ГОДИШНИК

НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ" – СОФИЯ

том 51

Свитък I: Геология и геофизика

ANNUAL

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

Volume 51 Part I: Geology and Geophysics



Издателска къща "Св. Иван Рилски" Publishing House "St. Ivan Rilski" София, 2008 Sofia, 2008

ISSN 1312-1820

РЕДАКЦИОННА КОЛЕГИЯ

доц. д-р Венцислав Иванов – главен редактор доц. д-р Страшимир Страшимиров – зам. главен редактор доц. д-р Руслан Костов – председател на редакционен съвет доц. д-р Вяра Пожидаева – председател на редакционен съвет проф. д-р Кръстю Дерменджиев – председател на редакционен съвет доц. д-р Десислава Костова – председател на редакционен съвет Цветан Петров – секретар

РЕДАКЦИОНЕН СЪВЕТ на Свитък I: Геология и геофизика

доц. д-р Руслан Костов – председател доц. д-р Страшимир Страшимиров доц. д-р Ради Радичев доц. д-р Павел Пенчев доц. дгн Димитър Синьовски доц. д-р Георги Николов

Раздел 1 – Геология, минералогия и полезни изкопаеми

Бакърджиев, С., К. Русков. Мащабна инверсия при стохастичната стимулация	7
критерии при идентифицирането на перспективни геоложки структури за подземно съхраняване на въглероден диоксид (СО ₂) в България	10
Банушев, Б., З. Цинцов, М. Сивилов. Състав, текстурни и микротекстурни особености на жилни ахати от района на Маджарово, Източни Родопи	16
Василева, М., И. Григорова, И. Нишков. Форми на присъствие на SiO ₂ в продуктите от цинкова флотация в обогатителна фабрика "Ерма река", Златоград	22
Димитров, Х. Палеогеографска реконструкция на Долнокамчийския седиментен басейн (морската част) през средно-късноеоценската и олигоценската епоха	28
Кортенски, И., А. Здравков. Присъствие и разпределение на пепелообразуващи елементи във въглища от Бобовдолския басейн, България Кортенски, Й. А. Заравков. Прицадова. Придагано на можемировичата красификациа на	34
въглища в пласта и международната кодификационна система за въглища от Балканския басейн	41
Синьовски, Д. С. Геоложките феномени в триаските и палеогенските скали на югозападна България	48
Синьовски, Д., В. Рангеловска, М. Толев, Г. Начев, Е. Танев, С. Шахалиев, С. Цветанова, П. Поманова, М. Цветанов. Геоложките феномени в северната част на Искърския пролом	54
Токмакчиева, М. Ролята на дълбочинната хипергенеза за формиране на комплексни минерализации	62
Петров, П. И., М. Паскалев. Ценоманът в Източния Балкан: фациеси и палеогеография Ajdanlijsky, G. Cyclicity and high-resolution (HIRES) stratigraphy of the Chugovitza formation from the area of Chalanash village. Safia District	68 72
Ajdanlijsky, G., B. Banushev, J. Genchev, V. Frugova, Y. Dinchev. New data about the Mirkovo Formation from the area of the Chelopech village, Sofia District Brănoiu, Gh., M. Ciocîrdel, O. Georgescu, D. Frunzescu, Contribution to the study of the	78
magnesian minerals in the Iuţi-Tişoviţa-Plavişeviţa ophiolitic complex from the Almaj Mountains (Southern Carpathians, Romania)	84
Dimitrov, I. Suprestructure of the metamorphic rocks in South Bulgaria – discussion	97
Georgiev, V., P. Milovanov, P. Monchev. Strontium isotope studies of the Late Alpine extensional magmatism in the Eastern Rhodopes	103
Valchev, B. Midway-type benthic foraminifera from the Paleocene of the coastal part of East Stara Planina (Eastern Bulgaria). Family BAGGINIDAE Cushman, 1927 to Family	109
ORIDORSALIDAE Loeblich and Tapan, 1964 Valchev, B. Midway-type benthic foraminifera from the Paleocene of the coastal part of East Stara Planina (Eastern Bulgaria). Family HETEROLEPIDAE Gonzales-Donoso, 1969 to Family ROTALIIDAE Ehrenberg, 1839	115 123
Раздел 2 – Геофизика, хидрогеология, сондиране и добив на нефт и газ и геоеколог	ия
Борисова, Д., И. Илиев. Измерени и моделирани отражателни спектри на гранити	129
Бояджиев, М. М. Модел за прогнозиране на потреблението на природен газ	132
Димовски, С., А. Цветков. Електротомографски изследвания за оценка състоянието на рекултивирани хвостохранилища	136

Пенчев, П., К. Спасов, К. Шопова. Ролята на подземните води в развитието на	
Дуранкулашкото езеро	144
Радичев, Р., С. Димовски. Характеристика на гравитационното поле на Панагюрския руден район и закономерности в разпределението на рудните находища	149
Спасова, И., С. Грудев. Комбинирано химично и биологично преработване на златосъдържащ сулфиден концентрат	155
Стоянов, Н. Т. Естествена защитеност от повърхностни замърсители на палеогенския карстов водоносен хоризонт в района на гр. Чирпан, участък "Бялата вода". Част 1 Хидродинамични и миграционни условия за движение на замърсителите	159
Стоянов, Н. Т. Естествена защитеност от повърхностни замърсители на палеогенския карстов водоносен хоризонт в района на гр. Чирпан, участък "Бялата вода". Част 2 Математически модел за прогнозиране на миграцията на замърсителите в зоната на	
аерация и във водонаситената зона Цветков, А. Използване на различни компоненти на полето на свръхдългите радиовълни	165
съвместно с постояннотоково електропрофилиране за изучаване на разломни структури в някои златни и полиметални находища на България	171
Шопова, К. Хидрогеоложки условия в района на езеро Сребърна	177
Borisova, D., R. Kancheva. Spectrometric measurements of terrestrial and lunar basalts	182
Georgiev, P., S. Groudev. Ecotoxicological characteristic of a soil polluted by heavy metals and uranium before and after its bioremediation	185
Млади автори	
Тончева, М., Г. Палакарчева. Литофациални и резервоарни характеристики на продуктивния триаски карбонатен комплекс между реките Искър и Осъм в южномизийската	
периплатформена област	191
Тотева, Г., Д. Мерачев. Основни предпоставки за нефтогазоносна перспективност на търновското понижение	194
Хлебников, В., Д. Мерачев. Дигитален векторно-сеизмичен сензор и безжичната система FireFly	197

Varia

Честит юбилей! Правда Пешева-Сачкова навърши 80 години	203

CONTENTS

Part 1 – Geology, Mineralogy and Mineral Deposits

Bakardjiev, S., K. Ruskov. Scale inversion in the stochastic simulation	7
Balinov, V., E. Zaneva-Dobranova, M. Doncheva. Geological prerequisites, principles and criteria to	
the identification of prospective geological structures for underground storage of carbon dioxide	10
Banushev, B., Z., Tsintsov, M. Sivilov, Composition, texture and microstructural features of vein	
agates from the Madjarovo region, Eastern Rhodopes	16
Vassileva, M., I. Grigorova, I. Nishkov. Forms of SiO ₂ presence in the products of zinc flotation in the "Erma Reka" dressing plant, Zlatograd	22
Dimitrov, H. Paleogeographic reconstruction of the Kamchia sedimentary basin (offshore part) during the Middle-Late Eocene and Oligocene epoch	28
Kortenski, J., A. Zdravkov. Occurrences and distribution of major elements in coals from the Bobov Dol basin, Bulgaria	34
Kortenski, J., A. Zdravkov, D. Pinalova. Applying the International Classification of in-Seam Coals and International Codification System to coals from the Balkan basin	41
Sinnyovsky, D. S. Geological phenomena in the Triassic and Paleogene rocks in South-West Bulgaria	48
Dimitar Sinnyovsky, D., V. Rangelovska, M. Tolev, G. Nachev, E. Tanev, S. Schahaliev, S. Tzvetanova, P. Pomanova, M. Tzvetanov. Geological phenomena in the Northern part of the laker Correct	54
Tokmakchieva . M. The role of deep hypergenesis for forming complex mineralizations	62
Petrov. P. I. M. Paskalev. The Cenomanian Age in the East Balkan: facieses and paleogeography	68
Ajdanlijsky, G. Cyclicity and high-resolution (HIRES) stratigraphy of the Chugovitza formation from the area of Chelopech village. Sofia District	72
Ajdanlijsky, G., B. Banushev, J. Genchev, V. Frugova, Y. Dinchev. New data about the Mirkovo Formation from the area of the Chelopech village, Sofia District Brănoiu, Gh., M. Ciocîrdel, O. Georgescu, D. Frunzescu. Contribution to the study of the magnesian	78
minerals in the luti- Lisovita-Plavisevita ophiolitic complex from the Almaj Mountains (Southern Caroathians, Romania)	84
Dimitrov , I. Suprestructure of the metamorphic terrains in South Bulgaria	91
Dimitrov , I. Infrastructure of the metamorphic rocks in South Bulgaria – discussion	97
Georgiev, V., P. Milovanov, P. Monchev. Strontium isotope studies of the Late Alpine extensional magmatism in the Eastern Rhodopes	103
Kostov, R. I. Orphic Lithica as a source of Late Antiquity mineralogical knowledge	119
Valchev, B. Midway-type benthic foraminifera from the Paleocene of the coastal part of East Stara Planina (Eastern Bulgaria). Family BAGGINIDAE Cushman, 1927 to Family ORIDORSALIDAE	115
Valchev, B. Midway-type benthic foraminifera from the Paleocene of the coastal part of East Stara Planina (Eastern Bulgaria). Family HETEROLEPIDAE Gonzales-Donoso, 1969 to Family	
ROTALIIDAE Ehrenberg, 1839	123
Part 2 – Geophysics, Hydrogeology, Drilling and Oil and Gas Production and Geoecology	
Borisova, D., I. Iliev. Measured and modeled granite reflectance Bojaijev. M. M. Model for forecast of natural gas consumption	129 132
Dimovski, S., A. Tsvetkov. Electrical tomography surveying for studying the conditions of recultivated tailing ponds	136
Penchev, P., K. Spasov, K. Shopova. The role of ground waters for the Durankulak Lake development	144

Radichev, R., S. Dimovski. Characteristics of the gravitational field in the Panagyurishte Ore Region	149
Spasova I., S. Groudev. A combined chemical and biological processing of gold-bearing sulphide concentrate	155
Stoyanov, N. T. Natural protection from surface pollutions to the Paleogene karst aquifer in the region of Chirpan, area "Bialata Voda". Part 1. Hydrodynamic and migration conditions for movement of pollutants	159
Stoyanov, N. T. Natural protection from surface pollutions to the Paleogene karst aquifer in the region of Chirpan, area "Bialata Voda". Part 2. Matematical model for prognosticating pollutants mass transport in the zone of aeration and in the satured zone	165
Tsvetkov, A. Fault structure research using different very low frequency radio components and direct current profiling in some Bulgarian gold and base metal deposits	171
Shopova, K. Hydrogeological conditions in the area of Srebarna Lake	177
Borisova, D., R. Kancheva. Spectrometric measurements of terrestrial and lunar basalts	182
Georgiev P., S. Groudev. Ecotoxicological characteristic of a soil polluted by heavy metals and uranium before and after its bioremediation	185
Young authors	
Toncheva, M., G. Palakarcheva. Lithofacies and reservior features in the Triassic complex between the rivers Iskar and Osam in the South Moesian platform margin	191
Toteva, G., D. Merachev. Basic preconditious for oil and gas perspectivety in the Tarnovo depresion	194
Hlebnikov, V., D. Merachev. Vectorseis digital sensor and cabeless FireFly system	197
Varia	
Happy Jubilee! Pravda Pesheva Sachkova at the age of 80	203

Happy Jubilee! Pravda Pesheva Sachkova at the age of 80

МАЩАБНА ИНВЕРСИЯ ПРИ СТОХАСТИЧНАТА СИМУЛАЦИЯ

Светлозар Бакърджиев, Калин Русков

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; rouskov@mgu.bg; zarcobak@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Стохастическата симулация е ново и атрактивно направление в геостатистиката. Приложена е успешно при създаването на реалистични модели на природни резервоари на нефт и газ. Прилагането на симулационна техника при данни на рудни находища е затруднено от избора на вероятностен модел на описание на данните, например гаусов, логнормален, устойчив и др. Правилният избор на вероятностния модел е гаранция за адекватното симулиране на стохастичната компонента на геостатистическия модел. Резултатите от компютърните експерименти сочат, че алтернатива на гаусовото и логнормалното разпределение е устойчивото разпределение на данните. При използване на четири или двупараметричното устойчиво разпределение се постига много добра стохастична параметризация на случайната компонента на модела. В тази работа са представени варианти на тримерни геостатистически модели със симулация на Леви, която е реализация на случайно генериране на данни по параметри на Устойчиво разпределение.

SCALE INVERSION IN THE STOCHASTIC SIMULATION

Svetlozar Bakardjiev, Kalin Ruskov

University of Mining and Geoloy "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; rouskov@mgu.bg; zarcobak@mgu.bg

ABSTRACT. Stochastic simulation is new and attractive tendency in geostatistics. Her successes applied in the build at realistic models for naturally oil and gas reservoirs. Execution of the simulation techniques in ore deposits data is difficult at choice of probability model of data description, for example Gaussian, Lognormal, Stable etc. The correctly choice of probability model is guaranty for accordingly simulation to stochastic component in geostatistical model. The results of computers experiments indicate that alternative of Gaussian and lognormal distribution is Stable distribution of data. Using four or two parametric stable distribution is accordance very good stochastic parameterization of the random component of model. In these work present variants of three dimensional geostatistical models whit Levi simulation, this is realization of random data up to parameters of Stable distribution. *Keywords:* geostatistics, 3-D simulation, stable distribution

Въведение

Стохастичните модели в геостатистиката са провокирани от разликите или приликите в променливостта в различните мащаби на изследване на находищата на полезни изкопаеми. Обикновено изследванията на променливостта в тези обекти се ограничава от мащабните нива на минерализираните зони до значително пространствено обособени рудни тела. по-големите. Основната задача при геостатистическата обработка е да установи близост или различие в поведението на променливостта в различни по мащаби обекти. Публикуваните материали в последните десет години сочат, че поведението на променливостта в различните пространствени мащаби на изследване е сходно. В математико-статистически аспект подобна сходимост се дефинира като "фрактален" формализъм или фрактална статистика. За да се установи фракталността, може да се използва традиционно ползваната в геостатистиката вариограма. Съгласно Бенуа Манделброт (Mandelbrot, 1982), който въвежда фракталната статистика в научните изследвания, фракталната оценка (особено чрез начина и за получаване - чрез вариограма или размерност по Хаусдорф) има локален характер. Естествен е въпросът какъв е начинът за получаване на глобална оценка на

променливостта. Възможна ли е обща зависимост между двата вида оценки?

Хърст (Hurst, 1957) е установил експериментално, че зависимостта между максималния размах на данните от дадена експериментална извадка на времеви ред и стандартното отклонение по същата има постоянна стойност. Този фундаментален резултат еволюира с представата, че пресметнати по времеви редове т. нар. константи на Хърст (Н) могат да покажат корелационната дължина на процес, която, ако е голяма, е наречена процес с голяма дължина на зависимост (Long Range Dependence – LRD) и, ако е малка – кратка дължина на зависимост (Short Range Dependence - SRD). Диапазонът на стойности за *H* ∈ (0.5÷1.0) определя изменчивост с голяма дължина на зависимост, а при стойности на $H \in (0.1 \div 0.5)$ се определя кратка дължина на зависимост. Връзката между фракталната размерност D и *H* се дава от съотношението:

$$D+H=n+1,$$
 (1)

където *n* – е базовата размерност на изследваното пространство от данни.

Очевидно е, че ползваният в геостатистиката вариограмен анализ е подходящ инструмент, както за определяне на фракталната размерност, така и на коефициента на Хърст. Общият модел е следният:

$$\log \gamma(d) = \text{constant} + \alpha \log d + \text{error} \text{ as } d \to 0$$

Тук d е разстоянието между пробите. Очевидно е, че α може да се намери като наклон на правата в $\log - \log$ мащаб. Лесно е да се докаже, че наличието на близост между експериментално получените стойности, по изчислителната процедура за получаване на вариограмата и линейният закон в $\log - \log$ мащаб, свидетелствуват за наличие на "фракталност" в изследвания обект.

Въз основа на конкретни измервания на контури в нефтогазоносния басейн Lloydminster Sparky Oil Pool -Алберта, Канада, Агтерберг (Agterberg, 1982), установява, че прилагането на стандартните геостатистически процедури не могат да се приложат при интерполация и екстраполация на обекти, които имат двойствена природа, характерна с едновременно съществуване на голяма и малка дължина на пространствена зависимост или пространствена корелация. Това означава, че трябва да се създаде подходящ стохастичен интерполатор (екстраполатор), ползващ фракталната статистика. Анализът на публикуваните материали по тази тема показва, че най-подходящ е хибриден модел, който съчетава свойствата на "изглаждане" стандартния Кригинг с максимално съхранение на фракталната (стохастична) природа на изследвания обект. Едно решение може да бъде представено по следния начин:

За интерполация (ограничена екстраполация) Матерон, (Matheron, 1971), Джърнел и Нюбрекс (Journel, Huijbregts, 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 $Z(x_i)$, може да се представи във 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:

$$\sum_{j=1}^{1} \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + \mu = \gamma(x_i, x)$$
$$(i = 1, 2, ..., n) - \text{``A''}$$

 $\sum_{j=1}^{1} \lambda_{j} = 1$, където λ е параметърът на

Лагранж, а γ е полувариограмата, която се определя като:

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

Нека да предположим, че $Z(x_i)$ е дробно Брауново движение с експонента H, 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:

$$\gamma(x_i,x_j) = rac{1}{2} \, \sigma^2 \left| \left. x_i - x_j \right|^{2H}$$
 , като този израз

може лесно да се реши като интерполационна – екстраполационна формула:

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

Тук $\xi = x/L$, а $Q(\xi)$ е търсената интерполационноекстраполационна функция, която зависи единствено от независимата променлива X_i и стойността на константата на Хърст(H).

Резултати от компютърни експерименти

За проверка на съгласуваността между теоретичния модел с експериментално получена стойност на H. се използваха данни от детайлното и експлоатационното проучване на медни и медно-златни находища в България. В модерната статистика е прието сравнението между теоретично избрания модел и привързаните към него емпирични данни да се представят в т. нар. Q-Q плот – (фиг. 1). По данни от някои находища на Бургаския руден съгласуваността между теоретичния район. И експерименталния материал е много висока. Това показва, че рудната минерализация в тези находища има фрактална природа. Фракталността се изразява в два възможни аспекта. Първият от тях е свързан с т. нар. ефект на "самоподобие", позволяващ да се търси сходство между различните нива на изучаване на променливостта. Наличието на "самоподобие" в изучаваните обекти дефинира и наличието на "мултимащабност" на възможностите за изучаване на променливостта. В практически аспект, ази възможност се свежда до мултиплициране на резултатите от изучаването на променливостта от дребномащабно към едромащабно ниво на изучаване и обратно.

Показаната на фиг. 2 графика е получена по повече от 26000 данни за съдържания на злато в находище Челопеч. Тримерната вариограма е получена чрез стандартна процедура на пакета MathLab, с ползване на представения формализъм в тази работа – виж формула (2) и означенията в съпровождащия формулата текст. За целта, чрез споменатия вече формализъм на вариограмата е определяна фракталната размерност на изследвания обект, чиято стойност е D=2.34.



Фиг. 1. На показани по-горе графики е демонстрирано различието между обикновения (горната фигура) и фракталния (долната фигура) кригинг



Фиг. 2. 3D вариограма по данни на медно-златното находище Челопеч. В горната част на графиката са дадени параметрите на апроксимиращата функция. Едромащабната зависимост се определя от "гладката" част на функцията, а дребномащабната се дефинира в долната част на графиката, където линиите на ниво,са се слели. Разликите в метри са съответно от няколко стотни метра пространствена корелация за LRD и няколко метра за SRD

Съответно за коефициента на Хърст имаме $D + H = n + 1; \rightarrow H = 3 - 2.34 \rightarrow H = 0.66$.

Тази стойност на коефициента на Хърст определя процес с голяма дължина на зависимост (Long Range Dependence – *H*_{LRD}). Същевременно, от графиката се вижда, че макар и слабо, е налице и кратка дължина на зависимост (Short Range Dependence – Hsrd). Съдейки по графиката, стойността на Hsrd=0.27. Съответната стойност за D=2.73. Следователно, в находището по изследвания компонент се наблюдават две нива на мащаб на променливостта. Първото ниво има голяма пространствена дължина на зависимост, която е съизмерима с размерите на находището. Този вид променливост определя в практически план равномерна степен на рудоносност, която много слабо варира и е практически постоянна за целия промишлен обем на находището. Второ ниво е на порядък с по-малък размер (мащаб) на пространствена дължина на зависимост. Със сигурност това ниво на променливост е свързано с формирането на вертикално изтеглен руден стълб, който е в близост до централната част на изследвания обем.

Направените 3D геостатистически модели потвърждават тази хипотеза (вж. Бакърджиев и др., 2004). Друго приложение на представения в тази работа формализъм е възможността да се определят линейните размери на осреднени проби или композити. С това може да се реши и задачата за търсене на оптимален размер на композитите.

Литература

- Бакърджиев, С., К. Русков, А. Аризанов. 2004. Устойчив, негаусов геостатистически модел на масивно меднозлатно находище. – Год. МГУ "Св. Иван Рилски", 47, св. 1, 15-19.
- Agterberg, F. P. 1982. Recent developments in geomathematics. – Geo-Processing, 2, 1-32.
- Chiles, J-P., P. Delfiner. 1999. Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty. J.Wiley & Sons.
- Goovaerts, P. 1997. Geostatistics for Natural Resources Estimation. Oxford University Press.
- Hurst, H. E. 1957. A suggested statistical model of some time series which occur in Nature. *Nature*, 180, 494.
- Journel, A. 2002. Combining knowledge from diverse sources: an alternative to traditional data independence hypotheses. – *Math. Geol.*, *34*, 5.
- Journel, A. G., C. Huijbregts. 1978. *Mining Geostatistics*. Academic Press.
- Lantuejoul, C. 2002. Geostatistical Simulation: Models and Algorithms. Springer-Verlag.
- Mandelbrot, B. B. 1982. *The Fractal Geometry of Nature*. W.H.Freeman, New York.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

ГЕОЛОЖКИ ПРЕДПОСТАВКИ, ПРИНЦИПИ И КРИТЕРИИ ПРИ ИДЕНТИФИЦИРАНЕТО НА ПЕРСПЕКТИВНИ ГЕОЛОЖКИ СТРУКТУРИ ЗА ПОДЗЕМНО СЪХРАНЯВАНЕ НА ВЪГЛЕРОДЕН ДИОКСИД (СО2) В БЪЛГАРИЯ

Васил Балинов, Ефросима Занева-Добранова, Мариана Дончева

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; geoenergy@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Проблемът за подземното съхраняване на въглероден диоксид (CO₂) е изключително актуален. Той е свързан с глобалната промяна на климата на планетата в резултат на нарастващите емисии на парникови газове в атмосферата в резултат на човешката дейност. В България годишното количество на CO₂, което се отделя в атмосферата е от порядъка на 55000 Gg (55 Mt), с тенденция на нарастване.

От известните в световната практика методи най-перспективен, включително и за условията на България е методът за съхраняване на CO₂ във водоносни структури. При идентифицирането им се съблюдават известни изисквания на които те трябва да отговарят: благоприятен капацитет и проводимост, херметичност, повишена минерализация на водите, стабилна геоложка среда, CO₂ е в надкритично състояние и др. Изборът на перспективни структури се основава на посочените изисквания, на съвременните представи за механизма на процесите (физични, физико-химични и геохимични), съпътстващи нагнетяването на CO₂ и поведението му във времето и на прилагането на комплекс от качествени и количествени критериални показатели: литоложки, литолого-физични, структурно-тектонски, сеизмотектонски, хидрогеоложки, термобарични и икономически. Изследователските работи в изучаваните региони се провеждат в логична последователност, съобразно поставените цели: регионални (геоложки, геофизични и хидрогеоложки); характеристика на резервоарните системи; изучаване на локалните структури (избор на перспективни природни капани и прогнозна оценка на потенциалните хранилища на CO₂); сравнителни анализи и оценки.

