), като се като се анализира нейната конфигурация или се измерват параметрите на отделните съставящи я вълни, или се отчитат вариациите между еднаквите вълни на ЕКГ в последователни редици.

Чрез спектрален анализ се прави опит да се установят точните взаимоотношения в действието на клоновете на вегетативната нервна система, като чрез това се търси изясняване на регулаторните механизми в сърдечно съдовата система при различни екстремални въздействия.

Спонтанните вариации в R-R интервалите са отдавна установени, но физиологичният смисъл на тези вариации все още се изяснява. Промените в дължината на R-R интервалите се определят като флуктуации около тяхната средна стойност (Mansier, 1996). В космически условия всички получени данни от ЕКГ регистрации се използват най-рационално за определяне на медицинския статус на астронав-

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Стоилова И. и др. ПРИЛАГАНЕ НА СПЕКТРАЛЕН ...

тите (Charles, 1986). Точното познаване на промените в статуса на астронавтите е единствения реален начин да се предвиждат следващи защитни мерки за тяхното здраве.

По литературни данни, сърдечният ритъм се контролира от синоатриалния възел, инервиран от симпатикусовия и парасимпатикусовия клонове на автономната нервна система (Randall, 1994). Минимум 1 минута запис е необходим за верифициране на високочестотните компоненти в спектъра на R-R интервалите и минимум 2 минути запис за определяне на нискочестотните компоненти (Task Force, 1996).

Преобладаващо е мнението че нискочестотните компоненти до 0,15 Hz са количествен маркер за симпатикусовата активност, а високочестотните компоненти от спектъра (0,15-0,4Hz) са предимно свързани със парасимпатикусовата активност (Berntson, 1997). При здравите хора нормално се отчитат в определени граници вариации в честотата на сърдечните съкращения. Вариативността интегрира много механизми във и извън Централната нервна система на човека, които влияят и регулират сърдечната честота (Martin, 1978). Именно чрез спектралните методи се постига извличане на допълнителна информация относно значението на варизбилността на сърдечния ритъм, относно зависимостта между големината на сърдечните интервали и степента на вариабилност и най-вече информация за прогностичното и информационно значение на тези вариации, които не се познават добре и още по-малко се използват в практиката (Tsuji, 1994).

Материал и методи

С цел установяване влиянието на промени в някои геофизични фактори върху човека ние изследвахме някои параметри на сърдечно-съдовата система и поведенчески показатели при спокойни (несмутени) геофизични показатели и при изразени промени в тях. Регистрирахме стойностите на кръвното налягане (систолично и диастолично), честотата на пулса и ЕКГ-промени (измервахме вариациите в дължината на R-R интервалите от електрокардиограмите (ЕКГ)). Отчитахме по субективни данни и някои поведенчески особености - общо самочувствие, промени в настроението, работоспособност, оплаквания от главоболие или други данни за физиологичен или психологичен дискомфорт.

През целия период на провежданите изследвания ежедневно следяхме стойностите на Ар индекса - ползвахме данни от Internet (Solar Terrestrial Activity Report). Част от изследванията провеждахме в реално време на регистрираните геофизични промени, а други преди или след регистрирани изменения в тях. Сравнявахме регистрираните физиологични параметри в дни с Ар индекс над 50 с данни регистрирани в дни с Ар стойности между 5 и 10. Регистрациите в дните с високи стойности на Ар индекса допълвахме с контролни измервания 1 ден преди и 1 ден след тях.

Наблюдавахме и изследвахме група от 11 здрави лица. Средната възраст е 43.9 г. Направени са общо 261 измервания, от които 183 са фонови (при несмутени геомагнитни показатели) и 78 при геомагнитни бури. Бяха направени и 50 ЕКГ регистрации.

От регистрираните ЕКГ измервахме редици от 128 последователни R-R интервала и на тях проведохме time domain анализ, включващ измерване на средна стойност на редиците от R-R интервали, определяне на минималната и максимална стойности, стандартното отклонение, коефициента на вариация и др. и frequency domain анализ, включващ определяне на спектъра на получените редици.