Окончателните оценки за пригодността на изучаваните обекти за съхраняване на CO₂ се извършват на базата на допълнителни специализирани геологопроучвателни и изследователски работи.

GEOLOGICAL PREREQUISITES, PRINCIPLES AND CRITERIA TO THE IDENTIFICATION OF PROSPECTIVE GEOLOGICAL STRUCTURES FOR UNDERGROUND STORAGE OF CARBON DIOXIDE IN BULGARIA

Vassil Balinov, Efrosima Zaneva-Dobranova, Mariana Doncheva

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; geoenergy@mgu.bg

ABSTRACT. The underground of carbon dioxide (CO_2) storage is a topical issue. It is associated with the planet's global climate change resulted from the increasing greenhouse gas emissions in the atmosphere as a result of human activity. In Bulgaria the annual amount of CO_2 that is emitted into the atmosphere is in the order of 55000 Gg (55 Mt), and is tending to increase.

The most prospective among the methods from the universally known practice, including the Bulgarian geological conditions, is the method of underground storage in water-bearing structure. There are some requirements observed during the identification and they shall be met: favorable capacity and permeability, leak-proofness, high salinity of the waters, stable geological environment, CO₂ is in above-critical state, etc. The choice of the prospective structures is based on the mentioned requirements, on the modern concepts of the process mechanism (physical, physicochemical and geochemical) concomitant to the injection of CO₂ and its behavior in the time domain and the application of qualitative and quantitative criteria: lithological, physicolithological, tectonic/structural, seismotectonical, hydrogeological, thermobarical and economical. The investigation work in the study areas are performed in a strict, logical sequence, in conformity with the set purpose: regional (geological, geophysical and hydrogeological); characteristic of the reservoir systems; local structures study (choice of prospective natural traps and the feasibility study of the potential CO₂ storages); comparative analyses and evaluations.

The final assessment of technology appropriateness of the explored sites for CO₂ storage shall be performed on the base of additional specialized geological exploration and investigation works.

Общи сведения. Актуалност на проблема

Проблемът за промяната на климата на планетата, предизвикана от нарастващите темпове на повишаване съдържанието на парникови газове в атмосферата, вследствие на човешката дейност, има глобален характер. Важен елемент от този проблем представляват емисиите от въглероден диоксид (CO₂), които се явяват основен продукт от изгарянето на изкопаемите горива или техни производни (въглища, нефтопродукти и др.). Ресурсите от тези полезни изкопаеми в световен мащаб са значителни, поради което тяхното използване като енергиен източник в близка и средносрочна перспектива е неизбежно и безалтернативно. В не по-малка степен същото важи и за условията на България, която разполага със значителен собствен ресурс от въглища, основно лигнитни.

Годишното количество на емисиите на парниковите газове, продукт от дейности в различни стопански сфери в България за 2003 г., съставлява около 70000 Gg (CO₂ екв.), а на CO₂ около 55000 Gg (Христов и др., 2007).

Кардиналното решаване на проблема за намаляване на емисиите на CO₂ в атмосферата се свежда до тяхното трайно депониране в подходящи среди. От известните в световната наука и практика методи най-перспективните са свързани с подземното съхраняване на CO₂ във водоносни геоложки структури, които съдържат води с повишена минерализация. Тяхната реализация предполага осъществяването на сложен комплекс от геологопроучвателни и изследователски работи, които се провеждат в три основни етапа:

I етап – предварителен: идентифициране на перспективни геоложки обекти с потенциални възможности за съхраняване на CO₂;

II етап – проучвателен: изясняване на възможностите за съхраняване на CO₂, при съблюдаване на комплекс от критериални показатели и изисквания за охрана на земните недра и опазване на подземните води, водните басейни и атмосферата от замърсяване;

III етап – промишлен: подготовка и нагнетяване на CO₂, контрол и управление на процесите в близко-, средно- и дългосрочна перспектива.

Методи за подземно съхраняване на СО2

В световната практика са известни следните методи за подземно съхраняване на CO₂:

- в нефтени и газови находища, чиято експлоатация е приключила;

- в нефтени находища, с цел повишаване извлекаемостта на нефта и следващо трансформиране на находищата в хранилища за CO₂;

- в минни изработки, камери в солни тела и др.;

- във въглищни находища, които не представляват интерес за добив на въглища, с цел стимулиране извлекаемостта на метана и следващо съхраняване на CO₂ в находищата;

- във водоносни структури.

С изключение на последния метод за съхраняване на CO₂ останалите методи в една или друга степен се прилагат в промишлената практика. В по-голяма степен това се отнася до онези от тях, които са свързани със стимулиране на нефтодобива или извличането на метана от въглищните пластове. Приложимостта на останалите методи не е свързана с особени проблеми, тъй като природните условия в значителна степен са известни и предопределени (съхраняване на CO₂ в нефтени и газови находища, чиято експлоатация е приключила, в солни тела и др.). Тяхната пригодност за съхраняване на CO₂ е регламентирана основно от дълбочината и капацитета им.

Методът за съхраняване на СО2 във водоносни структури, независимо от неговия рисков характер, е особено перспективен, поради възможността за избор на обекти със значителен капацитет. Този метод се намира в начална фаза на промишлена реализация. Вниманието на световната наука и практика е ангажирано особено активно едва в началото на 90те години на миналия век, когато необходимостта от депониране на емисиите на СО2, получени в резултат на човешката дейност, придобива неотложен характер. Изследователските и практическите дейности са насочени към разработване на теоретичните и приложните аспекти на проблемите, касаещи улавянето, подготовката, транспорта и съхраняването на СО₂, Поради изключителната им сложност и особено на проблема за съхраняването на СО2, голяма част от тях все още не са намерили своето дефинитивно решение. Това е и една от основните причини, поради която в промишлена реализация се намират само няколко проекта, а други са в пилотна фаза (основно в страни от Западна Европа).

Перспективи за подземно съхраняване на СО₂ в България

Като се изключи метода за съхраняване на CO₂ във водоносни пластове, останалите методи, по различни причини, не представляват съществен интерес (малък капацитет, неподходяща дълбочина, неподходящ тип на продуктивните хоризонти на нефтените и газовите залежи, нарушена херметичност на продуктивните капани и др.).

Перспективите за съхраняване на СО2 във водоносни структури са свързани основно със Северна България. В проведените значителни резултат на по обем геологопроучвателни и изследователски работи, във връзка с изясняване на нефтогазоносната перспективност на различни стратиграфски нива от седиментния разрез, са установени и изучени резервоарни системи с регионално развитие. Съшо така на различни стратиграфски нива са регистрирани по различни методи (геофизични, сондажни, геоложко картиране) около 300 разнотипни локални структури. За изясняване на техните потенциални възможности за съхраняване на СО2 е необходимо провеждането на изследователски работи с цел идентифициране и предварителна прогнозна оценка на перспективни природни капани.

Геоложките условия за територията на Южна България са твърде различни, в сравнение с тези в Северна България. Това определя прилагането на специфични методи и подходи при изследванията и оценките. Определен интерес представляват наложените терциерни депресии, в които са разположени грабенови структури, запълнени с терциерни седиментни наслаги. В тях се съдържат природни резервоари и специфичен тип природни капани. Te ce намират в различна хипсометрична позиция (благоприятна или неблагоприятна), от гледна точка на съхраняването на CO₂. В някои от грабеновите структури интерес представляват и природни резервоари, разположени в мезозойския разрез на силно усложнения от тектонски нарушения фундамент.

Основни изисквания към обектите за подземно съхраняване на CO₂

Пригодността на природните обекти за съхраняване на CO₂, привързани към водоносни пластове, се определя от редица изисквания, които в обобщен вид се свеждат към следното:

(1) Привързаност към подходящи природни резервоарни системи, които притежават благоприятни качествени и количествени показатели:

а) колекторните задруги са изградени от подходящи типове скали (приоритетно теригенни), които притежават благоприятни показатели, обезпечаващи: достатъчен капацитивен потенциал, за съхраняване на предварително планирани количества CO₂; достатъчен филтрационен потенциал, обезпечаващ необходимата приемателна способност (проводимост) на пласта и реализирането на планираната във времето приемателна способност на сондажите (денонощна, месечна, годишна);

б) изолиращите задруги са изградени от подходящи типове скали (основно глинести, евапоритни и др.), които притежават благоприятни качествени и количествени показатели, обезпечаващи надеждно екраниране на хранилището на CO₂;

(2) привързаност към подходящи геоложки структури, които обезпечават трайно (за неограничено време) съхраняване на инжектираните количества CO₂, при съблюдаване на изискванията за охрана и опазване на земните недра и околната среда;

(3) водите от водоносните системи, към които са привързани обектите за съхраняване на CO₂, не представляват интерес за други цели;

(4) свързаност със стабилна геоложка среда, с ниска сеизмична (неотектонска) активност, което гарантира съхраняването на целостта на хранилището;

(5) да се намират в определен дълбочинен диапазон, при който CO₂ е в надкритични условия и вместващата среда е съхранила своите капацитетни и филтрационни показатели:

(6) приемливо разстояние от източниците на СО2;

(7) икономическа целесъобразност.

Механизъм на съхраняване на СО₂

Той представлява съвкупност от физични, физикохимични и геохимични процеси, които съпътстват нагнетяването и поведението на CO₂ във времето, определят формата на присъствие на CO₂ в пластовата система и условията на съхраняването му в кратко-, средно- и дългосрочна перспектива.

Механизъм на физичните и физикохимичните процеси е свързан с изтласкването (заместването) на част от пластовата вода от нагнетявания CO₂, който, в зависимост от термобаричните условия, се намира в газообразно, течно или надкритично състояние. Тези процеси протичат при различни условия:

 а) в локални структури, с преобладаващо вертикално движение на CO₂ ("физичен механизъм в локални структури"): чрез изтласкване на част от водата извън пределите на природния капан (при открит хидродинамичен режим); чрез заместване на част от водата за сметка на еластичните свойства на пластовата система (при закрит хидродинамичен режим).

б) в открити резервоарни системи, комбинирано (вертикално и хоризонтално) движение на CO₂ ("*физичен механизъм* в отворени резервоарни системи"). Този механизъм на съхраняване на CO₂ е известен като "*хидродинамичен механизъм*" (Metz et al., 2005).

Механизамът на геохимичните процеси е свързан с различните форми на химично взаимодействие между CO₂, пластовата вода и вместващата среда. В зависимост от природните условия те протичат с различна интензивност и в различни времеви интервали, с образуване на нови продукти и променяща се геохимична обстановка.

Геохимичният механизъм включва следните елементи на химично взаимодействие (Metz et al., 2005; Chadwick et al., 2007):

 а) разтваряне на CO₂ в пластовата вода ("разтворително съхраняване"). То има доминираща роля във времеви интервал до десетки и стотици години;

 б) химично взаимодействие с карбонатни минерали.
 ("йонно съхраняване"). То има доминираща роля във времеви интервал от стотици до хиляди години;

 в) химично взаимодействие с некарбонатни минерали.
 ("минерално съхраняване"). То протича в дългосрочен времеви интервал (от хиляди до милиони години).

Посочените форми на геохимичния механизъм на съхраняване на CO₂ имат различна степен на изява, в зависимост от конкретните природни условия. При отворени за латерални движения водоносни системи имат място всички форми на геохимичния механизъм. При затворените (изолирани) природни капани преобладаващо място има "разтворителното съхраняване".

Геоложки предпоставки за подземно съхраняване на CO₂ във водоносни пластове. Критериални показатели

На базата на посочените изисквания и на изложения в схематичен вид механизъм на процесите, съпътстващи нагнетяването и съхраняването на CO₂, са дефинирани основните геоложки предпоставки и критерии за съхраняване на CO₂ във водоносни пластове. Те са обособени в няколко групи: литоложки, структурнотектонски, сеизмотектонски, литолого-физични (петрофизични), хидрогеоложки и термобарични.

Литоложки предпоставки. Ролята на тези предпоставки е свързана с присъствието в седиментния разрез на определени типове проницаеми (колекторни) и труднопроницаеми (изолиращи) скали (скални задруги). При подходящи пространствени взаимоотношения помежду им и благоприятни качества те формират природни резервоарни системи, в които могат да съществуват потенциални обекти за съхраняване на СО₂. Колекторните и изолиращите задруги се оценяват по различни качествени и количествени показатели: строеж, литоложки особености, площна издържаност, дебелина, напуканост, тип на колекторите и физичните им показатели (вместимостни, филтрационни, физико-механични и др.), изолиращи показатели на покривката (налягане на пробива, дифузионна проницаемост, порометрични характеристики и др.), тектонска нарушеност и др. Основните критериални показатели за оценка на колекторните и изолиращите задруги са представени в таблица 1 (Metz et al., 2005; Chadwick et al., 2007).

В световната литература не се третира въпроса за пригодността на напуканите теригенни колектори като възможна среда за съхраняване на CO₂. Това е обяснимо, като се имат предвид ниските капацитетни възможности на пукнатинните системи и специфичния механизъм на процесите на изтласкване (заместване) на водата от нагнетявания CO₂.

По сложен е въпросът за пригодността на напуканите и кавернозни карбонатни колектори. Това е свързано с възможните химични процеси между CO₂, водата и карбонатните минерали. Този въпрос е дискусионен, поради което на настоящия етап в световната практика те не се разглеждат като подходяща среда за съхраняване на CO₂. Трябва да се отбележи обаче, че при други благоприятни предпоставки, дори при стойности на пукнатинно-каверновата вместимост от порядъка на 1%, карбонатните комплекси в границите на локални обекти могат да притежават значителен капацитет.

Таблица 1

Основни количествени критериални показатели при избора на перспективни локални структури (природни капани) за съхраняване на СО₂

Runu	114) ou obspuintoutto tiu oo	2	
Nº	Показатели,	Благо-	Неблаго-
	размерности	приятни	приятни или
			предпазливи
1	Капацитет	по-голям	по-малък от
		от емити-	емитираните
		раните	количества
		количества	
2	Дълбочина до върха	>800;	<800;
	на колекторната	<2500	>2500
	задруга, m		
3	Дебелина на	>50	<20
	колекторната задруга		
	(ефективна), m		
4	Порестост на	>20	<10
	колекторните скали, %		
5	Проницаемост на	>300	<10
	колекторните скали,		
	md		
6	Общо съдържание на	>100	<30
	соли в пластовата		
	вода, g/l		
7	Възможна нарушеност	отсъствие	присъствие в
	на покривката		хоризонтал-
			ни варианти
8	Дебелина на	>100	<20
	покривката, т		
9	Капилярно противо-	по-голямо	съизмеримо
	налягане ("налягане	от прогноз-	или по-малко
	на пробива")	ното	от прогноз-
		налягане	ното наля-
		на СО2	гане на CO ₂

Структурно-тектонски предпоставки. Тяхната роля е свързана с формирането на различни типове локални структури (природни капани), които при благоприятно съчетание на други фактори, могат да представляват интерес като локални обекти за съхраняване на СО₂. Особено важен е въпросът за херметичността на природните капани. Те трябва да удовлетворяват изискванията за постоянно престояване на СО₂ в потенциалните хранилища. Такава роля могат да изпълняват всички типове природни капани: структурни, литоложки ограничени (стратиграфски) и комбинирани.

Идентифицирането на подходящи за целите на съхранението на CO₂ природни капани, е изключително сложна задача. Особено трудно е прогнозирането на ролята на тектонските нарушения в границите на природните капани, като възможна проводяща или изолираща среда. Важна е също така ролята на тектонските нарушения на природните резервоари извън границите на локалните структури. Тази роля е свързана с хидродинамичния режим на водоносните системи и произтичащия от това механизъм на формиране на хранилищата на CO₂ в условията на открит или закрит в хидродинамично отношение режим.

Сеизмотектонски предпоставки. Те имат непосредствено отношение както към избора на перспективни структури, така и към проблемите на геоложкия риск, свързани с възможното нарушаване на целостта на изградените вече хранилища на CO₂ в резултат на неотектонското развитие на териториите, в които са разположени локалните обекти.

Особен интерес представлява районирането на териториите по основни характеристични показатели: степен на земетръсна активност (магнитуд), местоположение на епицентрите на земетресенията, хипоцентрални дълбочини, периоди на повишена активност, връзки с определени сеизмични зони, механизъм на по-силните земетресения, най-вероятната им честота и повторяемост и др.

Друг важен аспект представлява анализът на разломната мрежа и идентифицирането на тектонските нарушения, които притежават характеристики на съвременни активни разломи, с оценка на възможното въздействие върху локалните структури.

Литолого-физични (петрофизични) предпоставки. Те касаят основните физични показатели на колекторните и изолиращите задруги, които определят тяхната способност да изпълняват ефективно своето предназначение. По отношение на колекторните задруги такива са вместимостните и филтрационните показатели. По отношение на изолиращите задруги (покривки) основен количествен показател, който определя екранирашата способност е "налягането на пробива". Той е еквивалентен на капилярното налягане в най-големите по размер порни канали на изолиращата покривка, което може да бъде преодоляно от налягането на нагнетявания СО2 (превишаващото налягане). Тъй като определянето на този показател е трудно, изолиращите качества на труднопроницаемите скали се оценяват и по други показатели ("дифузионна проницаемост", порометрични

показатели), които се корелират добре с "налягането на пробива".

При предварителните оценки, когато количествена информация отсъства, се използват качествени показатели (строежа и литоложките особености на изолиращите скали).

Важен елемент от изследванията на труднопроницаемите покривки представляват физикомеханичните (якостни) показатели, които обуславят склонността на скалите към напукване. В райони с повишена сеизмична активност при определени обстоятелства е възможно нарушаване на целостта на покривката и компрометиране на нейната екранираща роля.

Основните количествени показатели на колекторните и изолиращите задруги са дефинирани като критериални и техните минимални стойности са показани в таблица 1.

Хидрогеоложки предпоставки. Тяхната роля има различни аспекти. Хидрохимичните показатели (тип на водите, състав, минерализация и др.) представляват важен критерий при избора на подходящи обекти. Водите в потенциалните обекти за съхраняване на CO2 трябва да притежават качества, които ги правят негодни за използване за други цели (битови, промишлени, лечебни и др.). Такива най-често са високоминерализираните води (табл. 1) (Metz et al., 2005; Chadwick et al., 2007). Ролята на тези показатели се заключва също така във възможностите за прогнозиране на древни и съвременни процеси на опресняване на водите. При определени геоложки условия, това може да се смята като признак за активен динамичен режим на водите и признак за възможно изтичане на част от нагнетявания СО2 в местата на разтоварване (дрениране) на системата.

Хидродинамичните условия имат пряко отношение към механизма на формиране на хранилищата на СО2. При открит хидродинамичен режим, когато процесите на заместване на водата с СО2 са съпроводени с изнасяне на водата от празнините, "коефициентът на запълване" ("коефициентът на ефективност") може да достигне 0.4-0.6. При закрит хидродинамичен режим, когато процесите на заместване на част от водата в празнините с СО2 са за сметка на еластичните свойства на пластовата система, "коефициентът на запълване" ("коефициент на ефективност") вероятно не превишават 0.3 (Metz et al., 2005; Chadwick et al., 2007).

Термобарични предпоставки. Те регламентират условията, при които CO₂ се намира в течно или надкритично състояние. В надкритичната област, в зависимост от налягането и температурата, плътността на CO₂ се изменя от 300 до 800 kg/m³. При тези условия той се стреми да заеме издигнатите части на локалните структури. Важна особеност, свързана с надкритичните условия на съществуване на CO₂, е пониженото превишаващо налягане, което "акумулацията" на CO₂ упражнява върху изолиращата покривка, в сравнение с това на CO₂ в газообразно състояние. Това определя помалките изисквания по отношение на изолиращите качества на труднопроницаемата покривка и понижава риска от пробиви и изтичане на CO₂ през нея.

Посочените обстоятелства намират количествен израз чрез хипсометричното положение (минималната дълбочина) на най-издигнатите части на локалните структури (потенциалните хранилища на CO₂), при което CO₂ се намира в надкритични условия. В зависимост от термобаричните условия на конкретните потенциални обекти, минималната дълбочина се приема за 800-850 m (Metz et al., 2005; Chadwick et al., 2007).

Долната граница на дълбочинния обхват на перспективните структури се приема за 2500 m. Това ограничение се въвежда основно по технологични и технико-икономически причини. Освен това, при по-големи дълбочини вместимостните и филтрационните показатели на скалите се влошават. Посочените стойности на дълбочините са регламентирани като критериални показатели (Табл. 1).

Последователност на изследванията. Характеристични показатели

Изследователският процес при идентифицирането на перспективни водоносни структури за съхраняване на CO₂ предполага съблюдаването на определена последователност на анализите, обобщенията и оценките, която може да се представи в следния схематичен вид:

(1) регионални геоложки обобщения: литологостратиграфски, структурно-тектонски, сеизмотектонски, хидрогеоложки.

(2) регионални резервоарни обобщения: характеристика на колекторните и изолиращите комплекси, задруги, тела (стратиграфска привързаност, строеж, литология, дебелини, пространствено поведение, колекторни и изолиращи качества).

(3) изследвания на локалните структури:

 а) дефиниране и предварителен избор на перспективни локални структури и природни капани: отделяне на безперспективни локални структури и природни капани по избрани критериални показатели; дефиниране на възможно перспективни капани, които отговарят на основни критериални показатели;

 б) характеристика на перспективните природни капани: тип и геометрия; показатели на колекторните задруги; показатели на изолиращите покривки;

 в) хидрогеоложки условия: основни хидрохимични, хидродинамични и хидрогеотермични показатели на водоносните системи и водите (състав, минерализация, тип, pH, пиезометрично водно ниво, налягане, температура, филтрационни показатели и др.

(4) прогнозна характеристика на потенциалните хранилища на CO₂. Предварителната оценка на потенциалните хранилища на CO₂ включва следните прогнозни показатели: дълбочина до долната граница на разпространение на CO₂ в потенциалните хранилища; геометрични показатели (размери, площ, дебелина – обща и ефективна, обем на порите – общ и ефективен); термобарични показатели (пластово налягане, пластова температура, плътност на CO₂, степен на запълване на празнините с CO₂ ("коефициент на запълване").

(5) избор на обекти за бъдещи допълнителни геологопроучвателни и изследователски работи.
(6) изготвяне на програма за бъдещи геологопроучвателни и изследователски работи.

Заключение

Изложените принципи и критерии имат специфични измерения в зависимост от конкретните геоложки условия. Те са приложими за условията на България при идентифицирането на перспективни локални структури, като потенциални обекти за съхраняване на CO₂.

Литература

- Христов, Х., Х. Василев, Б. Нешев и др. 2007. Изготвяне на годишна инвентаризация на емисиите на парникови газове (две инвентаризации, за 1989 г. и 2005 г.). – *Отчет по Договор с ИАОС при МОСВ*.
- Chadwick, A., R. Arts, C. Bernstone, F. May, P. Zweigel (Eds.). 2007. Best practice for the storage of CO₂ in saline aquifers. Observations and guidelines from the SACS and CO₂. – STORE Projects.
- Metz, B., O. Davidson, H. Coninek, L. Loos (Eds.) 2005. *Carbon Dioxide Capture and Storage.* Cambridge University Press, New York.

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

СЪСТАВ, ТЕКСТУРНИ И МИКРОСТРУКТУРНИ ОСОБЕНОСТИ НА ЖИЛНИ АХАТИ ОТ РАЙОНА НА МАДЖАРОВО, ИЗТОЧНИ РОДОПИ

Бануш Банушев¹, Здравко Цинцов², Михаил Сивилов¹

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; banushev@mgu.bg ²Централна лаборатория по минералогия и кристалография "Акад. Иван Костов", БАН, 1113 София; ztsintsov@mail.bg

РЕЗЮМЕ. Изследвани са минералния състав, текстурните и микроструктурните особености на жилни ахати и вместващите ги скали от района на Маджарово, Източни Родопи. Изследваните ахати притежават редица атрактивни качества и представляват интерес за ювелирната промишленост. Скалите изграждащи района на Маджарово се отнасят към задругата на втори среднокисел вулканизъм – предимно вулканити (латити, шошонити, рядко базалти) и пирокластити. Ахатите са локализирани сред хидротермално променени вулканити (фенолатити). Изградени са от многократно и ритмично редуващите се ивици с дебелина 1-2 mm от SiO₂ фази (кварц, халцедон и кварцин), съпроводени от включения барит, сфалерит и галенит. Фазовите включения в ахатите са доказани с рентгеноструктурен анализ, като за сравнение е използвана PDF-картотеката на ICDD. Изяснен е обемът и смисълът на термина "ахат". Изяснени са генетичните особености на ахатите от района и е изказано предположение за връзката им с други проявления в Източните Родопи.

COMPOSITION, TEXTURE AND MICROSTRUCTURAL FEATURES OF VEIN AGATES FROM MADJAROVO REGION, EASTERN RHODOPES

Banush Banushev¹, Zdravko Tsintsov², Mihail Sivilov¹

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; banushev@mgu.bg ²Central Laboratory of Mineralogy and Crystallography, "Acad. Ivan Kostov", Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; ztsintsov@mail.bg

ABSTRACT. The mineral composition, texture and microstructure of vein agates and their host rocs from Madjarovo region, Eastern Rhodopes are investigated. The agates have numerous attractive features and are of interest for the jewellery industry. The rocks of the Madjarovo region refer to the formation of the II middle acid volcanism – mainly volcanics (latites, shoshonites, rearly basalts) and pyroclastites. The agates are localized among hydrothermally altered volcanics (phenolatites). They are built of numerous and rhythmically alternating bands with thickness 1-2 mm of SiO₂ phases (quartz, chalcedony and quartzine), accompanied by inclusions barite, sphalerite and galena. The phases inclusions in the agates are proved by X-ray diffraction analysis as PDF-files of ICDD are used for comparison. The volume and sense of the term "agate" is clarified. The genetic features of the agates are clarified and speculation regarding their connection with other occurrences in the Eastern Rhodopes is suggested.

Въведение

Преобладаваща част от ахатовите проявления в найизточната част на Източнородопското палеогенско понижение се характеризират с обилна и повсеместна проява на аметистова минерализация. В района се намира полиметалното Маджаровско рудно поле с площ около 100 km², рудните тела на което представляват типични кварцсулфидни жили (Бресковска, Гергелчев, 1988). Установени са над 140 жили, от тях около 30% са с промишлено орудяване и са свързани с разломните структури в рудното поле.

Изследванията в границите на Маджаровското рудно поле показват, че районът е забележителен с разнообразието от разновидности на SiO₂ и текстурни взаимоотношения между тях (Бресковска и др., 1976). Покъсно, минераложки изследвания доказват, че халцедоновите агрегати в някои жили на рудното поле съдържат включения от дендритовидно развити скелетни галенитови кристали, формирани при съвместен растеж с халцедона (Атанасова, Бонев, 2005). Същите автори при SEM-изследвания на частично разтворени повърхности на халцедона установяват коси елховидни разклонения, които рентгенографски идентифицират като моганит.

Минералообразувателните процеси в Маджаровското рудно поле са протекли многостадийно, като кварцовата минерализация е привързана към петия кварц-баритов стадий (Илиев, Бресковска, 1979). В пределите на рудното поле се разкриват значителни запаси от качествени разновидности на SiO₂, подходящи за ювелирната промишленост, включващи планински кристал, аметист, аметист-морион, различно оцветен халцедон (включително и дамсонит) и яспис, привързани към жили с дебелина до 30-40 ст. Често тези разновидности показват характерни текстурни взаимоотношения, формирайки ахатови образувания с изключително атрактивни декоративни качества. През 80^{те} години на миналия век е направен опит за оценка на възможностите за комплексно усвояване на полезните изкопаеми в района, като е обърнато внимание на аметистовата минерализация и перспективите й в ювелирната промишленост (Пожаревски, 1986). Ахатите са описани накратко с оглед използването им като суровина в това направление. Според Пожаревски (1987), от гемоложка гледна точка, жилната аметистова минерализация от Маджаровското рудно поле следва да се разглежда като разновидност "плътни жилни аметистови маси" на подгрупа "самостоятелно кварцови агрегати и кристали". Ахатите са отделени в самостоятелна подгрупа "предимно халцедонови агрегати – ахати".

Целта на предлаганата работа е изясняване на минералния състав, текстурните и микростуктурните особености на жилните ахатови образувания от района на Маджаровското рудно поле, както обема и смисъла на термина "ахат", въпрос особено актуален с маджаровските жилни образувания на SiO₂. Изказано е предположение за генезиса на ахатите и потенциалната им връзка с обогатените на Fe йони хидротермални разтвори, участвали активно във формиране на геоложкия облик на района.

Материал и методи

Изследвани са състава, текстурните, микроструктурните особености и фазовите включения на ахатовите образувания от района на Маджаровското рудно поле, както и вместващите скали, в които са локализирани. Инструменталните методи включват оптическа микроскопия в проходяща и отразена светлина, рентгеноструктурни анализи, сканираща електронна микроскопия и рентгеноспектрални микроанализи. С помощта на оптическата микроскопия (микроскопи Amplival и Leitz Orthoplan-Pol) са определени състава и особености микроструктурните на ахатите. Рентгеноструктурните изследвания са проведени на дифрактометър ДРОН-3М (СоКалъчение, 40 kV, 28 mA) за изследване фазовите включения в ахатите, като за сравнение е използвана PDF-картотеката на ICDD. С помощта на сканираща електронна микроскопия са определени морфоложките особености на включенията (барит, сфалерит, галенит), а техният химизъм е изяснен с рентгеноспектрален микроанализ – апарат Philips SEM515, оборудван с енергийно-дисперсен рентгеноспектрален микроанализатор PV 9100. При описанието на жилните ахати от района на Маджарово е възприета номенклатурата и съкратените означения (Flörke et al., 1991). Тази номенклатура е въведена в България (Tsintsov et al., 2001) и се използва през последното десетилетие при специализираните изследвания на ахатите.

Геоложка обстановка

Изследваният район се отнася към Момчилград-Ардински вулкански район на Източнородопската вулканска област. Районът е изграден от метаморфити, палеогенски вулканити, пирокластити, вулканогенноседиментни и седиментни скали. Метаморфитите са представени от биотитови, двуслюдени, амфиболбиотитови и амфиболови гнайси, гнайсошисти, шисти, амфиболити, мрамори, калкошисти, кварцити, мусковитови аплитоидни лептинити, будинирани тела и лещи от метаморфозирани ултрабазити (Горанов и др., 1995).

Вулканитите са широко разпространени. Те изграждат щитовидна вулканска постройка – Маджаровски вулкан (Иванов, 1960), в която са внедрени интрузивни тела от монцонити и сиенити, възприети от Маврудчиев (1959) като апофизи от по-голям интрузив. В района на Маджаровския вулкан с най-широко разпространение е задругата на втори среднокисел вулканизъм, която се разполага върху материалите на първи кисел вулканизъм и брекчоконгломератната задруга, разкриваща се в южните части на областта. Вулканитите са представени от мощни лавови покрови и потоци от латити и шошонити съпроводени с пирокластити и вулканогенно-седиментни скали. В северните части на вулкана се разкрива единичен базалтов покров, а в източните и североизточни части се установяват кварцлатити, трахити и аналогични по състав пирокластити (Марчев и др., 1989). Установени са и голямо количество дайки с аналогичен на лавовите потоци състав, обособени в дайков тензионен комплекс (Горанов и др., 1995). В петрохимичен аспект вулканитите ce характеризират с ниско съдържание на TiO₂, преобладание на K₂O над Na₂O (съотношението K₂O/Na₂O е между 1.17 и 1.84) и шошонитова сериалност (Марчев и др., 1989). Възрастта на магмените продукти е определена на 33.5-31 млн. г. (Lilov et al., 1987).

Резултати от изследванията

Вместващи скали

Жилните ахати от района на Маджарово локализирани сред интензивно хидротермално променени вулканити (фенолатити) и пирокластити отнасящи се към задругата на втори среднокисел вулканизъм. Скалите са тъмнозелени, с масивна текстура, порфирна, микролитова, на места трахитова структура. Фенокристалите (10-15%) са от плагиоклази и мафични минерали. Плагиоклазите са идиоморфни, частично до интензивно серицитизирани, често деанортозирани до албит. В по-интензивно хидротермално променените скали плагиоклазите са заместени от кварц и хлорит. Мафичните минерали са призматични, изцяло заместени от хлорит, кварц и периферно опацитизирани. Акцесорните серицит, минерали са представени от безцветен до бледокафеникав апатит. Основната маса е изградена от голямо количество плагиоклазови микролити. често със субпаралелна ориентировка, обуславящи трахитова структура и ксеноморфен К-фелдшпат, който макар и рядко се наблюдава и като субпорфири с размери по дългата ос 0.1-0.12 mm. Пирокластитите са представени от кристалолитовитрокластични кристаловитролитодо кластични туфи, изградени от витрокласти, интензивно променени в хлорит, смектити и кварц, литокласти от средни по състав вулканити и кристалокласти от плагиоклази и К-фелдшпати.

Ахатвместващите скали най-често са интензивно хидротермално променени с напълно заличен първичен минерален състав и структурни особености. Неравномерно окварцени, с основна маса заместена от микрозърнест кварц, хлорит, малко глинести минерали и серицит. В някои случаи вместващите скали са изградени от вторичен кварц, серицит и пирит и по същество са превърнати в кварц-серицитови метасоматити.

Аметистовата минерализация най-атрактивно е представена в част от жилите, разкрити в непосредствена близост до гр. Маджарово, където отделни жили или части от тях са изградени от плътни аметистови маси, често в комбинация с други разновидности на SiO₂. В минераложки аспект тези образувания са изследвани от Пожаревски (1986), Костов (1992), Kostov, Hafner (1992) и други автори. Нашите данни показват, че в неголеми кухини са образувани аметистови монокристали, предимно с дългопризматичен хабитус, с размери до 30 cm и различна наситеност на оцветяването. В подобни празнини се срещат кварцови друзи, в които кристалите са изградени от различни цветови разновидности на кварца (аметист, морион, опушен кварц и др.). В основата кристалите са подредени ветриловидно така, че траекториите на дългите им оси се пресичат в хипотетичен център, разположен извън друзите. Самите кристали са покрити с дебели кори от Fe оксиди/хидроксиди.

Характеристика на жилните ахати

Виолетово оцветените разновидности на кварца са локализирани в жилни образувания, под формата на макро- и микрокристални разновидности, изграждайки атрактивните "аметистови" ахати от Маджаровското рудно поле (фиг. 1a-d). Повечето жилни ахати, в срезове с дебелина до 1 cm са полупрозрачни, по-рядко прозрачни и рядко – непрозрачни. Линейните параметри на тези образувания силно варират, както в границите на всяко едно от тях, така и между тях. Почти винаги, границата им с вместващите скали е маркирана от различни микроструктурни разновидности халцедон. Формата им е ъгловата и неправилна и най-често съвпада с тази на кухината, в която са отложени. Халцедоновите слоеве са виолетови, сиви, рядко червеникави или слабо розови. Дебелината им не надхвърля 1 ст и в повечето случаи те също следват морфологията на кухината, в която са отложени. Рядко между халцедона и вместващата скала има баритови прожилки и отделни кристали (d[Å] = 3.56; 3.43; 2.11), които имат равна граница със скалата и копиевидни образувания към халцедона, което дава основание да се счита, че те са образувани по-рано от него (фиг. 1a, 2a).

Целенасочените рентгеноструктурни изследвания на халцедон не доказаха наличието на моганитов компонент в него. Това по всяка вероятност се дължи на ниската му концентрация в пробите – под границата на чувствителността на използвания метод (2-3 wt.%). Червеникавото оцветяване на халцедона и формираните от него слоеве се дължи на различната концентрация и разпределение на дребни (под 5 µm) зърна от Fe оксиди/хидроксиди (фиг. 2b). Освен Fe оксиди/хидроксиди много често в халцедона се наблюдават включения от сфалерит и галенит. Сфалеритът е медножълт, прозрачен, еднороден с неправилни форми и неравни към матрицата краища (фиг. 2с,d). Полираните му повърхности често са нарушени от неголеми пукнатини и дребни каверни.



Фиг. 1. Текстурни особености на жилни ахати от района на Маджарово, Източни Родопи



Фиг. 2. СЕМ микрофотографии на фазови включения в халцедонова матрица на жилни ахати от района на Маджарово, Източни Родопи: а – копиевидни баритови кристали; b – Fe-оксиди/хидроксиди подредени закономерно в тънки слоеве, или незакономерно разпределени; c-f сулфиди: (галенит – Gn) и сфалерит (Sp), кристалите от (е) са в каверна. Полирани повърхности – a-d, f. Естествени повърхности – e. Маркер: a, c, d, f – 100 µm; b, e – 10 µm

Микросондовите изследвания показват, че съставът му е стехиометричен ZnS и включва само примес от Fe до 0.82 at%. Тези данни заедно с оптическите му характеристики дават основание да се предполага, че в случая се касае за неговата разновидност клейофан. Галенитът се среща като зърна с неправилна форма, а в кухини и като добре оформени кубични кристали, неравномерно удължени по различните оси (фиг. 2е). В полирани срезове, ясно личи, че част от периферията на някои зърна е обгърната от втора генерация галенит, който добре се отличава от първия както в отразена светлина, така и в режим на вторична електронна емисия (фиг. 2f). Резултатите от оптическите изследвания са потвърдени с рентгеноструктурен анализ (d[Å]=3.42; 2.96; 2.09) и рентгеноспектрален микроанализ.

Жилните ахати от района на Маджарово са изградени предимно от SiO₂ фази, съпроводени от вариращи

количества барит и сулфиди. Характерна особеност на описваните ахати е многократно и ритмично редуващите се ивици с дебелина 1-2 mm от SiO₂ фази (кварц, халцедон и кварцин) (фиг. За). Кварцът е във вид на ивици с дебелина 1-2 mm, най-често разделени от CH-HLF и CH-WLF (фиг. 3b). Наблюдава се кварц. около който е нараснал халцедон (CH-W_{LF} и CH-H_{LF}), както и по-късна генерация кварц (фиг. 3с-е). Халцедонът е безцветен, по-рядко е светлокафеникав, оцветен от Fe хидроксиди. Представен е от ивици от различни микроструктурни видове параболично-влакнест, паралелно-влакнест и масивен. Кварцинът е влакнест със същите оптически свойства като халцедона, но за разлика от него притежава положително удължение. В някои случаи показва характерна микроритмичност. Вероятно кварциновите ивици в някои образци съдържат известно количество моганит. Баритът е призматично удължен до няколко сантиметра. Често е под формата на тънкопризматични, взаимнопресичащи се кристали с преобладаващи размери 0.15х2 mm, разположени сред халцедонови сферолити, параболичновлакнест халцедон и кварц (фиг. 3f). В периферните части на баритовите кристали се наблюдават тънки (около 0.05 mm) ивици кварцин, кварц и халцедон. Редуването на различните микроструктурни типове халцедон и SiO₂ фази е от типа: $Q \rightarrow CH_{LS} \rightarrow Q \rightarrow CH_{LS} \rightarrow CH_{LS} + MOG? \rightarrow CH_{LF} \rightarrow Q \rightarrow CH_{LS} \rightarrow Q \rightarrow CH_{LS} \rightarrow Q \rightarrow CH_{LS}$ наблюдава и халцедон CH_M, като редуването на различните SiO₂ фази в тези случаи е: CH_{LS} $\rightarrow Q \rightarrow CH_{LS} \rightarrow CH_{LS}$ $\rightarrow CH_{LS} + MOG? \rightarrow CH-H_{LF} \rightarrow Q \rightarrow CH-W_{LF} \rightarrow CH_M$.

Генетични особености

Генезисът на жилните ахати от района на Маджарово, следва да се обвърже с постмагматичната хидротермална дейност в Източните Родопи. Последната е неравномерно проявена, по-интензивно около високо проницаемите приразломни зони. Особеностите на аметистовите ахати от района на Маджаровското рудно поле отразяват условия промените във физикохимични на минералообразуване и еволюцията на хидротермалните разтвори. Освен промяната на физикохимичните параметри на кристализационната среда през различните



Фиг. 3. Микрофотографии на жилни ахати от района на Маджарово, Източни Родопи: а – многократно и ритмично редуващи се ивици от кварц, халцедон и кварцин + моганит?; b – редуващи се ивици от кварц и халцедон; с-е – кварц, около който е нараснал CH-W_{LF} (c), CH-H_{LF} (d) и по-късна генерация кварц (e); f – тънкопризматични баритови кристали сред кварц и халцедонови сферолити. Маркер: a-f – 0.52 mm; +N

стадии на минерализация, хидротермалните разтвори в различните участъци на рудното поле са показвали значителни колебания относно концентрацията на метални йони и фугитивност на сярата и кислорода. Това е довело до диференцирано отлагане на рудните минерали (оксиди и сулфиди) в жилите, като някои от тях са формирали повече от една генерация. Образуването на аметистовата осъществено минерализация е предимно ОТ нискотемпературни Fe-съдържащи разтвори. Хоризонталната геохимична зоналност в Маджаровското рудното поле сочи че. обогатенните на Si. Au и Fe участъци са разкрити непосредствено по периферията на найвътрешната зона и се разполагат около гр. Маджарово (Бресковска, Гергелчев, 1988). Това са участъците от рудното поле с най-висока концентрация на жили с аметистова минерализация.

Характерът на разпространение на аметист в района дава основание да се предполага, че петият (кварцбаритов) минерализационен стадий на Маджаровското рудното поле, с който е свързана изследваната минерализация, но вече с по-ниска концентрация на Fe йони, вероятно засяга и по-отдалечени участъци в Източните Родопи. Това са по-високо проницаемите зони и газовите празнини във вулканитите, разпространени в района на селата Горна Кула, Бараци, Поточница, Студен кладенец и др., където също се установява аметистова минерализация, но значително по-слабо развита (Цинцов, Банушев, 2002).

Заключение

Аметистовите образувания от Маджаровското рудно поле притежават своебразна текстурна зоналност, която дава основание да се обособят два различни минерални агрегата: жилни ахати и плътни жилни аметистови маси. Като жилни ахати се възприемат ритмично-зонално редуващите се слоеве от SiO2 фази, а останалата част като плътна жилна аметистова маса. Границата между тези агрегати е условна и за такава, авторите на настоящото изследване приемат края на ритмичнозонално редуващите се слоеве на различните SiO2 фази (кварц, халцедон, кварцин). Ахатите са изградени от многократно и ритмично редуващите се ивици с дебелина 1-2 mm от кварц, халцедон и кварцин, съпроводени от вариращи количества барит и включения от сфалерит и галенит. Оцветяването им се дължи на различната концентрация и разпределение на дребни (под 5 µm) зърна от Fe оксиди/хидроксиди. Жилните ахати са резултат на постмагматичната хидротермална дейност в Източните Родопи, неравномерно проявена, по-интензивно около високо проницаемите приразломни зони.

Благодарности. Авторите изказват благодарност на инж. Д. Желев за съдействието.

Литература

- Атанасова, Р., И. Бонев. 2005. Скелетен галенит, едновременно образуван с халцедон-моганитови сферолити. – В: Сборник разширени резюмета от Юбилейна международна конференция "80 години Българско геологическо дружество", 17-18 ноември 2005. С., 63-66.
- Бресковска, В., З. Илиев, Б. Маврудчиев, И. Вапцаров, И. Велинов, П. Ножаров. 1976. Маджаровское рудное поле. *Геохим., минерал. и петрол., 5*, 57-78.
- Бресковска, В., В. Гергелчев. 1988. Маджаровско рудно поле. – В: Оловно-цинковите находища в България. С., Техника, 114-127.
- Горанов, А. Д. Кожухаров, И. Боянов, Е. Кожухарова. 1995. Обяснителна записка към геоложка карта на България, М 1:100000, Картни листове Крумовград и Сапел С., КГМР, "Геология и Геофизика" АД, 97 с.
- Иванов, Р. 1960. Магматизмът в Източнородопското палеогенско понижение. Част І. Геология. – *Тр. геол.* България, Сер. Геохим. и пол. изкоп., 1, 311-387.
- Илиев, З., В. Бресковска. 1979. Още върху стадиите на минерализация в Маджаровското рудно поле. – Год. СУ, Геол.-геогр. фак., 70, кн. 1, Геология, 387-393.
- Костов, Р. И. 1992. Аметист. С., СУБ, 249 с.
- Маврудчиев, Б. 1959. Горноолигоценски интрузии от Маджаровския руден район. – Год. СУ, Геол.-геогр. фак.., 52, кн. 1, Геология, 251-298.
- Марчев, П., З. Илиев, С. Ноков. 1989. Олигоценовый вулкан Маджарово. – В: Альпийский магматизм Средногории и Восточных Родоп и связанная с ним металлогения. Путеводитель экскурсии Е-2. С., 98-105.
- Пожаревски, И. 1986. Ювелирные разновидности кремнезема (аметист, аметист-морион и аметистововый халцедон) месторождения Маджарово. – В: Достижения болгарской геологии, С., Техника, 264-268.
- Пожаревски, И. 1987. Опит за гемоложка класификация на ювелирните разновидности на силициевия двуокис. Год. СУ, ГГФ, 1, Геология, 81, 91-108.
- Цинцов, З., Б. Банушев. 2002. Характеристика на аметистовите ахати от Крумовградско. *Минно дело и геология*, 1, 23-27.
- Flörke, O. W., H. Graetsch, B. Martin, K. Röller, R. Wirth. 1991. Nomenclature of micro- and non-crystalline silica minerals, based on structure and microstructure. – *N. Jh. Mineral. Abh.*, 163, 19-42.
- Kostov, R. I., S. S. Hafner. 1992. Paramagnetic centers in Madjarovo vein amethyst from Southern Bulgaria. – *Compt. rend. Acad. bulg. Sci., 45,* 1, 29-31.
- Lilov, P., Y. Yanev, P. Marchev. 1987. K/Ar dating of the Eastern Rhodopes Paleogene magmatism. *Geologica Balc.*, 17, 4, 49-58.
- Tsintsov, Z. L., B. S. Banushev, R. I. Pazderov. 2001. Mineralogical characteristic of Paleogene coral agates from Eastern Rhodopes, Bulgaria. – N. Jb. Miner. Mh., 10, 464-480.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

ФОРМИ НА ПРИСЪСТВИЕ НА SiO₂ В ПРОДУКТИТЕ ОТ ЦИНКОВА ФЛОТАЦИЯ В ОБОГАТИТЕЛНА ФАБРИКА "ЕРМА РЕКА", ЗЛАТОГРАД

Маргарита Василева, Ирена Григорова, Иван Нишков

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700; marvas@mgu.bg; irena_mt@abv.bg; iniskov@gmail.com

РЕЗЮМЕ. Проведени са зърнометрични и химични анализи и минераложки изследвания на продукти от цикъла на цинкова флотация. Извършените изследвания показват наличието на голямо количество срастъци на кварц със сулфиди, в едрите фракции на концентратите и сравнително ниската ефективност на използвания реагент депресор за кварц. Установено е, че кварцът присъства предимно в свободна форма (>60-80%) във фините фракции на изследваните продукти. Неговото количествено съдържание може да бъде значително намалено, с използването на подходящи реагенти – депресори, с оглед получаването на концентрати с необходимите показатели.

FORMS OF SIO₂ PRESENCE IN THE PRODUCTS OF ZINC FLOTATION IN THE "ERMA REKA" DRESSING PLANT, ZLATOGRAD

Margarita Vassileva, Irena Grigorova, Ivan Nishkov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; marvas@mgu.bg; irena_mt@abv.bg; iniskov@gmail.com

ABSTRACT. Granulometric, chemical and mineralogical analyses of the products of zinc flotation has been performed. The presence of significant amount of intergrowths of quartz with sulphides in the coarse fractions of the concentrates and relatively low efficiency of the reagent depressant used has been demonstrated. It has been established that quartz is present mainly as free particles (>60-80%) in the fine fractions of the studied products. Its content could be significantly reduced by using appropriate reagent depressant with the aim to obtain concentrates with desired properties.