Освен това на данни от космически експерименти, регистрирани при полета на втория български космонавт А. А., беше направен спектрален анализ на R-R интервали, извличани от ЕКГ сигнали и сравнени с резултати, получени от извадки в периоди на спокойно будно състояние преди и след сън в различните етапи на полета (преди полет - 3 месеца, 1 месец, 4 дни и непосредствено преди полет; по време на полет - първа, втора и четвърта нощ; след полет - непосредствено след полет (кацане), пет дни, три месеца). Екстракцията и предварителната обработка на подбраните участъци от данните бяха предмет на предишно наше съобщение (Здравев Т. И кол., 1997).

Резултати

Измерването на дължината на R-R интервалите от ЕКГрегистрациите и направения time domain анализ показа изразена тенденция за скъсяване в периодите с геомагнитни смущения. Спектралният анализ на редиците от R-R интервали показва преобладаващи изменения в нискочестотната част на спектъра (фиг. 1).



Фиг.1. Спектри на усреднените R-R интервали: а) при спокойни геофизични показатели; б) при смутени геофизични показатели

При анализа на резултатите от регистрации при космически полети, Спектралният анализ на подбраните участъци от 128 R-R интервала показва наличие на изразени различия в спектрите от регистрациите преди полета, в космически условия и след полета (фиг. 2). Наблюдаваните различия се свързват с промени в балансирането на симпатикусовия и парасимпатикусов дял на автономната нервна регулация на сърдечната дейност, изразяващо се в съотношението на нискочестотните и високочестотните съставки на спектъра. В космически условия се наблюдава преразпределение на всички съставки на спектъра като попродължително остават невъзстановени високо-честотните компоненти около 0.3 Hz.



Фиг. 2. Спектри на R-R интервалите от ЕКГ преди, по време и след полет

Обикновено след сън физиологичните показатели се подобряват, в това число и тези на сърдечно съдовата система - сърдечната честота най-често намалява, пулсът се успокоява. По време на космически полет на борда на станцията Мир възстановителната роля на съня се отразява в структурата на спектрите на R-R интервалите и се представя в мощностния спектър чрез слабо изразени промени в отделните части на спектъра (Фиг. 3).



Фиг. 3. Спектрален анализ на R-R интервали от различни стадии на съня

Обсъждане

Нашите изследвания потвърждават резултатите от провеждани до сега изследвания. Доказано е влиянието на геофизичните индекси и на различните видове колебания в геомагнитното поле върху отделни физиологични показатели или функционални системи (Doronin, at all, 1998, Ghione, at all, 1998). В своите изследвания Доронин и колектив (Doronin, at all, 1998). установява наличие на корелация между осцилациите на К-индекса и промените в ал $da(\alpha)$ -ритъма от човешката мозъчна електрична активност. Доказано е също (Николаев, 1982) изразеното отрицателно влияние на пълното изчезване на кратко-периодичните колебания на геомагнитното поле върху централната нервна система. Тези колебания се смятат като главен екологичен фактор на биосферата. Тяхното намаляване по амплитуда до пълно изчезване има особено силно отрицателно (неблагоприятно) въздействие. В свои обширни изследвания (Guliaeva, 1998) доказва, че има нарастване на смъртността с 30 % в годините на висока слънчева активност. Зайцева и Пудовкин (Zaitseva,, Pudovkin, 1995), установяват положителна корелация в тези години със смъртността и отрицателна с раждаемостта Установена е също зависимост между промените в К-индекса и производството на мелатонин, който има отношение към нормалното протичане на съня на човека (O'Connor, Persinger, 1996, Доказано е също, че съществува корелация между броя на извършените престъпления и промените в стойностите на планетарните индекси (Avdonina., Samovichev, 1995, Chibrikin, at all 1995].