Въведение

В обогатителната фабрика "Ерма река", Родопи Еко Проджектс ООД, г. Златоград, се преработват руди от оловно-цинковите находища в Централните Родопи, разположени в южната част на Маданското рудно поле, наричана от някои изследователи Ерморечие (Гаджева, 1978; Гаджева, 1983; Кръстева, Гаджева, 1986; Манев, Игнатовски, 1981).

Оловно-цинковите находища са локализирани сред метаморфитите от Арденската единица (група) и Маданския алохтон – мигматизирани гнайси, анатектити, гнайси, амфиболити, мрамори и др. (Kolkovski, Dobrev, 2000; Кольковски, Добрев, 2007). Орудяванията са представени от два структурно-морфоложки типа – жилни, привързани към разломни структури и хидротермалнометасоматични залежи с лещовидна или неправилна морфология сред мраморите. Разграничени са следните минерални парагенези: кварц-пиритова, полиметална и кварц-карбонатна – в жилните рудни тела; скарнова, железоокисна, полиметална и кварц-карбонатна – в метасоматичните рудни тела (Гаджева, 1978; Гаджева, 1983; Кръстева, Гаджева, 1986). Счита се, че по минерален състав и геохимични особености, находищата в Ермореченския участък се отличават в известна степен от останалите находища в Маданското рудно поле (Кольковски, Манев, 1988; Kolkovski, Dobrev, 2000). Основните рудни и нерудни минерали са представени предимно от сулфиди – галенит, сфалерит, пирит, халкопирит и други минерали, а нерудните – от кварц, карбонати и пироксенови скарни (в метасоматичните рудни тела).

При преработването на оловно-цинкови руди в ОФ "Ерма река" се получават следните продукти: оловен концентрат, цинков концентрат, пиритен концентрат и окончателен отпадък. Оловният и цинковият концентрат се изпращат за последваща преработка в металургичните комбинати, а пиритният концентрат и отпадъкът се обединяват като окончателен технологичен отпадък, който се складира в отпадъкохранилището. Повишените съдържания на SiO₂ в цинковия концентрат влошават качеството му и създават технологични проблеми при металургичното извличане на цинка. В настоящата работа се привеждат резултатите от проведените изследвания на продуктите в цикъла на цинковата флотация, с цел установяване и отстраняване на причините за повишените съдържания на SiO₂ в цинковия концентрат, с оглед получаването на концентрати с необходимите качествени показатели.

Материал и методика

В ОФ "Ерма река" флотацията на оловно-цинковите руди се осъществява по колективно-селективна схема, съставена от две основни и две контролни флотации, с четири пречистни операции за оловен цикъл и две основни, две контролни флотации за цинков цикъл. Разделителната флотация включва две контролни, две основни и три пречистни операции (Вълканов и др., 2008). Проведен е мониторинг на продуктите в цикъла на цинкова флотация, включващ периодично опробване, взимане на средна проба, зърнометрични и химични анализи и минераграфски изследвания на средните проби. Периодичното опробване е извършвано в продължение на 2 месеца, като са опробвани 5 броя продукти - оловен колективен цинково-пиритен концентрат, стерил, технологичен цинков концентрат, пиритен концентрат и окончателен отпадък. Зърнометричният мокър анализ е извършен с размер на ситата 0.071 и 0.16 mm. От средната проба на всеки продукт са отделяни 3 класи: - +0.16 mm, -0.16+0.071 mm и -0.071 mm. Извършени са химични изследвания за определяне съдържанията на Zn, Pb, Fe, SiO₂ в трите класи на изучаваните продукти. Съдържанията на Zn, Pb и Fe са определяни с помощта на рентгенофлуорисцентен анализ в химичната лаборатория на ОФ "Ерма река", Златоград, а тези на SiO₂ - с AES-ICP анализ, в ЦНИЛ "Геохимия" на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски", София.

Изготвени са 18 броя споени в епоксидна смола полирани препарати-брикети на материал от колективен цинково-пиритен концентрат, технологичен цинков концентрат и пиритен концентрат, съответно класи +0.16 mm, -0.16+0.071 mm и -0.071 mm. Проведени са микроскопски изследвания за определяне минералния състав и формите на присъствие на SiO₂ в изучаваните концентрати. Рудната микроскопия е извършена с помощта на поляризационни микроскопи ПОЛАМ Р-311 и NU-2. Поради ограничения обем на настоящата работа, в текста не са включени данните от изследванията на пиритния концентрат.

Резултати и дискусия

Зърнометрични и химични анализи

Осреднените резултати от проведените зърнометрични и химични анализи на колективен цинково-пиритен концентрат и технологичен цинков концентрат са представени в таблица 1. Данните от извършените химични анализи показват, че присъстващият в рудата кварц почти напълно преминава в оловния стерил. В отпадъка от оловната флотация (оловен стерил) се установява наличие на 56.09% SiO₂. В колективния цинково-пиритен концентрат съдържанието на SiO₂ е многократно по-ниско и достига до 7.4% (табл. 1), което показва, че първите две операции в цикъла на цинковата флотация са ефективни, по отношение отстраняването на кварца. Недостатъчно ефективни, с оглед отстраняването на кварца, са следващите пет операции в цикъла на цинковата флотация. Съдържанието на SiO₂ е високо в цинково-пиритния и цинковия концентрат, особено в поедрите класи: +0.16 mm и -0.16+0.071 mm и достига стойности съответно 10.5%, 6.89% и 8.86%, 5.73% (табл. 1). Може да се счита, че пречистните операции са ефективни за фините фракции (-0.071 mm) на същите концентрати, в които съдържанието на SiO₂ намалява значително до 5.79% и 2.08%.

Микроскопски изследвания

а) Колективен цинково-пиритен концентрат

Основните рудни минерали в препарата, изготвен от *фракция* +0.16 *mm* (обр. 9). са представени от пирит (~45-46%) и сфалерит (~40-41%). В незначително количество се срещат галенит (~1%) и халкопирит (~1%). Главният неруден минерал е кварцът (~10%). В препарата присъстват и други нерудни минерали – церусит, калцит, пироксенови скарни?, хемиморфит? и други минерали (~1%). Пиритът се наблюдава под формата на свободни частици и срастъци със сфалерит и кварц. В някои от пиритовите фрагменти се установяват фини включения от сфалерит, галенит, кварц или други нерудни минерали. Сфалеритът е под формата на свободни частици и срастъци предимно с кварц (фиг. 1а), по-рядко с други нерудни минерали и сулфиди. Халкопиритът присъства главно във вид на фини и емулсионни включения в сфалерит (фиг. 1б). Кварцът се наблюдава преимуществено под формата на срастъци със сфалерит (60-62%), срастъци с пирит и галенит (~12%) и във вид на свободни частици (25-26%). Кварц-сфалеритовите агрегати най-често имат неправилна морфология и големина от 120 до 300-350 um. Срещат се агрегати и с по-големи размери от порядъка на 400-600 um. съставени от кварц-сфалеритпирит или кварц-сфалерит-галенит-пирит. По-рядко се установяват отделни сфалеритови индивиди, силно кородирани от финозърнести кварцови агргегати (фиг. 1б). Наблюдаван е единичен срастък на кварц със сфалерит и пиротин. Свободният кварц образува ъгловати, удължени или с неправилна морфология индивиди, с големина до около 400 µm.

Основните рудни минерали в препарат от фракция -0.16 +0.071 mm (обр. 10), са представени от сфалерит (~50-51%) и пирит (~39-40%). В незначително количество се срещат халкопирит (<1%) и галенит (<1%). Главен неруден минерал е кварцът (~7%). В препарата се наблюдават и други нерудни минерали – карбонати, пироксенови скарни?, хемиморфит? и др. (~1%). Сфалеритът образува ъгловати, удължени или с неправилна морфология свободни частици, срастъци с кварц и много по-рядко срастъци с пирит, галенит, карбонати. Около 9-10% от сфалеритовите частици съдържат фини и емулсионни включения от халкопирит. Пиритът се среща предимно в свободна форма. Наблюдавани са единични зърна от галенит, кородиран по периферията от церусит. Кварцът е главният неруден минерал (~7%). Преобладаващата част от кварца (~70-72%) е под формата на срастъци със сфалерит и по-рядко във вид на срастъци с пирит и галенит (<2-3%). Около 24-25% от кварца присъства в свободна форма. Минералът образува отделни ъгловати фрагменти, ксеноморфни или хипидиоморфни зърна, с големина най-често под 200 µm (фиг. 1в).

Таблица 1 Зърном<u>етрични и химични анализи на колективен цинково-пиритен концентрат и технологичен цинков концентр</u>ат

колективен цинково-пиритен концентрат						
Обр. №	Продукт (mm)	Добив (%)	SiO ₂ (%)	Zn (%)	Pb (%)	Fe (%)
9	+0.16	26.79	10.50	25.12	1.32	21.33
10	-0.16+0.071	31.97	6.89	28.39	0.79	21.09
11	-0.071	41.24	5.79	36.80	1.74	15.09
	Всичко	100	7.40	30.98	1.32	18.67
		Техноло	гичен цинков к	юнцентрат		
18	+0.16	24.02	8.86	43.39	1.43	9.57
19	-0.16+0.071	28.84	5.73	49.83	1.28	7.20
20	-0.071	47.14	2.08	55.68	2.41	5.24
	Всичко	100	4.76	51.04	1.85	6.84

Основните рудни минерали в препарат от фракция -0.071 *mm* (обр. 11), са сфалерит (~60%) и пирит (~30%). В незначително количество присъстват галенит (~1%) и халкопирит (~1%). Кварцът е главният неруден минерал (5-6%). Установява се наличие на церусит, калцит или доломит, хемиморфит? и други минерали, в количество до 1-2%. Сфалеритът е представен предимно от свободни частици, някои от които съдържат фини и емулсионни включения от халкопирит. По-рядко се срещат агрегати на минерала с кварц, пирит, галенит и други фази. Пиритът образува ъгловати фрагменти, а на места и идиоморфни кристали. В някои частици се наблюдават включения от сфалерит или кварц. Галенитът асоциира тясно със сфалерит. Образува овални включения в сфалерит или е развит по периферията на сфалеритови индивиди. Кварцът е главният неруден минерал (5-6%). Основната част от кварца е във вид на свободни, самостоятелни зърна (80-82%), а по-малка част присъства под формата на срастъци със сфалерит (18-20%) (фиг. 1г). Кварцовите зърна са фини, с преобладаващи размери под 30-50 µm (64%), с големина на зърната от порядъка на 50-70 µm (около 34%) и с големина около и над 100 µm (2%). Кварцсфалеритовите срастъци съставляват около 18-20% от общия кварц. Преобладаващите им размери са до 50-70 µm. Наблюдавани са и единични кварц-пиритови агрегати.

б)Технологичен цинков концентрат

Главните рудни минерали в препарат от фракция +0.16 тт (обр. 18), са представени от сфалерит (~70-77%) и пирит (>10-12%). В незначително количество присъстват галенит (~1%) и халкопирит (~1%). Кварцът е главният неруден минерал (~8%). Установява се и наличие на церусит, калцит или доломит, пироксенови скарни?, хемиморфит? и други минерали - до 1%. Сфалеритът образува свободни частици и срастъци, предимно с кварц (фиг. 1д, е), по-рядко с други нерудни минерали или сулфиди – галенит, пирит, халкопирит (фиг. 1ж, з). В част от сфалеритовите фрагменти се наблюдават емулсионни и фини включения от халкопирит, с големина до около 20 µm. Пиритът се наблюдава предимно под формата на свободни частици (фиг. 1и), като на места се срещат и срастъци със сфалерит и кварц. В някои пиритови индивиди се наблюдават зонално разположени включения от нерудни минерали, вероятно маркиращи зони на растеж. Галенитът асоциира тясно със сфалерит и обикновено е развит по периферията на сфалеритови индивиди. Наблюдавани единични галенитса сфалеритови агрегати. Кварцът е главният неруден

минерал (~8%). Около 75-80% от общия кварц присъства под формата на срастъци със сфалерит, по-рядко с галенит и пирит (фиг. 1д, е, ж, з). Кварц-сфалеритовите агрегати са с големина до 350-400 µm, като се срещат и единични агрегати с по-големи размери, достигащи до около 750 µm. По-слабо застъпени са кварц-пиритовите и кварц-галенитови срастъци, с големина до 300-400 µm. Около 20-25% от общия кварц е във вид на свободни частици (фиг. 1и). Минералът образува хипидиоморфни до ксеноморфни индивиди или ъгловати фрагменти.

Основните рудни минерали в препарат от фракция -0.16 +0.071 mm (обр. 19), са представени от сфалерит (~80-85%) и пирит (>5-6%). В незначително количество присъстват халкопирит (1-1.5%) и галенит (~1%). Главният неруден минерал е кварц (>4-5%). Установява се наличие на карбонати, пироксенови скарни? и други нерудни минерали – около 1-2.5%. Сфалеритът е предимно под формата на свободни частици, на места с фини и емулсионни включения от халкопирит. Срещат се и срастъци на минерала с кварц (фиг. 1й), по-рядко със сулфиди – галенит, халкопирит, пирит (фиг. 1к). Пиритът присъства предимно във вид на свободни частици удължени, ъгловати, неправилни фрагменти, хипидиоморфни до идиоморфни зърна, с преобладаващи размери до около 150 µm (фиг. 1й). Минералът е еднороден или с фини включения от сфалерит или кварц. Основната част от халкопирита е представена от фини и емулсионни включения в сфалерит. Наблюдавани са единични халкопиритови индивиди с включения от пирит и срастъци със сфалерит, галенит и кварц. Галенитът образува единични зърна, в някои случаи с тънък кант от церусит. Най-често е развит по периферията на сфалеритови индивиди (фиг. 1к) или е във вид на включения в основна маса от сфалерит. Кварцът е главният неруден минерал (>4-5%). Преобладаващата част от общия кварц (до около 60%) присъства под формата на срастъци със сфалерит (фиг. 1й). Големината на кварц-сфалеритовите агрегати достига до 200 µm, в някои случаи до около 300 µm. Обикновено в тези агрегати сфалеритът е застъпен в подчинено количество. Свободният кварц съставлява около 40% от общия кварц. Образува ъгловати, удължени, триъгълни или изометрични фрагменти с големина до 100-150 µm, на места над 200 µm (фиг. 1к).

Сфалеритът е основния руден минерал в препарат от фракция -0.071 mm (обр. 20) със съдържание ~90- 94%.



Фиг. 1. Микроскопски фотографии на препарати от колективен цинково-пиритен концентрат и технологичен цинков концентрат (отразена светлина, успоредни николи – N II, размер на видното поле: а-в – 1.04 mm, г-л – 0.53 mm; sph – сфалерит; ру – пирит; chp – халкопирит; ga – галенит; qz – кварц): а) срастъци на кварц със сфалерит – в горната и в лявата част на кадъра (около тях – фрагменти от сфалерит и пирит, обр. №9); б) сфалерит, силно кородиран от финозърнести кварцови агрегати – в лявата част на кадъра (вдясно – сфалерит с фини и емулсионни включения от халкопирит, пирит със зонално разположени включения от кварц и други нерудни минерали, обр. №9); в) две свободни зърна от кварц – в горната половина на кадъра (около тях – фрагменти и идиоморфни индивиди пирит и частици от сфалерит, обр. №10); г) ксеноморфно зърно от кварц – в централната част на кадъра (около него – фрагменти от сфалерит и пирит, обр. №11); д) срастък на кварц със сфалерит (вляво – фрагменти от пирит, обр. №18); е) сфалерит с включения от кварцови агрегати (вдясно – фрагмент от кварцово зърно, обр. №18); ж) сфалерит-галенитов агрегат, кородиран от кварц (в долната половина на кадъра вляво – срастък на сфалерит с халкопирит, вдясно – срастък на сфалерит с кварц, обр. №18); з) срастък на кварц със сфалерит, галенит и халкопирит – в горния десен ъгъл (вляво – агрегат от халкопирит и сфалерит с емулсионни включения от халкопирит; кварцов индивид с включения от сфалерит – в долния десен ъгъл, обр. №18); и) свободно зърно от кварц – в централната част на кадъра (в горния ляв ъгъл – фрагменти от сфалерит; в долния ляв ъгъл – пирит с ксеноморфни включения от кварц и сулфиди; вдясно – сфалерит с финозърнести кварцови агрегати, обр. №18); й) срастък на кварц с триъгълни очертания със сфалерит (вляво – единична пиритова частица и фрагменти от сфалерит, обр. №19); к) ксеноморфно кварцово зърно – вляво и кварцов фрагмент с триъгълни очертания – вдясно (в горния десен ъгъл – срастък на сфалерит с халкопирит; в долната част на кадъра – срастък на сфалерит с галенит, обр. №19); л) ксеноморфни зърна от кварц (около тях – фрагменти от сфалерит и единична частица пирит, обр. №20)

Таблица 2

Съдържания на свободен кварц, кварц под формата на срастъци, сфалерит и пирит в колективен цинково-пиритен концентрат и технологичен цинков концентрат

	Колективен цинково-пиритен концентрат							
Обр. №	Продукт	Добив	Кварц	Свободен	Кварц в	Свободен кварц:	Сфалерит,	Пирит,
-	mm	%	(общ), %	кварц, %	срастъци	срастъци	%	%
9	+0.16	26.79	10	25	75	1:3	40-41	45-46
10	0.16+0.071	31.97	7	25	75	1:3	50-51	39-40
11	-0.071	41.24	5-6	80-82	18-20	(4÷4.5) : 1	~60	~30
	Всичко	100	7.2	48.1	51.9	1 : 0.93	_	-
			Техн	юлогичен цин	ков концентра	т		
18	+0.16	24.02	> 8	20-25	75-80	1 : (3÷4)	70-77	>10-12
19	0.16+0.071	28.84	> 4-5	40	60	1:1.5	80-85	> 5-6
20	-0.071	47.14	2	60	40	1.5 : 1	90-94	>1-2
	Всичко	100	4.2	45.2	54.2	1:0.84	_	-

В незначително количество се установяват пирит (>1-2%), галенит и халкопирит (до около 1%). Нерудните минерали са представени главно от кварц (~2%), церусит, пироксенови скарни? и др. (~1%). Сфалеритът се наблюдава предимно под формата на свободни частици, с големина на зърната от няколко µm до около 70-80 µm. В една част (над 5%) от сфалеритовите фрагменти се установяват емулсионни и фини халкопиритови включения, с големина до 10-20 um. Пиритът се наблюдава главно във вид на свободни частици. На места се срещат срастъци пирит-сфалерит. Наблюдавани са единични свободни зърна от галенит. в някои случаи с тънък кант от церусит, както и единични срастъци галенитсфалерит. Кварцът е главният неруден минерал. Представен е под формата на свободни частици (>60%) и срастъци със сфалерит (~40%). Свободният кварц образува ъгловати, удължени или с неправилна морфология индивиди (фиг. 1л), с големина на зърната под 50 µm (~ 49%), с големина на зърната 50-70 µm (~49%) и с размери около и над 100 µm (6%). Кварцсфалеритовите срастъци са с преобладаваща големина 50-70 µm (69%), като се срещат и агрегати с размери до 50 µm (25%), и незначително количество агрегати с размери около и над 100 µm (6%). В единични сфалеритови фрагменти се наблюдават финозърнести кварцови агрегати с микронни размери. Установени са и единични тройни срастъци сфалерит-галенит-кварц и сфалериткварц-неруден минерал. Освен кварц, в препарата са наблюдавани и други нерудни минерали, най-вероятно карбонати и пироксенови скарни?, присъстващи в свободна форма или във вид на срастъци със сфалерит или кварц.

Резултатите от проведените микроскопски изследвания на полирани препарати-брикети, изготвени от материал от колективен цинково-пиритен концентрат и технологичен цинков концентрат са систематизирани и представени в таблица 2.

Изводи

Данните от извършените изследвания показват, че основната форма на присъствие на кварца в едрите фракции на цинково-пиритния и цинков концентрат е във вид на срастъци със сулфиди – съответно около 75% и 75-80 до 60%. При фините фракции (-0.071 mm) на същите концентрати, се наблюдава рязко нарастване на свободния кварц – съответно до 80-82% и 60% и намаляване общото съдържание на SiO₂ над 2 пъти – от 5-6% до 2%. Очевидно в цикъла на цинковата флотация, процесът е ефективен за фините фракции, и недостатъчно ефективен за едрите фракции на концентратите, в които кварцът е в недостатъчна степен разкрит.

Резултатите от проведените изследвания върху формите на присъствие на SiO₂ в продукти от цинковата флотация на руди в ОФ "Ерма река", Златоград, свидетелствуват за наличието на голямо количество срастъци на кварц със сулфиди в едрите фракции на концентратите, и сравнително ниската ефективност на използвания реагент депресор за кварц. Във фините фракции на концентратите, кварцът присъства предимно в свободна форма. Получените данни дават възможност за търсенето на ефективни технологични решения за редуциране съдържанието на силициев диоксид, и производството на качествени цинкови концентрати с необходимите показатели.

Литература

Вълканов, Н., Р. Бодурова, М. Дамянов, И. Григорова, И. Нишков. 2008. Охарактеризиране на продуктите и процесите в цикъла на цинкова флотация в ОФ "Ерма река", Златоград. – Национална научно-техническа конференция" Съвременни технологии и практики при подземно разработване на полезните изкопаеми", Девин, 26-29.05.2008 г., Сб. доклади, 203-207.

- Гаджева, Т. 1978. Скарново-полиметално орудяване в метаморфити от Ерморечието. *Рудообр. процеси и минер. наход., 8,* 3-12.
- Гаджева, Т. 1983. Геохимични и генетични данни за орудяванията в Ерморечието. – *Рудообр. процеси и минер. наход., 18,* 65-78.
- Кольковски, Б., Д. Манев. 1988. Маданско рудно поле. В: Оловно-цинковите находища в България. С., Техника, 37-64.
- Кольковски, Б., С. Добрев. 2007. *Металогения на оловото и цинка*. С., Унив. изд. "Св. Климент Охридски", 318 с.
- Кръстева, М., Т. Гаджева. 1986. Газово-течни включения в кварца, сфалерита, флуорита и карбоната от находищата в Ермореченския участък на Маданския руден район. – *Геохим., минерал. и петрол.,* 22, 54-68.
- Манев, Д., П. Игнатовски. 1981. Структура на Ермореченския участък на Маданското рудно поле. – *Рудообр. процеси и минер. наход.*, 14-15, 76-88.
- Kolkovski, B., S. Dobrev. 2000. Ore mineralization in the Central Rhodopes. – In: Structure, Alpine Evolution, and Mineralizations of the Central Rhodopes Area (South Bulgaria). ABCD-GEODE 2000 Workshop, Guidebook to Excursion B (Ed. Zh. Ivanov), Univ. Mining and Geol., Sofia, 18-36.

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

ПАЛЕОГЕОГРАФСКА РЕКОНСТРУКЦИЯ НА ДОЛНОКАМЧИЙСКИЯ СЕДИМЕНТЕН БАСЕЙН (МОРСКАТА ЧАСТ) ПРЕЗ СРЕДНО-КЪСНОЕОЦЕНСКАТА И ОЛИГОЦЕНСКАТА ЕПОХА

Христо Димитров

Минно-геоложки vниверситет "Св. Иван Рилски". 1700 Coduя: tezei@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Главната цел на изследването е да се направи палеогеографска реконструкция на Долнокамчийския седиментен басейн (морската част) през средно-късноеоценската и олигоценската епоха. Палеогеографската реконструкция включва определяне на пространствените и времевите връзки на пласта и дава възможност за илюстроване на древните обстановки на седиментация. Като основа за палеогеографската реконструкция може да се използват ограничените с повърхности на несъгласия седиментни секвенции, отделени при сеизмостратиграфския анализ. Главните повърхности свързани със седиментните секвенции представляват физичната стратиграфска рамка, осигуряваща хроностратиграфските данни при конструирането на картите. Реконструкциите са базирани на данни от каротажните разрези на сондажи и сеизмичните фациеси. В този доклад представям серия от палеогеографски карти подбрани за времевия интервал обхващаш средноеоценско-олигоценско време. Палеогеографията широко е контролирала седиментацията и разпространението на нефтомайчини и резервоарни седименти. Търсенето на нови петролни залежи е свързано с използването на специални палеогеографски карти.

PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF THE KAMCHIA SEDIMENTARY BASIN (OFFSHORE PART) DURING THE MIDDLE-LATE EOCENE AND OLIGOCENE EPOCH

Hristo Dimitrov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; tezei@abv.bg

ABSTRACT. The general objective of this study is to make paleogeographic reconstructions of the Kamchia basin offshore during the Middle-Late Eocene and Oligocene epoch. Paleogeographic reconstruction involves determining the spatial and temporal relationships of strata that can represent diverse ancient environments of deposition. Unconformity-bounded depositional sequences determined from sequence stratigraphic analysis can be used as a basis for paleogeographic reconstruction. Major surfaces associated with depositional sequences present a physical stratigraphic framework that provides relative chronostratigraphic datums which may be used to construct paleogeographic maps. Paleogeographic reconstructions are based on well-log data and seismic facies. In this paper I show a series of paleogeographic maps from selected time slices spanning the Midle Eocene to the Oligocene time interval. Paleogeography in a broad way controls the deposition and distribution of source beds and reservoirs. The search for new deposits of petroleum is aided by the use of special paleogeographic maps.

Въведение

Палеогеографската реконструкция включва определяне на пространствените и времевите връзки на пласта и дава възможност за илюстрация на древните обстановки на седиментация. Палеогеографската карта съдържа отделни стратиграфски интервали, които често имат различни литофациеси в обхвата на един и същ времеви интервал. Като основа за палеогеографската реконструкция може да се използват ограничените с повърхности на несъгласия секвенции, отделени седиментни при сеизмостратиграфския анализ (Berry, Mancini, 1995). Главните повърхности свързани със седиментните секвенции представляват физичната стратиграфска рамка, осигуряваща хроностратиграфските данни при конструирането на картите. Повърхностите имаши хроностратиграфско значение включват горна и долна секвентна граница, трансгресивна повърхност повърхност на седиментно гладуване/максимална трансгресия. Палеогеографските карти показват регионалното разпределение на палеобстановките и типовете скали в различни времеви хоризонти, вътре в циклите на относителното морско ниво.

и

Главната цел на изследването е да се направи палеогеографска реконструкция на Долнокамчийския седиментен басейн (морската част) през среднокъсноеоценската и олигоценската епоха. В резон с поставените задачи са съставени и демонстрирани сеизмофациални и палеогеографски карти за времевия интервал обхващаш средноеоценско-олигоценското време.

Геоложка рамка

Долнокамчийският седиментен басейн се простира в Североизточна България и в структурен план е разположен между Мизийската платформа от север и Източния Балкан от юг (фиг. 1). По-голямата част от територията му е развита в Западночерноморската акватория. От изток на запад басейнът се разширява и удълбочава. Запълненен е с доминиращо теригенни седименти с терциерна възраст.



Фиг. 1. Тектонска схема на част от СИ България (по Dachev et al., 1988, с модификации). На схемата са локализирани използваните за целите на изследването сеизмични профил и сондажи. С цифрите в кръгчетата са показани границите на Долнокамчийския басейн: 1 – Венелин-Толбухински разлом; 2 – Близнашки разлом; 3 – Старопланински навлак

Данни и методика за изследването

Сеизмостратиграфският анализ и съставянето на сеизмофациални палеогеографски И карти на Долнокамчийския басейн се базират на използваните данни от каротажните криви на 5 морски (Р-1 Самотиноморе, Р-1 Самотино-изток, LA-1, LA-2, LA-3), и два сухоземни (Р-62 Шкорпиловци и Р-75 Долна Камчия) сондажи. Сондажите са корелирани и овързани с наличните сеизмични разрези (фиг. 1-2). Пет от сеизмичните профили са прокарани напречно (по направление Ю-С или ЮЮЗ-ССИ), а три от тях минават надлъжно (по направление З-И) на басейна. За датирането на седиментните комплекси е използвано възрастовото привързване по сондажните данни.

Методиката за изследването изцяло прилага концепцията за седиментните секвенции (Sloss, 1963; Vail et al., 1977; Van Wagoner, Posamentier, 1988), за сеизмостратиграфския анализ (Vail et al., 1977; Bally, 1987) и техниката за построяването на сеизмофациални карти (Ramsayer, 1979; Berry, Mancini, 1995; Snedden et. al., 2008).

Техниката на картирането на сеизмичните фациеси е разработена от Ramsayer (1979), който е използвал 2-Д интерпретирани сеизмичните разрези. В петролната геология методът се е наложил под понятието "A-B-C" подход. Най-важните аспекти на анализа са конфигурационните модели на вътрешните отражения и типовете на приключване на отраженията към горна и долна граница. Тази информация може да бъде трансферирана от сеизмичните разрези върху картна основа, използвайки стандартния формат по схемата А-B/C, където А е типът на прилягане на сеизмичните отражения към горната граница, В е типът на прилягане на сеизмичните отражения към долната граница, а С е конфигурацията на вътрешните отражения.

Палеогеографска реконструкция

За целите на настоящото изследване, отделените за Долнокамчийския басейн сеизмофациални единици (Георгиев и др., 2004; Димитров, Георгиев, 2005; Димитров, 2007) са групирани в рамките на три регионални обстановки на седиментация – шелф, шелфов ръб и проградиращ склон и басейнов склон и дъно.

Шелфовата обстановка на седиментация съдържа доминиращо високоенергийни последователности, изградени от морски и неморски седименти. Характеризира се основно от ниско наклонени до паралелни отражения, с развито базално залягане (onlap) в посока на брега и дистално базално прилягане (downlap).

Типично за обстановките на шелфовия ръб и проградиращия склон е да съдържат дебели морски седименти и да притежават задоволителна басейнова дълбочина, осигурявайки значително акомодационно пространство за сеидиментното депозиране в сложни сигмоидални и косо-тангенциални конфигурационни модели на отраженията. Обстановките на седиментация на басейновия склон и басейновото дъно включват разнообразни дълбоководни фациеси. Възрастовото привързване, литологията, палеобатиметрията и интерпретацията на обстановките са допълнени от данните на наличните сондажни разрези.

Палеогеографска реконструкция на басейна през късно-средноеоценско време (долната част на тракта на ниско ниво)

Построената сеизмофациална карта (фиг. 3) показва развитието на два конфигурационни модела на вътрешните сеизмични отражения – нискоамплитудна, прекъсната до хаотична и променливоамплитудна паралелна. Ясно се разграничават външните форми на канално запълване и конус. Данните от сондажните каротажни диаграми и сеизмични профили дават основание да се заключи, че нивото на морския басейн е било под шелфовия ръб. Шелфът е бил прорязан от палеоречни долини, които постепенно преминават в каньони.

Теригенния материал се е транспортирал от подложените на денудация издигнати части на Източния Балкан и чрез турбидитни и гравитационни потоци се е натрупвал в подножиета на басейновия склон. Ситуацията може да бъде видяна на представената палеогеографска карта (фиг. 4). Така отчетливо могат да се отделят две основни обстановки на седиментация. В зоната на шелфа и склона се отлагат флувиални и каньонни седименти, а върху басейновото дъно се развиват значителен по размери конусен комплекс.





Фиг. 2. Сеизмостратиграфска интерпретация на СП-7866 (А) и СП ВGК 92-71 (Б) показваща отделената средно-горноеоценско-олигоценска секвенция в разреза на Долнокамчийския басейн

Палеогеографска реконструкция на басейна през ранно-къснооеоценско време (горната част на тракта на ниско ниво)

Построената сеизмофациална карта (фиг. 5) показва развитието на два конфигурационни модела на вътрешните сеизмични отражения – средно- и високо амплитудни, сигмоидни, паралелни до субпаралелни и високоамплитудни, непрекъснати, паралелни до дивергентни. Наблюдават се външни форми на покрови и издължени лещи. Получената картина показва, че нивото на морския басейн е започнало да се повишава. В шелфа се отлагат типични плиткоморски седименти.

Теригенния материал продължава да се транспортира от издигнати части на Източния Балкан и чрез ниско енергийни турбидитни потоци се е натрупвал, покривайки басейновите и склоновите конуси. Ситуацията може да бъде видяна на представената палеогеографска карта (фиг. 6). Отчетливо се отделят две основни обстановки на седиментация. В зоната на шелфа се отлагат типични плиткоморски и крайбрежни седименти, а в склоновата част глинести и тинести турбидити.

Палеогеографска реконструкция на басейна в края на къснооеоценското време (горната част на трангресивния системен тракт)

Съставената сеизмофациална карта показва развитието на три конфигурационни модела на вътрешни сеизмични отражения – ниско- до средноамплитудни, паралелни, високоамплитудни, непрекъснати, паралелни до дивергентни и нискоамплитудни, прекъснати, паралелни до дивергентни (фиг. 7). Отличават се покровни и покровнообличащи външни форми. На палеогеографската карта (фиг. 8) са показани трите основни обстановки на седиментация. Седиментацията се е извършвала в условия на интензивна морска трансгресия, която достига максимални стойности.

Палеогеографска реконструкция на басейна в началото на олигоценската епоха (горната част на трангресивния системен тракт)

Съставената сеизмофациална карта (фиг. 9) показва развитието на три конфигурационни модела на вътрешни сеизмични отражения – ниско- до средноамплитудни, паралелни, високоамплитудудни, непрекъснати, паралелни до дивергентна и средно- и нискоамплитудна, косотангенциална. Направената интерпретация представя развитие на типична проделта (фиг. 10). В началото на олигоцена е съществувало постоянно морско ниво контролиращо утаяването на кластичен материал в делтова, плиткоморска и по-дълбоководна обстановка. Наблюдават се хълмиста, покровна и покровнообличаща външна форма.



Фиг. 3. Сеизмофациална карта, показваща площното разпределение на конфигурционните модели на сеизмичните отражения за долната част на тракта на ниско ниво



Фиг. 4. Палеогеографска и изопахитна карта, изобразяваща различните обстановки, литофациеси и дебелина (по време) на долната част на тракта на ниско ниво през късно средноеоценско време

Палеогеографска реконструкция на басейна в средата на олигоценската епоха (горната част на системния тракт на високо ниво)

Сеизмофациална карта показва развитието на три конфигурационни модела на вътрешни сеизмични отражения (фиг. 11). Тяхната интерпретация при съставянето на палеогеографската карта (фиг. 12), дава основание да се отделят следните три обстановки на седиментация – седименти на делтовия фронт, седименти на делтовата равнина и седименти от външния шелф (плиткоморски и крайбрежни седименти). Обстановките на седиментация се контролират от протичането на отчетлива регрисия. Седиментното зъпълване отново е в посока Ю-ЮЗ-ССИ, а потъването на басейна е слабо.







Фиг. 6. Палеогеографска и изопахитна карта, изобразяваща различните обстановки, литофациеси и дебелина (по време) на горната част на тракта на ниско ниво през късно средноеоценско време



Фиг. 7. Сеизмофациална карта, показваща площното разпределение на конфигурционните модели на сеизмичните отражения за горната част на трансгресивния системен тракт



Фиг. 8. Палеогеографска и изопахитна карта, изобразяваща различните обстановки, литофациеси и дебелина (по време) на горната част трансгресивния системен тракт през късноеоценско време



Фиг. 9. Сеизмофациална карта, показваща площното разпределение на конфигурционните модели на сеизмичните отражения за долната част на тракта на високо ниво



Фиг. 10. Палеогеографска и изопахитна карта, изобразяваща различните обстановки, литофациеси и дебелина (по време) на долната част на тракта на високониво през ранноолигоценско време



Фиг. 11. Сеизмофациална карта, показваща площното разпределение на конфигурционните модели на сеизмичните отражения за горната част на тракта на високо ниво



Фиг. 12. Палеогеографска и изопахитна карта, изобразяваща различните обстановки, литофациеси и дебелина (по време) на горната част на тракта на високо ниво през средноолигоценско време

Заключение

Съставените за част от разреза на Долнокамчийския басейн сеизмофациални карти и построените на тяхната основа палеогеографски карти, илюстроват обстановките на средата на седиментация през среднокъсноеоценската и олигоценската епоха. Направената палеогеографска реконструкция позволява разграничаването на палеошелфа и палеосклона, определянето на басейновата позиция, установяването на морските и неморските обстановки, палеобатиметричната дълбочина, енергията средата на седиментация и посоката на на транспортирания теригенен материал. От получените резултати може да се обобщи, че палеогеографията широко е контролирала процесите на седиментацията и разпространението на нефтомайчини и резервоарни седименти в обхвата на басейна. Затова и търсенето на нови петролни залежи налага необходимостта от използването съставянето и на специални палеогеографски карти.

Литература

- Георгиев, Г., Х. Димитров, Ф. Рейд, Дж. Прингъл, Н. Ботушаров. 2004. Сеизмостратиграфия и 3-Д модел на Долно-Камчийския седиментен басейн (морска част). В: Проблеми на нефта и газа. Международна научнотехническа конференция. Варна, 373 с.
- Димитров, Х., Г. Георгиев. 2005. Литофациален анализ на седиментните секвенции в Долнокамчийския седиментен басейн (акваториална част). – Год. МГУ "Св. Иван Рилски", 47, св. I, Геология и геофизика, 47-52.
- Димитров, Х. 2007. Анализ на относителните изменения на морското ниво в Долнокамчийския седиментен басейн (морската част) през средно-късноеоценската и олигоценската епоха. – Год. МГУ "Св. Иван Рилски", 50, св. І, Геология и геофизика, 43-48.
- Bally A. W. (Ed.) 1987. Atlas of seismic stratigraphy. AAPG Studies in Geology, 27.
- Berry H. T., E. A. Mancini, 1995. An integrated stratigraphic method for paleogeographic reconstruction: examples from the Jackson and Vicksburg Groups of the Eastern Gulf Coastal Plain. – *Palaios, 10,* 2, 133-153.
- Payton, C. E. (Ed.) 1977. Seismic stratigraphy. In: Applications to Hydrocarbon Exploration. Mem. Amer. Assoc. Pet. Geol., 26, 1-516.
- Ramsayer, G. R. 1979. Seismic stratigraphy, a fundamental exploration tool. *11th Annual Offshore Technology Conference, Proceedings*, 101-109.
- Sloss, L. L. 1963. Sequence in the cratonic interior of North America. Geol. Soc. Amer. Bull., 74, 93-114.
- Snedden J. W., J. F. (Rick) Sarg. 2008. Seismic stratigraphy. A primer on methodology. Search and Discovery Article.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum, S. III Thompson. 1977. Relative changes of sea level from coastal onlap. – In: Seismic Stratigraphy. Application to Hydrocarbon Exploration (Ed. C. E. Payton). AAPG Memoir, 26, 63-81.
- Van Wagoner J. C., H. W. Posamentier. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – SEPM, 42, Sea-level Changes: an Integrated Approach. Tusla, Oklahoma, USA, 39-46.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

ПРИСЪСТВИЕ И РАЗПРЕДЕЛЕНИЕ НА ПЕПЕЛООБРАЗУВАЩИ ЕЛЕМЕНТИ ВЪВ ВЪГЛИЩА ОТ БОБОВДОЛСКИЯ БАСЕЙН, БЪЛГАРИЯ

Йордан Кортенски, Александър Здравков

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; jordan_kortenski@abv.bg; alexzdravkov@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Опробвани са въглищни пластове от Бобовдолския басейн. Определено е съдържанието на главните елементи във въглищната пепел. Пепелообразуващи елементи са Si, Al, Fe, Ca, S, Mg, Ti и K, тъй като техните концентрации надвишават 0,5%. Количествата на Na, Mn и особено на P са много малки. Преобладаващ органичен афинитет проявяват Ca, S, Mn и Mg, докато Si, Al, K, P и Ti са привързани предимно към неорганичното вещество на въглищата. Желязото и натрият са със смесен афинитет. Елементите са групирани в две асоциации: Si- Al-Ti-K и Ca-S-Mg-Mn, обусловени от сходния афинитет на елементите и сходна минерална и органична форма на присъствие. Чрез диаграма на киселинността на средата е определена стойността на pH, която средно е приблизително 4.8. Изчисленият индекс на подхранване на торфеното блато (SI) определя преобладаващо подхранване с теригенен материал от повърхностни води и по-слабо грунтово подхранване.

Ключови думи: кафяви въглища, пепелообразуващи елементи, органичен и неорганичен афинитет, киселинност на средата, индекс на подхранване, Бобовдолнски басейн

OCCURRENCE AND DISTRIBUTION OF MAJOR ELEMENTS IN COALS FROM BOBOV DOL BASIN, BULGARIA Jordan Kortenski, Alexander Zdravkov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; jordan_kortenski@abv.bg; alexzdravkov@abv.bg

ABSTRACT. The coal seams in Bobov dol basin were samples and the concentration of the major elements in coal ash was determined. The amounts of elements like Si, Al, Fe, Ca, S, Mg, Ti and K are exceeding 0.5%, whereas Na, Mn and P contents are very low. Predominantly organic affinity is characteristic for Ca, S, Mn and Mg. In opposite, Si, Al, K, P and Ti are mainly connected to the inorganic matter in coal. Iron and Na were having mixed affinity. All elements were grouped in two associations: Si-Al-K-Ti and Ca-S-Mg-Mn, based on their similar behavior and mode of occurrence. The pH conditions during coal formation were determined using a diagram of acidity. The results indicate coal formation in acid conditions, with average pH value of 4.8. The calculated supply index (SI) shows a clear predomination of the terrigenous input from flowing waters over the groundwater supply.

Keywords: bituminous coal, major elements, organic and inorganic affinity, environmental acidity, supply index, Bobov Dol basin

Въведение

Бобовдолският басейн е разположен в Югозападна България и попада в Пернишката въглищна провинция (Минчев, 1961). Възрастта на въгленосните наслаги е определена като късноолигоценска – ранномиоценска (Чернявска, 1970), а по-късно, в резултат на изследвания на редица автори като средно-късноолигоценска (Загорчев, Русева, 1993). По степен на въглефикация въглищата са блестящи кафяви – клас О₃ (Шишков и др., 1982). Петрографски изследвания на въглищата са правени от Константинова (1956; 1964), Пешева (1971), Вълчева (1990), Здравков и Кортенски (2004), a Vassilev et al. (1994) привеждат данни за петрографския състав в една работа посветена на елементите-примеси в бобовдолските въглища. Опит за определяне на склонността към самозапалване чрез данните от петрографския анализ е правен в работите на Пешева (1963) и Марков и др. (1972). Протичащите в бобовдолските въглища окислителни процеси са изследвани обстойно по пътя на моделирането им от Маркова (1976), Русчев и Маркова (1975), Русчев и

др. (1978), Маркова и Кортенски (1999). Подобни изследвания са проведени и за отделни литотипи (витрен и кларен) на същите въглища от Markova and Valceva (1983).

Целта на настоящата работа е да се определи съдържанието и разпределението на пепелообразуващите елементи в бобовдолските въглища, а чрез тях и параметрите на средата в древното торфено блато.

Кратки бележки за геологията на Бобвдолския басейн

В района на басейна са установени скали с различна възраст. Докамбрийските скали са представени от един *Гнайсово-мигматитовия комплекс* (Загорчев, Русева, 1993), който включва биотитови и двуслюдени гнайси и мигматити, прослоени от амфиболити и лептинити. Поделен е на 4 задруги с общата дебелина от 2000-2500 т. В района на басейна с палеозойска възраст са:

Струмската диоритова формация (скали с габродиоритов до плагиогранитов и гранитов състав) и Скринската свита (включва пет пачки: Тишановски конгломерат; пясъчникова; аргилитова; долна алевролитова; горна пясъчникова) (Загорчев, Русева, 1993). Мезозойските наслаги в района са поделени на: Радомирска свита (тънкопластови, ядчести варовици с тъмносив цвят, прослоени на места с мергели и аргилити с ладинска възраст); Трънска свита (карн-норски варовици, рядко слабо доломитни): Нешковска свита (алевритови мергели с прослойки от варовити пясъчници. Възрастта й е кимериджка) и Костелска свита (алтернация от пясъчници. гравелити. конгломерати. алевролити. аргилити и мергели с кимериджка възраст) (Загорчев, Русева, 1993).

Неозойският разрез в Бобовдолския басейн започва с дебелопластовите пясъчници, които прехождат В гравелити и конгломерати с единични прослойки от аргилити, въглища, варовици и туфозни пясъчници на Логодашката свита и пясъчниците, алевролитите и аргилитите на Алевролитово-пясъчникова задруга, върху които залягат въгленосните наслаги с олигоцен-миоценска възраст. Те са поделени от Каменов (Загорчев, Русева, 1993) на 5 задруги: Конгломератно - пясъчникова задруга. Изградена е от полигенни конгломерати с песъчлива до гравийна спойка, които се прослояват от полимиктови пъстроцветни пясъчници, като общата й дебелина достига до 250 m. Битумолитна задруга. Включва тънкослойни аргилити и мергели с прослойки от пясъчници. На места имат ивичест строеж, обусловен от наличието на органично вешество. Възрастта й по данни на Чернявска (1970) е средноолигоценска. Дебелината на задругата варира от 0 до 50 m. Пъстра подвъглищна задруга. Дебелината й варира от 350 до 500 m, а възрастта е определена от Чернявска (1970) за средно олигоценска. Седиментите, които я изграждат са пъстра алтернация от конгломерати, пясъчници, алевролити. Въгленосна задруга. Долната граница на задругата се маркира от появата на първите въглищни чернилки и черни глини. Задругата е представена от пясъчници, песъчливи глини, тънкослойни алевролити, аргилити и въглищни пластове с дебелина до 100 m. Установяват се 7-8 въглищни пласта, които от долу на горе са: Поднадежда, Надежда, Двойния, поделен на Поморавия и Константинов, Гребикал, IV, V и VI. Дебелината им варира от 1.2 до 3.8 m, а на последните два до 10-12 m. Възрастта на задругата е определена като късноолигоценска. Задруга на тънкослойните аргилити и глинести мергели. Изградена е от тънкослойни аргилити, които в горните нива се прослояват от тънки песъчливи прослойки. Според Чернявска (1970) тези седименти са късноолигоценски по възраст, като горната им част вероятно е с долномиоценска възраст. Дебелината на задругата на места достига до 500-750 m (Загорчев, Русева, 1993). Върху въгленосните наслаги в южната част на басейна залягат скалите на Джерманската свита (меотски алевролити с прослойки и лещи от пясъчници, конгломерати и глини) и Бараковска свита (конгломерати, брекчоконгломерати и пясъчници с понтска възраст) Кватернерните образувания са 1993). (Маринова, представени преди всичко от пролувий и алувий (Маринова, 1993).

Тектонският строеж на басейна е свързан с късноалпийските тектонски движения. Основна е ролята на ССЗ-ЮЮИ разломи от Струмската (Краищидната) система. В резултат на късноалпийските и неотектонски движения се образува Бобовдолският грабен, който е запълнен с разгледаните по-горе палеогенски седименти. В резултат на неотектонските движения те са нагънати от синклинални и антиклинални гънки като Чеганската, Второполска, Бабинска, Софийската.

Материал и методика на изследване

За нуждите на настоящото изследване са опробвани промишлените въглищни пластове Двоен, Надежда и IV. Взети са 48 браздови пластови проби.

За извършване на необходимите изследвания пробите са квартувани и съкратени до количество около 1 грам. В последствие пробите са опепелени, като за целта са поставени в пещ и нагрети първоначално до 500°С за период от 30 min, след което температурата в пещта е увеличена до 815°С за 2 часа. Главните елементи, изграждащи пепелта на въглищата са определени чрез силикатен анализ, съгласно стандарт БДС-ISO 11535-2002. За целта пепелта е приведена в разтворено състояние чрез третиране с азотна киселина, след което полученият разтвор (0.1-250 ml) е анализиран на спектрален анализатор ICP-VISTA-MPX SIMULTANEOUS CCD. Количественото определяне на съответните оксиди е направено със стандартни вещества.