В космически условия, нашите резултати показаха дифузни промени във всички части на спектъра на участъците от 128 последователни R-R интервала. Структурата на спектрите от периодите преди, по време и след космически полет е различна, което е показателно за промени в балансирането между отделните части на вегетативната сърдечна регулация - симпатикусовата и парасимпатикусова регулации. По продължително не се възстановяват високо-честотните компоненти на спектъра (0,3 Hz), което е показателно за предимно (по – чувствително) реагиране на парасимпатикусовата система. която се представя във високо-честотните компоненти от спектъра (0,15-0,4Hz).

Отчетените промени преди и след сън в условия на космически полет показват от една страна полята на съна в тези условия за протичане на възстановителните процеси и от друга възможността, чрез прилагане на спектрален анализ, да се охарактеризират количествено дисрегулаторни отклонения, което се постига по-трудно чрез други рутинни физиологични методи за анализ. Промяната в спектрите под влияние на космическите условия, при липса на други промени, може да бъде алармен сигнал за акумулирани отклонения в сърдечната дейност.

Проведените изследвания и получените резултати подкрепят необходимостта от изследвания в тази насока, които могат да са особено полезни в изработване на стратегия за предпазване на застрашените индивиди от вредното въздействие на геомагнитните фактори от една страна и от друга за поддържане нивото на работоспособност при здравите хора.

Литература

- Здравев Т., И. Стоилова, 1997, Цифрова обработка и анализ на аналогово регистрирани биологични сигнали от лабораторни и космически експерименти. Сб. Докл. IV нац. конф. на ЦЛСЗВ, БАН, София, 88-90.
- Николаев, Ю., Рудаков, Я., Мансуров, С., Мансурова, Л., 1982. Секторная структура междупланетного поля и нарушения деятельности центральной нервной системы. - Проблемы космич. Биологии, 43, М., Наука, 51-59.
- Avdonina, E., Samovichev, E., 1995, Some heliogeophysical characteristics of a series of especially dangerous crimes. – *Biofizika*, 40 (5), 1060-3.
- Berntson G. G., J.T. Brigger, D. L. Eckberg, P. Grossman. P. G. Kaufmann, M. Malik, H. N. Nagaraja, S. W. Porges, J. P. Saul, P. H. Stone, and M. W. Van Der Molen. 1997, Heart rate variability: Origins, methods, and interpretive caveats. - *Psychophysiology*, 34, Cambridge University Press, 623-648.

- Charles J.B., M.W.Bungo, 1986, Cardiovascular Research in Space: Consideration for the Design of the Human Research Facility of the United States Space Station. -*Aviat.Space Environ.Med.*, 57, 1000-1005.
- Chibrikin, V., Samovichev, E., Kashinskaia, I., Udal'tsova, N., 1995, Dynamics of social processes and geomagnetic activity. 1. Periodic components of variations in the number of recorded crimes in Moscow – *Biofizika*, 40 (5), 1050-3.
- Ghione, S., Mezzasalma, L., Del Seppia, C., Papi, F., 1998, Do geomagnetic disturbances of solar origin affect arterial blood pressure? *J. Hum Hypertens*; 12 (11), 749-754.
- Guliaeva, T., 1998, Lethal manifestations of meteorological and cosmic factors: *Biofizika*. 43(5) 833-839.
- Doronin, V., Parfentev, V., Tleulin, S., Namvar, R., Somsikov, V., Drobzhev, V., Chemeris, A., 1998, Effect of variations of the geomagnetic field and solar activity on human physiological indicators. – *Biofizika*. - 43 (4), 647-653.
- Mansier P., Clairambault J., Charlotte N., Medigue C., Vermeiren Ch., Lepape G., Carre F., Gounaropoulou H., Swynghedauw B. 1996, Linear and non-linear analysis of heart rate variability., *Cardiovasc. Res.* 31, 371-379
- Martin, C.B., 1978, Regulation of the fetal heart rate and genesis of FHR patern. Semin. Perinat. 2; 131, 136.