Данните от анализите са подложени на многомерна статистическа обработка, в резултат на която е получена корелационна матрица, използвана както за самостоятелна интерпретация, така и за вход към клъстеранализа.

Резултати и обсъждане

Присъствие и разпределение на пепелообразуващите елементи

Съдържанието на оксидите на пепелообразуващите елементи в пепелта на въглищата и въглищните аргилити е показано в таблица 1. Прави впечатление сравнително високата концентрация на SiO₂, Al₂O₃ и TiO₂. Това е белег за засилено постъпление на теригенен материал. Явно в торфеното блато се е осъществявало и грунтовото подхранване, тъй като в бобовдолските въглища е сравнително високо съдържанието на CaO, MgO, Fe₂O₃ и SO₃ (табл. 1). Оксидите на останалите пепелообразуващи елементи са със сравнително ниска концентрация. Това се отнася особено за Na₂O и P₂O₅ (табл. 1). Съдържанието на Na и P, всъщност е под 0.5% (табл. 2), което би трябвало да определи тези елементи като примеси (Юдович, 1978).

В таблица 2 е показано съдържанието на пепелообразуващите елементи във въглищата и пепелта на въглищата и въглищните аргилити.

Силиций. Елементът и неговият оксид е в по-високо съдържание в пепелта на въглищните глини, което заедно

с високата положителна стойност на коефициента на корелация с пепелта (табл. 1-2) определят преобладаващ неорганичен афинитет. Положителна корелация на Si с пепелното съдържание се установява и в други въглища (Beaton et al., 1991; Querol et al., 1996; Warwick et al., 1997; Crowley et al., 1997; Spears, Zheng, 1999; Liu et al., 2001 и др.).

Таблица 1

Съдържание на оксидите в пепелта на въглища и въглищни аргилити

Оксиди	Средно съдър	Коефициент	
	пепел	та на:	на корелация
	въглища	въглищни	с пепелта
		аргилити	
SiO ₂	47.5	55.0	0.88
Fe ₂ O ₃	8.7	8.4	0.09
TiO ₂	0.95	1.0	0.29
Al ₂ O ₃	25.0	29.0	0.59
MnO	0.2	0.1	-0.90
CaO	7.4	2.0	-0.98
MgO	3.0	1.2	-0.63
Na ₂ O	0.4	0.4	0.17
K ₂ O	1.5	2.0	0.61
P_2O_5	0.06	0.07	0.25
SO3	5.6	1.1	-0.96
Ad	33 16		

Таблица 2

Съдържание на елементите във въглища и въглищни аргилити

Еле-	Средно		Кларк	Средно	Средн
мент	съдържание в		за	съдържани	о за
	пепелта ((wt, %) на:	глини ¹	e (wt, %)	света ²
	въглища	въглищн	(wt,%)	ВЪВ	(wt, %)
		И		въглища	
		аргилити			
Si	22.18	25.69	26.9	7.34	2.8
Fe	6.09	5.88	4.72	2.02	1.0
Ti	0.57	0.60	0.46	0.19	0.05
Al	13.25	15.37	8.0	4.39	1.0
Mn	0.15	0.076	0.085	0.05	0.01 ³
Са	5.28	1.43	0.94	1.75	1.01
Mg	1.80	0.72	0.60	0.60	0.02
Na	0.30	0.30	0.96	0.10	0.02
K	1.24	1.66	2.66	0.41	0.01
Р	0.03	0.013	0.07	0.01	0.013 ³
S	2.24	0.44	0.24	0.74	н.д.

1 – по Turikian and Wederpohl (1961); 2 – по Valkovic (1983); 3 – по Юдович и др. (1985); н.д. – няма данни

Присъствието на елемента е обусловено от постъпление на теригенен материал в торфеното блато. Преобладаваща е минералната му форма, свързана предимно с глинести минерали, кварц и други теригенни силикати. Високият корелационен коефициент с пепелта предполага отсъствие или минимално количество на органична форма на Si. Съдържанието му в пепелта на въглищата и малко по-ниско, а във въглищните аргилити – близко до кларка за глини, докато концентрацията му във въглищата е по-висока от определената средна за света (табл. 2). Това показва значително подхранване на торфеното блато с теригенен материал.

Алуминий. Концентрацията на елемента в пепелта на въглищата и въглищните аргилити е значително по-висока от кларка за глини, а тази във въглищата – от средните стойности, изчислени от Valkovic (1983) (табл. 2). Съдържанието на оксида му във въглищните аргилити е по-високо от това във въглищата, което заедно с положителната корелация с пепелното съдържание (табл. 1), свидетелства за преобладаваща минерална форма на присъствие, свързана предимно с глинестите минерали. Редица автори също установяват положителна корелация на AI с пепелното съдържание (Beaton et al., 1991: Querol et al., 1996; Crowley et al., 1997; Spears, Zheng, 1999; Liu et al., 2001). Стойността на коефициента на корелация с пепелта обаче не е особено висока и вероятно част от AI е свързан с органичното вещество под формата на комплексни елементоорганични съединения.

Титан. Постъплението на елемента в торфеното блато е свързано обикновено с теригенния материал, като той се явява обикновено или в състава на глинестите минерали или като акцесорни минерали (рутил, титаномагнетит). Съдържанието на окиса в пепелта на изследваните въглища и въглищни аргилити обаче е почти идентично (табл. 1), което заедно с ниската стойност на коефициента на корелация с пепелта (табл. 1) предполага значително присъствие на органична форма. И въпреки, че за неорганичен афинитет на Ті се съобщава от редица автори (Смирнов, 1969; Beaton et al., 1991; Querol et al., 1997b,c, 2001b), изследванията на Ескенази (1972) доказват органична форма на елемента, която в някои въглища е преобладаваща. Съдържанието на Ті е надкларково както във въглишата, така и в пепелта на въглишата и въглищните аргилити (табл. 2), което се обуславя от повишеното постъпление на теригенен материал в торфеното блато.

Желязо. Въпреки, че концентрацията на елемента е пониска от тази в много въглища (напр. Софийските -Кортенски, 1986), все пак и в изследваните тя надвишава средните стойности, изчислени от Valkovic (1983) (табл. 2), което е резултат и от поне в отделни етапи грунтово подхранване. В пепелта на въглищата и въглищните глини съдържанието на Fe е по-високо от кларковите стойности за глините (табл. 2). Същевременно количеството на оксида в пепелта на въглищната и въглищните скали е идентично, а коефициентът на корелация с пепелта е под статистически значимата стойност, което определя смесен афинитет на елемента в бобовдолските въглища. За смесен афинитет на Fe данни привеждат Beaton et al. (1991), Querol et al. (1997с), но редица автори (Ward et al., 1999; Karayigit et al., 2000a; 2000b; Querol et al., 2001b) свързват присъствието на елемента изцяло с пирита. Вероятно част от минералната форма на Fe е свързана с пирита и въобще със сулфидите, но е възможно и присъствието му в карбонати и сулфати. за каквито за бобвдолските въглища съобщават Vassilev et al. (1994). Органичната форма на елемента обикновено е биогенна и комплексни елементоорганични съединения като (Войткевич и др., 1983).

Калций. Затова, че грунтовото подхранване от триаските варовици на Радомирската и Трънската свити не е било особено активно свидетелства и не особено високото
съдържание на Са. То надвишава, но незначително, средните стойности за въглищата по Valkovic (1983) и в пепелта на въглищата и въглищните скали – кларка за глини (табл. 2). Същевременно количеството на СаО във въглищната пепел е 3.7 пъти по-голямо от това в пепелта на въглищните аргилити (табл. 1). Коефициентът на корелация с пепелта е не само отрицателен, но и изключително висок (-0,98) (табл. 1) и това определя и значително преобладаващ органичен афинитет на елемента. За органичен афинитет на елемента привеждат данни Crowley et al. (1997) и Liu et al. (2001). За алкалоземните елементи типична сорбционна органична форма са хуматите и фулватите (Войткевич и др., 1983). като е възможна и биогенна форма. Вероятно част от Са е свързан с калцита и другите карбонатни минерали, а и със сулфатите, тъй като коефициентът на корелация със сярата е положителен.

Магнезий. Концентрацията на елемента в пепелта на въглищата и въглищните аргилити надвишава кларка за глини (табл. 2), но данните за средно за света са нереално ниски и несъпоставими с тези на Са. Количеството на MgO във въглищната пепел е 2.5 пъти по-голямо от това в пепелта на въглищните аргилити. Макар и отрицателен, коефициентът на корелация с пепелта не е с особено висока стойност и макар органичният афинитет на елемента да е преобладаващ, то вероятно е не малък делът на минералната форма на присъствие, свързана предимно с карбонатните минерали. Органичен афинитет на Mg в редица въглища установяват Gluskotter et al. (1977), Miller and Given (1978), Querol et al. (1996). Подобно на Са, органичната форма на Mg може да бъде биогенна и като хумати и фулвати (Войткевич и др., 1983).

Манган. Количеството на MnO във въглищната пепел е 2 пъти по-високо от това в пепелта на въглищните аргилити (табл. 1), а коефициентът на корелация е със стойност -0.9 (табл. 1) и това се определя от преобладаващия органичен афинитет на Mn. Концентрацията на елемента в пепелта на въглищните аргилити е малко по-ниска от кларка за глини (табл. 2), което също се дължи на високият органичен афинитет на елемента. За органичен афинитет на Мп съобщават и Минчев, Ескенази (1961), Beaton et al. (1991), Eskenazi (1996), Querol et al. (1997b,c), Crowley et al. (1997) и др. Средното съдържание на елемента във въглищата и тяхната пепел е по-високо съответно от кларка по Юдович и др. (1985) и от кларка за глини (табл. 2). Органичната форма на Mn е като комплексни елементоорганични съединения (Войткевич и др., 1983), а минералната е свързана с карбонатните минерали.

Натрий. Присъствието на елемента във въглищата е свързано с грунтово подхранване. Това обуславя и подкларковото съдържание на Na в пепелта на въглищата и въглищните скали (табл. 2). Трябва да се отбележи, че във въглищата концентрацията на елемента е по-висока от средната за света. Причина за много високи съдържания на Na според Kessler et al. (1967), може да бъде морска трансгресия и това също обяснява малкото количество на елемента в бобовдолските въглища. Съдържанието на Na₂O в пепелта на въглищата и въглищните глини е еднакво, а коефициентът на корелация с пепелта е със стойност по-ниска от статистически заначимата (табл. 1) и това определя смесен афинитет на елемента. За смесен афинитет на Na съобщават и Beaton et al. (1993), a Querol et al. (2001a) установяват от 40 до 98% органичен афинитет на елемента в различни въглища. Органичната форма на натрия може да бъде биогенна и сорбционна (хумати и фулвати) (Войткевич и др., 1983), а минералната е свързана предимно с глинестите минерали.

Калий. Количеството на К2О във въглищната пепел е пониско от това в пепелта на въглишните аргилити и коефициентът на корелация с пепелта е положителен със стойност 0.61 (табл. 1). Това определя преобладаващ неорганичен афинитет на К. Подобни са и данните в литературата (Beaton et al., 1991; Warwick et al., 1997; Crowley et al., 1997; Spears, Zheng, 1999; Liu et al., 2001), като Querol et al. (2001а) определят едва от 8 до 16% органичен афинитет на К в някои американски въглища. Минералната форма на елемента, която е преобладаваща, е свързана предимна с глинестите минерали, докато органичната може да бъде както биогенна, така и сорбционна като хумати и фулвати (Войткевич и др., 1983) Концентрацията на К в пепелта на въглищата и въглищните аргилити е подкларкова, а във въглищата е по-висока от средната за света по Valkovic (1983) (табл. 2). Това се дължи на по-слабо грунтово подхранване.

Фосфор. Съдържанието на елемента е околокларково за въглищата, а в пепелта на въглищата и въглищните аргилити е по-ниско от кларка за глини (табл. 1). Това е обусловено от посоченото по-горе вероятно по-слабо грунтово подхранване. Количеството на P₂O₅ в пепелта от въглишните аргилити е малко по-голямо от това във въглищната пепел (табл. 1). Коефициентът на корелация с пепелта е положителен, но близък до минималната статистически значима стойност (табл. 1). Това определя преобладаващ органичен афинитет, при значително участие на органична форма на присъствие. Warwick et al. (1997), Crowley et al. (1997) също установяват положителна корелация с пепелното съдържание, а Querol et al. (1996) и Dill, Wehner (1999) - връзка на елемента с различни минерали. По данни на Querol et al. (2000а), неорганичният афинитет на Р в някои американски въглища е от 65 до 85%. Минералната форма на елемента е свързана и със собствени минерали, каквито се установяват в бобовдолските въглища от Vassilev et al. (1994), така и с глинестите минерали. Типична за Р е биогенна органична форма, а високата му валентност предполага сорбционната му форма да е като хелати (Войткевич и др., 1983).

Сяра. Корелационният коефициент на S е с много висока отрицателна стойност и количеството на оксида й е 5 пъти по-малко в пепелта на въглищните аргилити в сравнение с въглищната пепел (табл. 1). Това определя преобладаващ органичен афинитет на елемента, какъвто е установен и в редица други въглища (Beaton et al., 1991; Querol et al., 1996; 1997а; Crowley et al., 1997). При изследване на афинитета на S в някои американски въглища Querol et al. (2001а) определят, че той е на 65 до 98% органичен. Характерна органична форма на присъствие е както биогенната, така и сорбционната и то най-вече като хелати (Войткевич и др., 1983). Минералната форма на елемента е свързана предимно със сулфиди и в по-малка степен със сулфати. Концентрацията на S в изследваните въглища не е висока – под 1%, а в пепелта им и в тази на въглищните аргилити е от 2 до 9 пъти по-висока от кларка за глини (табл. 2).

Асоциации пепелобразуващи елементи

С клъстер анализ са обособени две асоциации пепелобразуващи елементи.

Si-Al-Ti-K асоциация. Участват елементи с преобладаващ неорганичен афинитет. Това обуславя положителната корелация с пепелното съдържание. Те изграждат глинестите минерали, обикновено постъпващи с теригенния материал в блатото, но освен това могат да се срещат и като други теригенни минерали – кварц, рутил, титаномагнетит, корунд и акцесорни силикати. Органичната форма на елементите от асоциацията е в незначително количество.

Са-S-Mg-Mn асоциация. Тук попадат елементи с преобладаващ органичен афинитет. Това, както и биогенната форма на присъствие обуславят включването им в една асоциация. Връзката се засилва и от сходна минерална форма за някои от елементите – карбонатна (Са, Мп и Mg) и сулфатна (S, Са и Mg). Сорбционната органична форма е разнообразна – хумати и фулвати за Са и Mg, комплексни съединения за Мп и хелати за S.

Извън тези асоциации остават елементите със смесен (Fe и Na) или незначително преобладаващ неорганичен (P) афинитет.

Киселинност на средата в торфеното блато

Киселинността на средата в древното торфено блато е определена чрез химичния състав на въглишната пепел на диаграмата на киселинността по Кортенски (1986). За основа на построяването й са приети схващанията на Штах и др. (1978), Юдович (1978) и др., че с постъпление на минерални вещества (респ. увеличаване на пепелното съдържание на въглищата) намалява киселинността на средата в древното блато поради намаляване на количеството на хуминовите киселини и тяхното неутрализиране. Като се приема тази теза на абцисата на диаграмата се нанася пепелното съдържание. От друга страна според Нестеров (1964), Кизильштейн (1973) повишеното съдържание на SiO2 и Al2O3 във въглищната пепел е признак за по-кисела среда, а по-големи количества Fe₂O₃, CaO и MgO – за по-алкална среда в торфеното блато. На ординатата на диаграмата се нанася коефициент на киселинност на минералната част на въглищата (Кк), който се определя като следното съотношение:

 $\label{eq:KK} \begin{array}{l} \mathsf{K}\kappa = \mathsf{SiO}_2 + \mathsf{Al}_2\mathsf{O}_3 + \mathsf{SO}_3 + \mathsf{P}_2\mathsf{O}_5 \,/\, \mathsf{CaO} + \mathsf{M}g\mathsf{O} + \mathsf{Fe}_2\mathsf{O}_3 + \mathsf{MnO} + \mathsf{Na}_2\mathsf{O} \\ + \mathsf{K}_2\mathsf{O} \end{array}$

В числителя освен SiO₂ и Al₂O₃ са включени SO₃ и P₂O₅. тъй като и тези елементи са анионогенни и имат киселинни свойства. както към знаменателя се прибавя съдържанието на оксидите алкалните на пепелообразуващи елементи (Na и K) и на мангана. От диаграмата на киселинността се вижда, че рН варира в широки граници - от 3.5 до 6.0 (фиг. 1) през отделните етапи от развитието на торфеното блато. Средната стойност е около 4.8.



Фиг. 1. Диаграма на киселинността на средата в древнототорфено блато (по Кортенски, 1986)

Подхранване на древното торфено блато

Според Кортенски и Сотиров (2003) за определянето на типа на подхранване може да се използва химичния състав на въглищната пепел. Обикновено Si, Al и Ti постъпват в торфеното блато с теригенен материал. Са, Mg, Fe, S, Mn, Na, K и P се пренасят предимно в разтворено състояние от грунтовите води. Повишеното съдържание във въглищата на първите 3 елемента означава. че постъплението на теригенен материал е преобладаващо. Обратното, високата концентрация на Са, Mg, Fe, S, Mn, K, Na и P може да се използва като белег за преобладаващо грунтово подхранване или наличие на паралични условия. Това дава възможност чрез съотношението на оксидите на двете групи елементи във въглищната пепел да се определи индекс на подхранване торфеното блато, който да бъде една от на характеристиките му по време на торфогенеза. Индексът на подхранване може да се изчисли чрез следната формула:

SI = SiO₂+Al₂O₃+TiO₂ / CaO+MgO+Fe₂O₃+SO₃+MnO+Na₂O+K₂O +P₂O₅

За бобовдолските въглища изчисленият индекс на подхранване SI е 2,77. Той попада в отделения от Кортенски, Сотиров (2003) пети тип по подхранване. Той се обособява в интервала на SI от 1.2 до 4 (фиг. 2).

За този тип е характерно, че преобладава подхранване с теригенен материал чрез повърхностни води, а грунтовото подхранване е слабо до незначително. Сумата CaO+MgO+Fe₂O₃+SO₃+MnO+K₂O+Na₂O+P₂O₅ е от 20 до

45% и е резултат предимно от грунтово подхранване, като част от тези елементи могат да постъпват с теригенния материал. Възможно е в бреговата ивица да присъстват и карбонатни скали, а ако такива не се установяват, то е възможно торфеното блато да е подлагано на въздействието на морска трансгресия. Торфеното блато е лимнично, възможно и паралично-лимнично (Кортенски, Сотиров, 2003). В случая за Бобовдолския басейн в бреговата ивица присъстват карбонатните наслаги на Радомирската и Трънската свити и явно грунтовото подхранване се е осъществявало от запад, където се разкриват те. Както е известно басейнът е лимничен, което се обвързва с типа подхранване. Резултатът потвърждава казаното по-горе за преобладаващо подхранване на торфеното блато с теригенен материал.



Фиг. 2. Диаграма за определяне на индекса на подхранване (SI) на торфеното блато. Точката на диаграмата е стойността на SI за изследваните въглища. A=SiO₂+Al₂O₃+TiO₂, %; B=CaO+MgO+Fe₂O₃+SO₃+K₂O+Na₂O+MnO+P₂O₅, %.

Заключение

Определеното съдържание на главните елементи във въглищната пепел показва, че пепелообразуващи елементи са Si, Al, Fe, Ca, S, Mg, Ti и K, тъй като техните концентрации надвишават 0.5%. С надкларкови концентрации в пепелта на въглищата и въглищните аргилити са Fe, Ti, Al, Mn, Ca, Mg и особено S. Количествата на Na, К и особено на Р са много малки, а на Si е близко до кларка. Всички елементи са със съдържания, по-високи от определените за въглищата средни в света. Изключение прави Р, чиято концентрация е близка до кларка. Преобладаващ органичен афинитет проявяват Ca, S, Mn и Mg, докато Si, Al, K, P и Ti ca привързани предимно към неорганичното вещество на въглищата. Желязото и натрият са със смесен афинитет. Елементите са групирани в две асоциации: Si-Al-Ti-К и Са-S-Mq-Mn, обусловени от сходния афинитет на елементите и сходна минерална и органична форма на присъствие. Установените средна стойност на рН около 4.8 и индекс на подхранване на торфеното блато (SI) 2.77 определят преобладаващо подхранване с теригенен материал от повърхностни води и по-слабо грунтово подхранване, характерни за междинен тип блато.

Благодарности. Настоящото изследване е финансирано от Министерството на образованието и науката, Фонд "Научни изследвания" по проект "ВУ 03/06".

Литература

- Войткевич, Г. В., Л. Я. Кизильштейн, Ю. И. Холодков. 1983. Роль органического вещества в концентрации металов в земной коре. М., Недра, 154 с.
- Вълчева, С. 1990. Петрология и геохимия на въглищните басейни в България. Петроложка характеристика на въглища от Бобовдолския басейн. – Год. СУ, Геол.геогр. фак. 79, 1, 55-70.
- Ескенази, Г. 1972. Некоторые аспекты геохимии титана в процессе углеобразования. Год. СУ, Геол.-геогр. фак., 65, 1, 177-199.
- Загорчев, И., М. Русева. 1993. Обяснителна записка към геоложка карта на България М 1:100000, к.л. Крива Паланка и Кюстендил. С., 75 с.
- Здравков, А., Й. Кортенски. 2004. Петрография и условия на образуване на въглища от Бобовдолския басейн. Год. МГУ, 47, 1, 101-108.
- Кизильштейн, Л. Я. 1973. Геохимические индикаторы условий древного торфонакопления. – *Химия твердого топлива*, 4, 42-49.
- Константинова, В. 1956. Петрографска характеристика на въглищата от Бобв дол. – Год. Управл. геол. проучв., Отд. А, 6, 281-317.
- Костантинова, В. 1964. Петрогенетична характеристика на старотерциерните въглищни басейни в Югозападна България. Изв. НИГИ, 3, 311-326.
- Кортенски, Й. 1986. Определяне на минералите във въглищата от Софийския басейн чрез резултатите от силикатния анализ. – Год. ВМГИ, 32, 2, 179-191.
- Кортенски, Й., А. Сотиров. 2003. Определяне на индексите на въглищния фациес в Свогенския антрацитен басейн, България. – Год. МГУ, 46, 1, 123-126.
- Марков, Х., В. Донева, С. Нановска, Ц. Колева, Х. Димитрова, Д. Равелов. 1972. Изследване влиянието на микропетрогрфските елементи върху склонността на въглищата от ДМ "Бобов дол" към самозапалване. – *Тр. НИПКИ "Минпроект"*, *11*, 182-200.
- Маркова, К., Й. Кортенски. 1999. Автоокислителни процеси във въглища от рудник "Бабино", Бобовдолски басейн. – Год. МГУ, 42, 1, 63-66
- Минчев, Д. 1961. Въглеобразувателни фази и въгленосни провинции. Год. СУ, БГГФ, 54, 2, 319-345.
- Минчев, Д., Г. Ескенази. 1961. Германий и други редки елементи в пепелта на Чукуровските въглища. – Год. СУ, БГГФ, 54, 2, 83 - 109.
- Нестеров, В. Н. 1964. Состав золы клареновых углей как показатель геохимических условий угленакопления. *Литол. и пол. ископ.*, 5, 79-87.
- Пешева, П. 1963. Петрографска характеристика на въглищата от Бобовдолския басейн във връзка с определяне на скланността им към самозапалване. – Год. МГИ, 8, 2, 547-558.
- Пешева, Пр. 1971, Зависимост между карбонатността и петрографския състав на въглищата от Бобовдолския басейн. – Год. ВМГИ, 13, 2, 183-198.
- Русчев, Д., К. Маркова и Л. Бойчева. 1975. Върху окислението и инхибирането на някои български твърди горива. III Съобщение. Отнасяне на кафявите въглища. Год. ВХТИ, 22, 1, 39-48.
- Смирнов, В. И. 1969. Формы присуствия элементыпримесий в бурых углях Беганского месторождения. – Изв. ВУЗ, Геол. и разв., 12, 9, 72-75.