- O'Connor, R., M. Persinger, 1996, Increases in geomagnetic activity are associated with increases in tyroxine levels in a single patient: implications for melatonin levels. - *Int. J. Neurosci.*, 88 (3-4), 243-7.
- Randall, W. C., 1994, Efferent sympathetic innervation of the heart. In J. A. Armour & J. L. Ardell (Eds.). -*Neurocardiology*, New York, Oxford University Press, 77-94
- Task Force of the European Society of Cardiology and the North American Society of Pacing and Electrophysiology. 1996. Heart rate variability: Standards of measurement, physiological interpretation, and clinical use. – *Circulation*, 93, 1043-1065.
- Tsuji H.F., J. Venditi, E.S. Manders, J.C.Evans, M.G.Larson, C.L.Feldman, D.Levy, 1994, Reduced heart rate variability and mortality risk in an elderly cohort. - *Circulation*, 90, 878-883.
- Zaitseva, S., Pudovkin, M., 1995, Effect of solar and geomagnetic activity on population dynamics among residents of Russia. *Biofizika*, 40 (4), 861-864.

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" Годишник, том 47, свитък I, Геология и геофизика, София, 2004, стр. 307-309

MATHEMATICAL MODELING THE INFLUENCE OF SOME GEOLOGICAL STRUCTURES ON EARTH HEAT FLOW

V. Stoyanov, S. Kostyanev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia

ABSTRACT. In this paper is composed and investigated a mathematical model concerning the influence of some geological structures on the non-stationary earth heat flow. The essence of the model consists in numerical solution of heat equation, describing distribution of non-stationary temperature in Earth crust with variable thermal characteristics and with corresponding initial and boundary conditions. The reached results allow investigation of the connection between measured heat flow and some thermal parameters in Earth crust.

МАТЕМАТИЧЕСКО МОДЕЛИРАНЕ НА ВЛИЯНИЕТО НА НЯКОИ ГЕОЛОЖКИ СТРУКТУРИ ВЪРХУ ЗЕМНИЯ ТОПЛИНЕН ПОТОК

В. Стоянов, С. Костянев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София

РЕЗЮМЕ. В тази статия е съставен и изследван математически модел, третиращ влиянието на някои геоложки структури върху нестационарния земен топлинен поток. Същността на модела се състои числено решаване на граничната задача за уравнението на топлопроводността, описващо разпределението на нестационарната температура в земна кора с променливи топлофизически характеристики и при съответните начални и гранични условия. Получените числени резултати позволяват да се изследва връзката между измерения топлинен поток на повърхността земната повърхност и някои структурни и топлофизични характеристики на земната кора.

Introduction

Recently, the interest about determination of non-stationary temperature field in three-dimensional media is growing considerably. The main reason is the fact that generation of hydrogen carbon in such mediums depends on the time and the temperature. In some cases the heat is received from intrusive bodies, contributing formation of organic materials. The calculation of temperature field in these mediums is object of enormous interest for petroleum geology [1 - 4].

Formulation and solution of the problem

Let investigate the following model (fig.1)



Fig. 1.

We have to find the function:

$$P(x,y,t) = \left. K_1 \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} \tag{1}$$

where P(x,y,t) is heat flow on the Earth's surface. The temperature T(x,y,z,t) is defined from the boundary problem:

$$div\left\{a^{2}(x,y,z)gradT(x,y,z,t)\right\} = \frac{\partial T}{\partial t},$$
(2)

where:

$$a^2(x,y,z)=\frac{K(x,y,z)}{c\rho},$$

is coefficient of thermal diffusivity; K(x,y,z) - coefficient of thermal conductivity; c - specific heat capacity; ρ - density [5 - 6]. In our case K is:

$$\begin{aligned} & \mathsf{M}K_1, \quad 0 < z < h_1(x, y), \\ & \mathsf{K}(x, y, z) = \overset{\mathsf{N}}{\underset{\mathsf{H}}{\overset{\mathsf{N}}{\mathsf{K}}_2}, \quad h_1(x, y) < z < h_1(x, y) + h_2(x, y), \\ & \overset{\mathsf{O}}{\underset{\mathsf{O}}{\mathsf{K}}_3, \quad h_1(x, y) + h_2(x, y) < z < H. \end{aligned}$$

On the surface $z_1(x,y) = h_1(x,y)$ and $z_2 = h_1(x,y) + h_2(x,y)$ have to be in force the following conditions:

ГОДИШНИК на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", том 47 (2004), свитък I, ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Stoyanov V. et al. MATHEMATICAL MODELING THE ...

$$[T]_{h_1,h_1+h_2} = 0, \qquad \qquad \overset{\text{if}}{\underset{\text{f}}{\text{K}}} \frac{\partial T}{\partial n} \overset{\text{ff}}{\underset{\text{h}_1,h_1+h_2}{\text{H}}} = 0.$$
(3)

If z=0 and z=H

$$T|_{z=0} = 0; \qquad K_3 \frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=H} = Q_H(t)$$
(4)

and the initial conditions are homogeneous:

$$\frac{\Psi T(x, y, z, t)|_{t=0}}{\Pi Q_{H}(t)|_{t=0}} = 0,$$
(5)

Initially we make the following numerical study. We take $Q_{\mu}(t)$ in the form:

$$Q_{H}(t) = \begin{array}{c} M 0 ; t < 0 \\ H \\ 0 Q_{H}^{\circ} = 50 mW / m^{2} ; t > 0 \end{array}$$
(6)

and determine the time (t_{min}) for appearance of deep heat flow on the Earth's surface and the time (t_0) for establishment of stationary field.

From the fig. 2 are defined t_{min} and t_0 .





We can see, that the change of heat flow from depth of 2000 m lead to appearance of heat flow on the Earth's surface when t>20000 years and appearance of stationary case when t>500000 years.

On the fig. 3 is shown, that the anomaly in Earth's heat flow repeat the anomaly layer (if the layer is heat conducting).



We calculate when $Q_{H}(t)$ is altering in the following way:

$$Q_{H}(t) = \begin{array}{l} \| Q_{H}^{o} ; t < 0 \\ \| Q_{H}^{o} ; t > 0 \end{array}$$

$$\tag{7}$$



Fig. 4.

where $Q_{H}^{i} \approx (1,5 \ensuremath{\,^{\circ}} 2)Q_{H}^{\circ}$. The initial condition $T(M,t=0)=T_{O}(M)$ is taken from the established field in problem (2). Furthermore $P(x,y,t=0)=P_{O}(x,y)$ – this is the result of problem (2). Now we begin calculation about the time $0 < t < t_{min}$, i.e. when on the Earth's surface the flow P(x,y) practically does not distinguish from $P_{O}(x,y)$. Moreover, it is found that for 10000 years the temperature in depth considerably has changed and the heat flow on the Earth's surface practically is the same (fig. 5).





That shows the following: if we measure today the heat flow on the Earth's surface and continue the temperature field in depth, we can receive the stationary distribution, which had been 10000 years ago. In fact the current temperature distribution in depth is other.

References

Carslow G. and all. – *Heat Conductivity*, Moscow, 1964. (In Russian).

Stoyanov V. et al. MATHEMATICAL MODELING THE ...

- Numerical Mathematics and Technics in Geophysics. Geophysical Reference, Moscow, Nedra, 1982. (In Russian).
- Vlasov, V., Lyubimova E. Mathematical Models in Geothermics. Problems at Mathematical Physics and Numerical Mathematics. Moscow, 1977. (In Russian).
- Kutas R. and all *Modelling of heat flow*. Naukova Dumka, Kiev, 1989 (In Russian).
- Kostyanev S. Mathematical Models of Geothermal Fields. Moscow University, Moscow, 1979.(In Russian).
- Kostyanev S. Mathematical Modelling of Geophysical Fields in Gradient Media. MGU, Sofia, 1999,
- (Monograph 200 pp.)

Препоръчана за публикуване от катедра "Приложна геофизика", ГПФ