- Чернявска, С. 1970. Спорополенови зони в някои старотерциерни въгленосни седименти в България. Изв. ГИ БАН, Стр. и литол., 19, 79-100.
- Штах, Э., М. Т. Маковски, М. Тейхмюллер, Г. Тейлор, Д. Чандра, Р. Тейхмюллер. 1978. *Петрология углей*. М., Мир, 554 с.
- Юдович, Я. Е. 1978. *Геохимия ископаемых углей*. М. Недра, 264 с.
- Юдович, Я. Е., М. П. Кетрис, А. Б. Мерц. 1985. Елементыпримеси в ископаемых углях. М., Наука, 239 с.
- Alastuey, A., A. Jimenez, F. Plana, X. Querol, I. Suarez-Ruiz. 2001. Geochemistry, mineralogy, and technological properieties of the maim Stephanian (Carboniferous) coal seams from the PuertollanoBasin, Spain. – Int. J. Coal Geol., 45, 247-265.
- Beaton, A. P., F. Goodarzi, J. Potter. 1991. The petrography, mineralogy and geochemistry of a Paleocene lignite from southern Saskatchewan, Canada. – *Int. J. Coal Geol.*, 17, 117-148.
- Beaton, A. P., W. Kalkreuth, D. MacNeil. 1993. The geology, petrology and geochemistry of coal seams from the St. Rose and Chimney Corner coaldfields, Cape Breton, Nova Scotia, Canada. – *Int. J. Coal Geol.*, 24, 47-73.
- Crowley, S. S., P. D. Warwick, L. F. Roppert, J. Pontolillo. 1997. The origin and distribution of HAPs elements in relation to maceral composition of the A1 lignite bed (Paleocene, Calvert Bruff Formation, Wilcox Group), Calvert mine area, east-central Texas. – *Int. J. Coal Geol.*, 34, 327-343.
- Dill, H. E., H. Wehner. 1999. The depositional environment and mineralogical and chemical compositions of high ash brown coal resting on early Tetriary saprock (Schirnding Coal Basin, SE Germany). – *Int. J. Coal Geol.,* 39, 301-329.
- Eskenazy, G. 1996. Factors controlling the accumulation of trace elements in coal. Год. СУ, Геол.-геогр. фак., 89, 1, 219-236.
- Gluskoter, H., R. Ruch, W. Miller, R. Cahill, G. Dreher, J. Kuhn. 1977. Trace elements in coal: occurrence and distribution. – III State Geol. Surv., Circ. 499, 155 p.
- Karayigit, A. I., D. A. Spears, C. A. Booth. 2000a. Distribution of environmental sensitive trace elements in the Eocene Sorgun coals, Turkey. – *Int. J. Coal Geol.*, 42, 297-314.
- Karayigit, A. I., D. A. Spears, C. A. Booth. 2000b. Antimony and arsenic anomalies in the coal seams from the Golker coal field, Gediz, Turkey. – *Int. J. Coal Geol.*, 44, 1-17.
- Kessler, M.F., O. Malan, F. Valeska. 1967. Bezichungen der Alkalimetallenur Stratigraphie und Flözindentifizierung der paralischen Kohlen becken. – *Glückauf Forschungah., 28*, 149-154.
- Liu, D., Q. Yang, D. Tang, X. Kang, W. Huang. 2001. Geochemistry of sulphur and elements in coals from the Antaibao surface mine, Pingshoo, Shanxi Province, Chine. – Int. J. Coal Geol., 46, 51-64.
- Markova, K., S. Valceva. 1983. Oxidation of some Bulgarian coals. Influence of low-temperature oxidation on the microhardness and reflectivity of some brown coals. – *Fuel*, 62, 8, 942-945.
- Markova, K., J. Kortenski, D. Sumnaliev, G. Shopov, D. Thzvetkova. 2007. Sulphur in Chukurovo and Beli Breg Basins coals. – J. Univ. Chem. Techn. Metall., 42, 1, 21-28.

- Miller, R. N., P. H. Given. 1987. The association of major, minor and trace inorganic elements with lignites. III. Trace elements in four lignites and general discussion of all data from this study. – *Geochim. Cosmochim. Acta, 51*, 1843-1853.
- Querol, X., L. Cabrera, W. Pickel, A. Lopez Soler, H. W. Hagemann, J. L. Fernandez Turiel. 1996. Geological controls on the coal quality of the Mequinenza subbituminous coal deposit, northeast Spain. – *Int. J. Coal Geol.*, 29, 57-91.
- Querol, X., M. K. G., Whateley, J. L. Fernandez Turiel, E., Tuncali. 1997a. Geological controls on the mineralogy and geochemistry of the Beypazary lignite, central Anatolia, Turkey. – Int. J. Coal Geol., 33, 255-271.
- Querol, X., A. Alastuey, A. Lopez Soler, F. Plana, J. L. Fernandez Turiel, R. Zeng, W. Xu, X. Zhuang, B. Spiro. 1997b. Geological control on the mineral matter and trace elelments of coals from the Fuxin basin, Liaoning Province, northeast China. – *Int. J. Coal Geol.*, 34, 89-109.
- Querol, X., A. Alastuey, A. Lopez Soler, F. Plana. 1997c. A Fast Method for Recycling Fly Ash: Microware-Assisted Zeolite Synthesis. – *Envir. Sci. & Technlogy*, 31, 9, 2527-2533.
- Querol, X., Z. Kalka, Z. Weiss, R.B. Finkelman, A. Alastuey, R. Juan, A. Lopes-Soler, F. Plana, A. Kolker, S. R. N. Chenery. 2001a. Determination of element affinities by density fractimation of bulk coal samples. – *Fuel, 80*, 83-96.
- Querol, X., A. Alastuey, X. Zhuang, J. C. Hower, A. Lopez Soler, F. Plana, R. Zeng. 2001b. Petrology, mineralogy and geochemisty of the Permian and Triassic coals in the Leping area, Jiangxi Province, Southeast China. – Int. J. Coal Geol., 48, 23-45.
- Spears, D. A., Y. Zheng. 1999. Geochemistry and origin of elements in some UK coals. – *Int. J. Coal Geol.*, 38, 161-179.
- Turekian, K. K., K. H. Wedepohl. 1961. Distribution of the elements in some major units of the Earth's, crust. – Bull. Geol. Soc. Amer., 72, 2, 181-263.
- Valkovic, V. 1983. *Trace Elements in Coal.* CRC Press, Inc., Raton, Fla., *1*, 210 p.
- Vassilev, S., M. Yossifova, C. Vassileva. 1994. Mineralogy and geochemistry of Bobov Dol coals, Bulgaria. – Int. J. Coal Geol., 26, 185-213.
- Ward, C. R. 1980. Mode of occurrence of trace elements in some Australian coals. *Int. J. Coal Geol.*, 2, 77-98.
- Ward, C. R., D. A. Spears, C. A. Booth, I. Staton, L. W. Gubra. 1999. Mineral matter and trace elements in coals of the Gunnedah Basin, New South Wales, Australia. – *Int. J. Coal Geol.*, 40, 281-308.
- Warwick, P. D., S. S.Crowley, L. F. Roppert, J .Pontolillo. 1997. Petrography and geochemistry of selected lignite beds in the Gibbons Creek mine (Manning Formation, Jackson Group, Pliocene) of east-central Texas. – Int. J. Coal Geol., 34, 307-326.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

ПРИЛАГАНЕ НА МЕЖДУНАРОДНАТА КЛАСИФИКАЦИЯ НА ВЪГЛИЩА В ПЛАСТА И МЕЖДУНАРОДНАТА КОДИФИКАЦИОННА СИСТЕМА ЗА ВЪГЛИЩА ОТ БАЛКАНСКИЯ БАСЕЙН

Йордан Кортенски¹, Александър Здравков¹, Димка Пиналова²

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; jordan_kortenski@abv.bg; alexzdravkov@abv.bg ²"Минпроект ЕАД", София

РЕЗЮМЕ. Пети въглищен пласт от Балканския басейн е опробвани с 10 пластови проби. Въглищните аншлиф-брикети са изследвани в отразена бяла и флуорисцентна светлина в маслена имерсия и е измерен показател на отражение на хуминита. Чрез технически анализ са определени и останалите класификационни параметри: обща и аналитична влага, пепелно съдържание, добив на летливи вещества, обща сяра и топлината на изгаряне на влажно и на сухо безпепелно гориво. Установен е и индекса на свободното бухване на коксовия остатък. Според определените показатели, съгласно Международната класификация на въглища в пласта въглищата от V пласт са ивичести предимно хумусни от среден ранг А – пербитуминозни със средно качество. Определен е кодът, съгласно Международната кодификационна система – 15 0 00 1 12 12 18 35.

Ключови думи: черни въглища, мацерали, Международната класификация на въглища в пласта, Международната кодификационна система, Балкански басейн

APPLYING THE INTERNATIONAL CLASSIFICATION OF IN-SEAM COALS AND THE INTERNATIONAL CODIFICATION SYSTEM TO THE COALS FROM BALKAN BASIN

Jordan Kortenski¹, Alexander Zdravkov¹, Dimka Pinalova²

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; jordan_kortenski@abv.bg; alexzdravkov@abv.bg ²Minproekt Ltd., Sofia

ABSTRACT. The present study is based on 10 whole-coal samples from the V coal seam in Balkan basin. The samples were analyzed using standard microscopy and technological techniques, including reflected white and fluorescent light studies, reflectance measurements, and determination of the total and analystical moisture contents, ash yield, total sulphur contents, volatile matter, and the combustion temperature of the coal. In addition, the index of coke swelling was determined. Based on the results from these investigations and according to the International Classification of In-Seam Coals the coals from the Vth seam in Balkan basin can be classified as banded, predominantly humic, intermediate A – perbituminous with intermideate quality. Furthermore, the code according to the International Codification System was determined to be 15 0 00 1 12 12 18 35.

Keywords: bituminous coal, macerals, International Classification of In-Seam Coal, International Codification system, Balkan basin

Въведение

Международната класификация на въглищата в пласта е разработена от Работна група по въглища към Европейската икономическа комисия. Целта на класификацията е да унифицира характеристиката на въглищата, като се използват три основополагащи параметъра. Те дават възможност за еднозначно определяне на въглищата като геоложко образувание:

- ранг (степен на въглефикация);
- петрографски състав (органичен фациес);

• качество (количество на примесите, неорганичен фациес).

Според Международната класификация на въглищата в пласта за въглища със среден и висок ранг се считат такива с висша топлина на изгаряне, определена на суха безпепелна маса, по-висока от 24 MJ/kg и среден показател на отражението на витринита в маслена имерсия над 0.6%. Въглищата със среден ранг се означават като битуминозни (черни въглища по БДС) и са с отражение на витринита от 0.6% до 2.0%. Те се поделят на четири класа: D (парабитуминозни), C ортобитуминозни), B (метабитуминозни) и A (пербитуминозни). По петрографски състав въглищата се поделят на ивичести (предимно хумусни) и неивичести (масивни). По качество са: висококачествени (с пепелно съдържание A^d до 10%); със средно качество (A^d от 10 до 20%); нискокачествени (A^d от 20 до 30%); с много ниско качество (A^d от 30 до 50%).

За нуждите на вътрешната и международна търговия е създадена Международна система за кодификация на въглищата, която е приета от Европейската икономическа комисия под егидата на ООН. Системата за кодификация дава възможност за избягване на недоразуменията между производители, търговци и консуматори за качествената характеристика на въглищата, която отговарят на изискванията на конкретните области на тяхното използване като определя общи критерии за определяне на качеството. Тези критерии за въглища от среден и висок ранг са включени в четиринадесетцифров код, който характеризира въглищата като промишлена суровина.

Основни параметри за кодификация са:

• среден показател на отражение на витринита – характеризира се от първите две цифри;

• третата цифра се определя от характеристиката на рефлектограмата;

 характеристика на мацералния състав – съдържанието на инертинитови и на липтинитови мацерали се отразява съответно от четвърта и пета цифра;

• индекс на свободното бухване на коксовия остатък – определя стойността на шестата цифра;

• добив на летливи вещества на суха безпепелна маса – характеризира се от седма и осма цифра от кода;

• пепелно съдържание на суха маса – определя девета и десета цифра;

• съдържание на обща сяра на суха маса – характеризира се от предпоследните две цифри;

• висшата топлина на изгаряне, определена на суха безпепелна маса се отразява от последните две цифри на кода.

Кратка геоложка характеристика на Балканския басейн

Басейнът е част от Балканската въглищна провинция (Siskov, 1996). Той заема част от Стара планина между Шипченския проход и прохода Вратник с дължина около 60 km. За възрастта на въгленосните наслаги в Балканския басейн има две хипотези. Според Бончев и др. (1975) се установяват две въгленосни нива – едното с ценоманска, а другото – с туронска възраст. Според Кънчев (1962), Николов (1979), Петров (1983) въгленосните наслаги са с ценоманска възраст. Каменов и др. (1964) привеждат данни за лагунна, Николов (1979) - за лагунно-барова обстановка, а според Петров (1983) ценоманският геокомплекс е паралимничен, като е с две пачки лимнична и паралична. Подложка и оградни скали на басейна са наслаги с различна възраст: метаморфити от 1995), Берковската група (Кънчев и др., от горнопалеозойски монцодиорити, амфибол-биотитови гранодиорити, дребно- до едрозърнести гранити от Твърдишкия плутон, кварцпорфири и туф с пермска възраст, долнотриаски дребнокъсови конгломерати, едрозърнести пясъчници с прослойки от алевролити и аргилити от Петроханската теригенна група, среднотрияски варовици и доломити от Боснекската, Радомирската, Русиновделската, Твърдишката и Преславска свити, доллиаски кварцови пясъчници до кварцити от Костинската свита (Кънчев и др., 1995), средноюрски аргилити и пясъчници от Флишката задруга. И горюрските пясъчници, гравелити и конгломерати от Костелската свита.

Въгленосните торкредни васлаги са поделени на: Основна теригенна задруга. Заляга с ъглов дискорданс

върху триаски и юрски скали. Задругата е изградена главно от конгломерати, пясъчници, алевролити и аргилити с характерна червеникаво или пъстро оцветяване (Кънчев и др., 1995). Само пясъчниците са белезникави. Дебелината й е много променлива – от 0 до 200m. Възрастта на задругата е ценоманска (Кънчев и др., 1995). Въгленосна задруга. Носител е на въглищата в Балканския басейн. Изградена е от аргилити (с тъмен цвят поради наличието на органично вещество) и по-малко пясъчници. Задругата включва осем пласта с дебелина от сантиметри до 0.8-1.5 m (Кънчев и др., 1995). Дебелината на задругата е от 80 до 120 m. Възрастта й е ценоманска. Надвъглищна мергелна задруга. Представена е от сиви и сивожълтеникави глинесто-алевритови мергели С дебелина до 50-80 m (Кънчев и др., 1995). Възрастта й е ценоманска. Русалска свита. Изградена е главно от пясъчници на места (Шешкинград, Дивина) с малко прослойки от алевритово-глинести мергели (Кънчев и др., 1995). Дебелината на свитата е до 200m, а възрастта й е ценоманска (Кънчев и др., 1995). Те са покрити от песъчливо-глинести мергели с туронска възраст на Мергелната задруга и туронско-сенонски седименти от Пясъчно-брекчоконгломератната задруга, Радовската свита, Флишоподобната задруга и Варовиковата задруга (Кънчев и др., 1995). Палеогенски скали от Източнишката свита, Варовиковата, Алевролитовата, Пясъчниковата и Флишката задруга и Задругата на дебелопластовия флиш (Кънчев и др., 1995).

Балканският басейн попада В пределите на Източнобалканската тектонска зона. Тя включва две групи скални комплекси – преди горнокреден (цокъл) и горнокреднопалеогенски (Кънчев и др., 1995). Цокълът включва фрагменти от западнобалканската тектонска зона, от Предбалкана и от Котленския цокъл. Горнокреднопалеогенския структурен етаж се характеризира с неколкократни значителни тектонски движения с начало ранен турон. Късният турон - ранният сенон се характеризират със силни нагъвателни движения, в резултат на които става обръщането и полягането на Шипченската и Твърдишката антиклинала (Кънчев и др., 1995). Главни структурни единици са Шипченската и Твърдишката антиклинали, Лудокамчийския синклинорий, Бутурско-Чумеринската, Плачковската и Габровската синклинали и Борущенско-Радовската антиклинална зона (Кънчев и др., 1995). В резултат на тектонските движения Източнобалканската тектонска зона, включваща горнокредни и палеогенски седименти и тяхната юрска подложка е навлечена на север върху зоната на Предбалкана. В района на басейна се установява и на метаморфитите и гранитите навличане ОТ Средногорския антиклинорий върху Източнобалканската тектонска зона и по-точно върху Сливенско-Шипченския алохтон (Старопланински навлак) (Кънчев и др., 1995).

Методика

От въглищните пластове в Балканския басейн е опробван V пласт в 10 забоя. За изследване на петрографския състав въглищата са смлени до 1mm, споени с епоксидна смола и полирани. Така изработените аншлиф-брикети са изследвани в отразена и флуорисцентна светлина в маслена имерсия на микроскоп NU-2, снабден с приставка за флуорисцентна микроскопия и обектив 40х/0.65. Мацералният анализ е извършен по т.н. Тwo Scan метод. Използвано е автоматично броячно устройство тип Eltinor 4, за да се определи процентното съдържание на мацералите и минералите, като във всяка проба са снемани отчети от минимум 500 точки. На микроскоп Leica DMRX с микрофотометър MPV-SP, при дължина на вълната λ =546 nm, маслена имерсия (nd=1.515), обектив 50х/0.85 и еталон Gadolinium-Gallium-Granat (R=0,899) съгласно стандарта е измерена отражателната способност на витринита (хуминита) в 100 точки във всеки шлиф.

За определяне на влагата въглищните проби са смлени до 3 mm, а за останалите параметри от техническия анализ до 0.2 mm. За определяне на индекса на свободното бухване едрината на смилане е до 20 mm. Всички анализи са извършени според приетите стандарти (*ISO* – 331, 589, 1015, 1170, 1171, 1928).

Резултати и дискусия

Мацерален състав на въглищата

При проведените микроскопски изследвания е установено, че преобладават гелифицираните мацерали, като общото съдържание на другите 2 групи не надвишава 10%, при преобладаване по-често на инертинитовите мацерали (табл. 1).

Група Витринит. Мацералите от тази група са с найвисоко съдържание - от 86.8 до 95.3% (средно 90.74%) на органична маса (табл. 1).

Количеството на телинита е незначително и варира от 0.3 до 1.3% (табл. 1). Представен е от субмацерала телинит 2. Наблюдава се под формата на ивици. В запазените на места лумени на растителните тъкани са отложени глинести минерали. Установени са три от субмацералите на колинита: телоколинит, детроколинит и корпоколинит. Количеството на последния е незначително, като само в две проби (8 и 10) е 0.3% (табл. 1). Съдържанието на телоколинита варира от 21.0 до 31.3% (табл. 1). Телоколинитът се установява като масивни ивици или като отделни лещи. В този субмацерал често се наблюдават микропукнатини, в които се отлагат глинести минерали или пирит. Най-голяма е количеството на десмоколинита - от 50.9 до 63.7% (табл. 1). Този субмацерал изгражда масивни ивици, които включват останалите установени мацерали. Десмоколинитът е порест и напукан. Понякога се наблюдава преход между десмоколинит и витродетринит. Съдържанието на витродетринита варира от 3.4 до 14.5%, но само в две от пробите е над 10% (табл. 1). Витродетринитът асоциира предимно с минералното вещество и друг растителен детритус – инертодетринит и липтодетринит.

Група Екзинит. Липоидните мацерали са с най-ниско съдържание от трите групи – от 1.7 до 6.5%, средно 4.03% (табл. 1). Във въглищата от V пласт се наблюдават единични тела от добре запазен микроспоринит. Само в две от пробите (№2 и 7) е определено по-високо съдържание на споринит – респективно 0.4 и 0.3% (табл. 1). Екссудатинитът запълва клетъчни отвори на телинит, но по-често се наблюдава като лешообразни струпвания във витродетринита. Установен е във вснички проби като съдържанието му варира от 1.7 до 5.2% (табл. 1). Липтодетринитът се установява неравномерно разположен във витродетринита. Количеството му е определено в три от пробите (№1, 3 и 5) и е от 0.3 до 1.3% (табл. 1).

Група Инертинит. Съдържанието на мацералите от тази група достига до 7.5%, като само в една пробите е под 1% (табл. 1).

Таблица 1

Петрографски състав на въглищата от V пласт

	•				
Vitr – група Витрин	ит; Lipt – група Екзинит; Inert – група Ине	ертинит; Т2 – телинит 2; Sp –	споринит; Fs – фузинит; TC	– телоколинит; Е–ек	ссудатинит; SFs –
семифузинит; DC	- десмоколинит; Ld – липтодетринит; ld -	 инертодетринит; СС – корпо 	околинит; VD – витродетрини	т; ММ – минерално ве	щество

Мацерален състав на органична маса, %															
Nº	T2	TC	CC	DC	VD	Vitr	Sp	E	Ld	Lipt	Fs	SFs	ld	Inert	MM
1	0.3	23.9	0.0	59.6	8.5	92.3	0.0	2.8	0.3	3.1	1.3	1.0	2.3	4.6	5.3
2	0.6	30.6	0.0	56.8	4.5	92.6	0.4	3.5	0.0	3.9	0.3	1.0	2.3	3.5	5.3
3	1.3	21.0	0.0	54.4	10.2	86.8	0.0	5.2	1.3	6.5	0.3	0.6	5.7	6.7	3.9
4	0.3	22.9	0.0	58.2	5.9	87.4	0.0	4.1	0.0	4.1	1.0	0.0	7.5	8.5	4.2
5	0.9	31.3	0.0	53.3	4.6	90.1	0.0	3.0	0.7	3.7	1.5	0.0	4.6	6.2	2.5
6	0.3	21.5	0.0	63.3	3.4	88.5	0.0	4.3	0.0	4.3	1.9	2.2	3.1	7.2	1.9
7	0.3	23.8	0.0	55.5	7.3	86.9	0.3	5.1	0.0	5.4	1.6	2.9	3.2	7.6	5.4
8	1.0	25.5	0.3	50.9	14.5	92.3	0.0	4.1	0.0	4.1	0.3	0.3	3.0	3.6	6.0
9	1.0	29.0	0.0	61.0	4.3	95.3	0.0	3.4	0.0	3.4	0.7	0.0	0.7	1.3	4.5
10	0.3	27.5	0.3	63.7	3.4	95.2	0.0	1.7	0.0	1.7	0.3	0.0	2.7	3.1	4.0
Ср						90.74				4.03±				5.23±	4.3±
ед						± 3.26				1.27				1.34	13
но															

Макар и в неголямо количество, фузинитът е установен във всички изследвани проби. Съдържанието му е от 0.3 до 1.9 (табл. 1). Наблюдаван е като разкъсани лещи от деградофузинит сред десмоколинита и витродетринита. Установяват се и отделни лещи от пирофузинит, често с разкъсани стени на клетъчните отвори. В лумените на пиро- и деградофузинита са отложени глинести минерали, рядко пирит. Семифузинитът присъства в част от изследваните проби в съдържание от 0.3 до 2.9% (табл. 1). Установяват се лещи с различна големина, най-често в асоциация с витридетринит. Инертодетринитът се наблюдава като единични късчета в десмоколинита или витродетринита. Обикновено асоциира с пиро- и деградофузинита. Количеството му е най-голямо от всички инертинитови мацерали – от 0.7 до 7.5%, като само в една от пробите е под 1% (табл. 3.1).

Отражение на витринита

Средната стойност на показателя на отражение на витринита в маслена имерсия за въглищата от V пласт варира от 1.195 до 1.776% – средно 1.566%. Това определя изследваните въглища като пербитуминозни. Само в проба 1 въглищата могат да се определят като метабитуминозни, тъй като всички замервания и средната стойност е под 1.4% (фиг. 2а). В повечето от пробите измерения показател на отражение е около средния за пласта (фиг. 2б), но се наблюдават и стойности надвишаващи средната с близо 0.2% (фиг. 2в). Обикновено замерванията на показателя на отражение са в тесен интервал и десетте проби, като разликата между минималните и максималните стойности е от порядъка на 0.12-0.15% (фиг. 2). Рефлектограмите са без прекъсвания (фиг. 2).

Химическа характеристика на въглищата от V пласт

Определени са само показатели, необходими за класифицирането и кодификацията на изследваните въглиша. Общата влага във въглишата от V пласт варира от 11.1 до 15.1%, средно 12.80% (табл. 2). Аналитичната влага е значително по-ниска - средно 0.87±0.09% и е почти постоянна (табл. 2). Съдържанието на обща S е ниско (средно 1.84%) и само в три проби е малко над 2% (табл. 2). В сравнително тесни граници варира пепелното съдържание в различните проби – от 6.5 до 16.4% (табл. 2) Средната му стойност е 12.34%. Средният добив на летливи вещества за въглищата от V пласт е 13.93±1.39 (табл. 2). В отделните места на опробване добивът на летливи вещества варира от 11.4 до 15.4% (табл. 2). Определен е индекс на свободното бухване на коксовия остатък, който варира от 0 до 2, а средната му стойност е 1.3±0.59 (табл. 2). Топлината на изгаряне на сухо безпепелно гориво е почти еднаква в отделните проби (от 35.09 до 35.55 MJ/kg), а средната й стойност е определена на 35.37 MJ/kg (табл. 2). Топлината на изгаряне на влажно безпепелно гориво е със стойности от 30.31 до 31.55 MJ/kg, а средната стойност е 30.84 MJ /kg (табл. 2).

Класифициране на въглищата по Международната класификация на въглищата в пласта

Въглищата V пласт според показателя на отражение на витринита (над 0.6%) и топлината на изгаряне на влажно безпепелно гориво (над 24 MJ/kg) се определят като такива със среден ранг.



Фиг. 2. Рефлектрограми на показателя на отражение на витринита. а) за проба 1; б) за проба 10; в) за проба 5



Фиг. 1. Обща схема на Международната класификация на въглища в пласта с означение на мястото на V пласт в нея

Таблица 2

Резултати от химическия анализ на въглищата от V пласт

Про-	Wt ^r , %	Wª,	V ^{daf} ,	I	A ^{db} ,	St ^{db} ,	Qs ^{daf} ,	Qs ^{maf} ,
ба №		%	%		%	%	MJ/ kg	MJ /kg
B1	11.1	0.9	15.4	2.0	15.4	1.95	35.49	31,55
B2	12.9	0.8	14.8	1.0	13.8	2.13	35.25	30,70
B3	12.7	0.8	14.7	1.5	13.8	1.99	35.52	31,01
B4	13.2	0.8	14.0	1.0	11.7	1.77	35.35	30,68
B5	13.1	0.8	14.5	1.5	12.9	2.01	35.32	30,69
B6	12.2	0.8	13.7	1.5	11.1	1.78	35.09	30,81
B7	12.4	0.9	14.4	1.5	15.2	1.78	35.29	30,91
B8	11.2	0.9	14.9	2.0	16.4	2.04	35.16	31,22
B9	15.1	0.9	11.4	0.0	6.5	1.46	35.70	30,31
B10	14.1	1.1	11.5	1.0	6.6	1.48	35.55	30,54
Сред	12.8	0.87	13.9	1.3	12.3	1.84	35.37	30,84
-H0	±.	±	±	±	±	±	±	±
	1.21	0.09	1.39	0.59	3.46	0.23	0.19	0,35

₩_ℓ^r, % – обща влага; W^a, % – аналитична влага; V^{dat}, % – добив на летливи вещества; I – индекс на свободното бухване; A^{db}, % – пепелно съдържание на суха маса; S_t^{db}, % - обща сяра на суха маса; Q_s^{dat}, MJ/ kg – Топлина на изгаряне на сухо безпелно гориво; Q_s^{MAF}, MJ/KG – топлина на изгаряне на влажно безпелно гориво

Според Международната класификация на въглищата в пласта те са въглища със среден ранг А – пербитуминозни, тъй като коефициентът на отражение на витринита е 1.5658%. Определената средна топлина на изгаряне на влажно безпепелно гориво е 30.84 MJ/kg (табл. 2).

Втората характеристика е петрографският състав. Според него въглищата от V пласт се определят като ивичести предимно хумусни, с приблизително равни съдържания на липоидни и инертинитови мацерали и найголямо количество на гелифицирани мацерали – 90.74% (табл. 1). Третата характеристика е качеството на въглищата. Въглищата от V пласт са със средно качество, тъй като пепелното им съдържание е 12.34% (табл. 2). Всички тези резултати се илюстрират от фиг. 1, която показва Международната класификация на въглищата в пласта и мястото на V пласт в нея.

Кодифициране на въглищата от V пласт по Международната система на кодификация.

Според средните стойности на основните параметри за въглищата от V пласт е определен следният код:

15 0 00 1 12 12 18 35

Този код означава, че:

• средният показател на отражение на витринита е от 1.5 до 1.6%;

• рефлектограмата е със стандартното отклонение под 0.1 и без прекъсвания (фиг. 2);

• съдържанието на инертинитови мацерали е от 0 до 10% и на липтинитови мацерали от 0 до 5% (табл. 1);

• индексът на свободното бухване на кокса е от 1 до 1.5 (табл. 2);

• добивът на летливи вещества на суха безпепелна маса е 12 до 14% (табл. 2);

• пепелното съдържание на суха маса е от 12 до 13% (табл. 2);

 съдържанито на обща сяра на суха маса е в интервала от 1.8 до 1.9% (табл. 2); • висшата топлина на изгаряне, определена на суха безпепелна маса е от 35 до 36 MJ/kg (табл. 2).

Заключение

Въглищата от V въглищен пласт са класифицирани по Международната класификация на въглища в пласта (International Classification of in-Seam Coals, 1998). Според средните стойности на основните параметри е извършено кодифициране на същите въглища съгласно Международната система зза кодификация на въглища от среден и висок ранг (*Международная система...*, 1988).

Въглищата са ивичести предимно хумусни от среден ранг А – пербитуминозни със средно качество, съгласно определените характеристики:

• средни стойности на показателя на отражение на хуминита – над 0.6% (от 1.20 до 1.78%, средно 1.566%) при средна топлина на изгаряне на влажно безпепелно гориво 30.84 MJ/kg;

• петрографски състав – гр. Витринит 90.74%, гр. Екзинит 4.03%, гр. Инертинит 5.23%;

средно пепелно съдържание 12.34%.

Определен е код 15 0 00 1 12 12 18 35, въз основа на:

• среден показател на отражение на витринита 1.5658%;

 характеристика на рефлектограмата – със стандартното отклонение под 0.1 и без прекъсванията на рефлектограмата;

• съдържание на инертинитови мацерали 5.23% и на липтинитови мацерали 4.03%;

• индекс на свободното бухване на кокса 1.3;

• добив на летливи вещества на суха безпепелна маса 13.93%;

- пепелно съдържание на суха маса 12.34%;
- съдържание на обща сяра на суха маса 1.84%;

• висша топлина на изгаряне, определена на суха безпепелна маса 35.37 MJ/kg.

Литература

Бончев, Е., М. Йорданов, Г. Мандов, П. Пиронков, Ст. Стоянов. 1975. Нов поглед върху геоложкия строеж на Балканския въглищен басейн. – *Геот., тектонофиз. и геодинамика, 2*, 27-52.

Каменов, Б., И. Колев, З. Николов, И. Стоянов. 1964. Балканският въглищен басейн. – В: Сб. в чест на акад. Й. Йовчев. С., 375-429.

Кънчев, Ил. 1962. Тектоника на Елено-Твърдишка и Тревненска Стара планина. – В: Приноси към геологията на България. 1, 329-408.

Кънчев, И., Т. Николов, Н. Рускова, В. Миланова. 1995. Обяснителна записка към геоложката карта на България. М 1:100 000, к.л. Твърдица. С., 139 с.

Николов, 3. 1979. Модел за формирането на горнокредната въгленосна формация в Балканския въглищен басейн. – Год. СУ, ГГФ, 71, 1, 317-322.

Петров, П.И. 1983. Ценоманският паралимничен пясъчниково аргилитен геокомплекс в Централни Балканиди. – В: *Сб. 30 год. ВМГИ*, *2*, 191-199.

Международная система кодификации углей среднего и високого рангов. 1988. ООН, Ню Йорк, 20 с.

- *ICCP.* 2001. The new inertinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, 80, 459-471.
- ISO-331:1983. Coal. Determination of moisture in the analysis sample. Direct yimetric method. 3 p. International Organization for Standardization-ISO, Geneva. 1983.
- *ISO-589*:1981. Hard coal. Determination of total moisture. 6 p. International Organization for Standardization-ISO, Geneva, 1981.
- ISO-1015:1975. Brown coals and lignites. Determination of moisture content. Direct volumetric method. 3 p. International Organization for Standardization-ISO, Geneva, 1975.
- ISO-1170:1977. Coal and coke. Calculation of analyses to different bases. 1 p. International Organization for Standardization-ISO. Geneva, 1977.
- *ISO-1171*:1981. Solid mineral fuels. Determination of ash. 2 p. International organization for Standardization-ISO. Geneva, 1981.
- ISO-1928:1976. Solid mineral fuels. Determination of gross calorific value by the calorimeter bomb method_ and

calculation of net calorific value. 14 pp. International Organization for Standardization-ISO, Geneva, 1976.

- International Classification of in-Seam Coals. 1998. United Nations, New York, 41 p.
- Šiškov, G. D. 1996. Bulgarian low rank coals geology and petrology. – In: European Coal Geology and Technology (Eds. R. Gayer, J. Pesek). Geol. Soc. Publ. House, in press.
- Taylor, G. H., M. Teichmüller, A. Davis, C. F. K. Diessel, K. Littke, P. Robert. 1998. Organic Petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 704 p.

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

ГЕОЛОЖКИ ФЕНОМЕНИ В ТРИАСКИТЕ И ПАЛЕОГЕНСКИТЕ СКАЛИ В ЮГОЗАПАДНА БЪЛГАРИЯ

Димитър С. Синьовски

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; sinsky@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Триаските скали в Кюстендилско са развити в силицикластичен и карбонатен фациес. В основата си Триаската система е свързана с Мърводолската свита, която се отнася към Петроханската теригенна група. Тя се разкрива широко в околностите на с. Мърводол, където се намира нейният стратотип. Представена е от континентални алувиални червеноцветни кварцови пясъчници и конгломерати. В района северно от с. Циклово сред бели и бледорозови кварцови пясъчници на свитата се наблюдават интересни ерозионни форми, които наподобяват човешки и животински фигури. Те са с височина от няколко метра до 20-30 m и се извисяват внушително над зелените горски масиви. Палеогенските скали са развити в разнообразни теригенни фациеси и имат широко разпространение в Пиянецкия грабенов комплекс и Падешкия грабен. Основата на Палеогена е свързана с Коматинската свита, която е изградена от слабосортирани полимиктови червеноцветни брекчоконгломерати и конгломерати. Между селата Вуково, Циклово и Голям Върбовник конгломератните късове са от триаски карбонати. Тук те изветрят неравномерно и образуват положителни релефни форми, най-впечатляваща от които е стърчащата 10 метрова скала при с. Голям Върбовник. Най-впечатляващият скален масив, изграден от скали на Коматинската свита, се намира в типовата местност западно от Симитли, където се намира внушителната скала "Коматиница" с височина над 100 m.

GEOLOGICAL PHENOMENA IN THE TRIASSIC AND PALEOGENE ROCKS IN SOUTH-WEST BULGARIA

Dimitar S. Sinnyovsky

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; sinsky@mgu.bg

ABSTRACT. The Triassic rocks in Kyustendil region are developed in siliciclastic and carbonate facies. The lowesrmost part of the Triassic is represented by the Marvodol Formation which is referred to the Petrohan Terrigenous Group. It crops out widely in the surroundings of Marvodol village, where the stratotype section is situated. The unit is composed of continental alluvial red colored quartz sandstones and conglomerates. In white and light-rose sandstones in the area north of Cyclovo village are observed interesting erosional forms, resembling human and animal figures. They are several to 20-30 m high and rise imposingly above the green forestry massive. The Paleogene rocks are developed in various terrigenous facies widespread in the Pianets graben complex and the Padesh graben. The base of the Paleogene is connected with the Komatinitsa Formation composed of poorly sorted polygenous red coloured breccia-conglomerates and conglomerates. Between the villages of Vukovo, Cyclovo and Golyam Varbovnik the conglomerate clasts are Triassic carbonates. They weather irregularly and form positive relief forms, most impressive of which is the rock near Golyam Varbovnik village standing 10 m above the ground. The most impressive rock massive composed of rocks of the Komatinitsa Formation is situated in the type locality west of the town of Simitli, where the imposing rock "Komatinitsa" stands more than 100 m above the ground.

Въведение

Краищидната морфоструктурна зона в Югозападна България има изключително сложен геоложки строеж. Тук се разкриват скали с възраст от Протерозоя до Кватернера, а тектонското развитие на района е допринесло за обособяването на редица древни и помлади структурни единици, намиращи се в интересни взаимоотношения помежду си. На фона на сложната тектонска обстановка, възрастовото и фациално разнообразие на разкриващите се скали придава допълнителен колорит на геоложката обстановка.

В този район са описани няколко геоложки феномена, единият от които – Мелнишките пирамиди, заедно с Белоградчишките скали и Побитите камъни попълва тройката български феномени с глобално значение. Не по-малко впечатляващи са Земенският пролом и Стобските пирамиди, определени като феномени с национално значение. Към тях се отнася и Мърводолският антиклиналоид, предложен от Загорчев и Христов (2003) като геоложки феномен с висока научна стойност.

Като участник в картировката на Република България в М 1:50000 през полевите сезони на 2005 и 2006 г., авторът имаше възможност да се запознае с геоложките забележителности и природните красоти на територията на Кюстендилска и Благоевградска област. В настоящата работа са описани литостратиграфските единици, с които са свързани по-впечатляващите геоложки феномени, установени по време на картировката и посетени през този полеви сезон в процеса на работата по Договор ОХН 304/07 с Фонд "Научни изследвания". Направена е и кратка характеристика на морфологията на геотопите, като са оценени възможностите за включването им в Регистъра и кадастъра на геоложките феномени на България.

Характеристика на литостратиграфските единици и геотопите, свързани с тях

Геоложките феномени, описани в настоящата работа, са развити в теригенни седиментни скали, отнесени към Мърводолската свита (Долен Триас) и Коматинската свита (Еоцен).

Мърводолска свита. В района на с. Мърводол, Кюстендилска област, се разкриват скалите на Мърводолската свита, въведена като официална литостратиграфска единица от Загорчев (1980). Преди това тя е описвана като "долен триас" и "долнотриаска теригенна задруга" (Загорчев и др., 1979). Отнася се към Петроханската теригенна група (Долен Триас).

Типовият й разрез е по коларския път между Воденичарска махала на с. Пастух и с. Мърводол. Тя лежи пъстроцветни континентални несъгласно върхи пясъчници. алевролити, аргилити. мергели И конгломерати на Скринската свита (Горен Перм) или направо върху Струмската диоритова формация (Долен Палеозой). Нагоре в разреза прехожда в сиво-бежови пясъчници, алевролити, аргилити, мергели и варовици на Свидолската свита или се покрива трансгресивно и дискордантно от палеогенски седименти.

Свитата се състои от ръждиво-червени, бледорозови и бели олигомиктови до мономиктови конгломерати с кварцови или кварцитни късове, както и бели, светлорозови до светлозелени кварцови пясъчници и червени полимиктови пясъчници с характерна коса слоестост. В горните части на разреза свитата представлява алтернация от кварцови пясъчници, червени полимиктови пясъчници и алевролити (Загорчев, 1980).

Дребнокъсовите конгломерати са розови до бели. Изградени са предимно от несортирани и загладени в различна степен кварцови късове, разпръснати сред средно- до едрозърнест червен цимент. Късовете са добре заоблени с размер 1 до 3 ст от кварц и кварцити.

Кварцовите пясъчници са неравномернозърнести, розово-червени до светлорозови с редки бели прослойки. Често се наблюдава хоризонтална и коса слоестост. Съдържат предимно кварц, фелдшпати, мусковит и единични цирконови зърна. Циментът е от поров тип.

Алевролитите са червенокафяви, плътни, фино- до дребнозърнести, с паралелна ламинация. Притежават неравен лом и "блещиви" повърхности от присъствието на слюдени минерали. Структурата е алевролитова. Циментът е от базален до запълващ порите тип, в състава на който участват глинести минерали и хидрослюди. В състава на алевролитите преобладава кварцът. В подчинено количество се срещат фелдшпат и мусковит.

В тези скали често се срещат медни проявления, представени от вторичен малахит, привързан към зеленикави прослойки и халкопирит в кварцови жили, напречни на будинирани прослойки сред пясъчниците.

В рамките на Мърводолската свита Загорчев (1980) отделя два члена: Бойночукски и Каленишки. Бойночукският член обхваща долните нива на свитата, представени от кварцови конгломерати и пясъчници с коса слоестост. Каленишкият член е разположен отгоре и представлява редуване на червени полимиктови пясъчници и глинести алевролити с тънки и добре обособени прослойки от бели олигомиктови кварцови пясъчници. Дебелината на свитата е между 100 и 250 m, но на места е силно редуцирана – до 15-20 m.

Дебелината на Мърводолската свита в типовия й разрез е около 200 m. В нея не са открити фосилни останки. По стратиграфското й положение тя е отнесена към Долния Триас (Загорчев, Русева, 1993).

Геоложки феномени в Мърводолската свита. Долнотриаските отложения на Петроханската теригенна група създават предпоставки за образуване на ефектни ерозионни форми. Най-впечатляващи сред тях са Белоградчишките скали. Мърводолската свита не прави изключение и на много места в нея се образуват скални пирамиди, отличаващи се с неповторимо изящество и красота.

В местността "Асаро", намираща се на 1 km северно от с. Циклово и на 9 km 3-Ю3 от гр. Дупница, в пясъчниците на Мърводолската свита са развити добре оформени скални пирамиди, контрастиращи на зеления фон на горските масиви. Местността представлява широка и къса (1 km) долина с ориентировка запад-изток, от която извира десен приток на р. Джерман. Северният склон е изграден от среднотриаски скали от Искърската карбонатна група - сиви варовици на Могилската свита и доломити на Боснекската свита, които се покриват несъгласно от палеогенските конгломерати на Коматинската свита. Южният склон е изграден от много здрави пъстроцветни пясъчници и конгломерати на Мърводолската свита. Подножието на долината е почти заравнено и покрито с дебели над 8 m хоризонтално слоести ръждиво-кафяви несортирани кватернерни наслаги от късове с чакълен и гравиен размер и песъчлива основна маса.

Пластовете в Мърводолската свита са субвертикални с ориентировка S - 320/72. В основата на разреза се разкриват бели кварцови брекчоконгломерати от които нагоре преминават Бойночукския член. във виолетови. ръждиво-червени, розови И бели кварцитизирани пясъчници и виолетови алевролити на Каленишкия член.

Вследствие на ерозията сред кварцовите пясъчници на Каленишкия член са образувани характерни изветрителни форми – пясъчникови пирамиди (фиг. 1), оформящи на места стърчащи скални колони (фиг. 2). Южният склон на долината "Асаро" е покрит с широколистна и иглолистна гора, която придава особено привлекателен вид на стърчащите скали. Те са две групи, отстоящи на около 300 m една от друга и са отбелязани на топографските карти. Западната група е представена от ерозионни форми, образувани върху стръмен склон с отделни стърчащи колони. Скалите са пъстроцветни – бели, розови, бледо зелени, ръждиво-червени и виолетови. Сред тях се откроява бяла фигура, наподобяваща монах (фиг. 3). Тя е с височина 3-4 m и се издига над широколистната гора.



Фиг. 1. Пясъчникови пирамиди сред пъстрите пясъчници на Каленишкия член на Мърводолската свита в местността "Асаро", северно от с. Циклово, Кюстендилско (западна група)



Фиг. 3. Фигурата на "Монаха" изваяна сред белите кварцови пясъчници на Мърводолската свита се откроява на 3-4 m над горския масив в западната група



Фиг. 2. Отделни позитивни форми сред западната група достигат височина 3-4 m и се извисяват над горския масив, който е от широколистни дървета

Източната група е представена от две огромни скални композиции, наподобяващи конски силуети. Всяка от тях е с диаметър около 50-60 m в основата и се издигат на 20-30 m над иглолистния горски масив (фиг. 4).

Коматинска свита. Скалите на Коматинската свита са описани най-напред от Белмустаков (1948) като полигенни конгломерати в основата на "мощна задруга от конгломерати и дебелослойни пясъчници" с приабонска



Фиг. 4. Източната група, представена от две импозантни скални форми, наподобяващи конски силуети, се издига на 20-30 m над иглолистния горски масив

възраст. Името "Коматински конгломерати" е въведено от Бончев (1960). Свитата е наименувана на забележителния масив "Коматиница" при C. Брестово, скален Благоевградска област. Загорчев и Попов (1968) я описват като пети хоризонт на Сухострелската задруга, наречен "хоризонт на полимиктовите брекчоконгломерати". В Пиянецкия грабенов комплекс Московски и Шопов (1965) описват тази единица като "Пиянецка олистостромна задруга" и я поделят на три пачки. По-късно Московски (1968) описва единицата като "брекчоконгломератна задруга", а трите пачки - като хоризонти: "хоризонт на шистозните брекчи", "хоризонт на полигенния брекчоконгломерат" и "хоризонт на варовиковия брекчоконгломерат".

Зафиров Мандев (1971) отделят и в брекчоконгломератната задруга две пъстри песъчливоглинести пачки с обща дебелина 100-150m. Рангът на свитата е посочен от Загорчев и др. (1989). Загорчев, Русева (1993) отнасят към Коматинската свита конгломератите в основата на палеогена в Пиянецкия грабен. Вангелов (2004) също ги счита за част от Коматинската свита и ги отнася към континенталните фациеси – алувиални и пролувиални конуси. Kounov (2003) нарича тези скали "Цоневска свита" ("Tsonevtsi Formation").

Свитата е изградена от слабосортирани полимиктови червеноцветни брекчоконгломерати и конгломерати с късове от мигматити, амфиболити, метабазити, зеленошистни скали, диорити, гранодиорити, гранити, кварц, пермски и долнотриаски червени пясъчници, алевролити и алевропелити, среднотриаски варовици и доломити. Късовете са ръбати до полузагладени с размер от 2-3 до 30-40 cm, рядко до 80-100 cm. Спойката е песъчливо-гравийна с преобладаващо силицикластичен и по-малко карбонатен материал. Тя е сива до сивочервена на места със зелен оттенък. На различни нива се срещат пясъчници, алевролити, аргилити и варовици. В Кюстендилско свитата е разпространена в околностите на селата Страдалово и Смоличано, между махалите Тотевци и Семенци южно от с. Еремия, южно от с. Ваксево и една ивица между селата Вуково, Циклово и Голям Върбовник.

В Пиянецкия грабенов комплекс свитата покрива трансгресивно пъстра подложка от раннопалеозойски скали – Фролошката свита, Струмската диоритова формация, пермски и триаски червеноцвети (Скринска и Мърводолска свита) и триаски карбонати (Могилска, Боснекска, Радомирска и Трънска свита). В района на селата Голям Върбовник, Циклово и Вуково, където подложката е представена от триаски карбонати, късовият състав е предимно от варовици и доломити, а спойката е карбонатна. Горната граница на свитата представлява постепенен преход към пясъчниците на Логодашката свита, или към пясъчниците и алевропелитите на Невестинската свита.



Фиг. 5. Водорасловите варовици на Овнарския варовиков репер покриват Коматинската свита и Струмската диоритова формация по левия бряг на р. Струма, С3 от с. Мърводол

В района на селата Четирци и Мърводол тя се покрива от водораслови варовици, корелирани от Загорчев и Русева (1993) с Овнарския варовиков репер от Падешкия грабен. Тези варовици не са латерално издържани. Тук те образуват лещообразно тяло с дебелина 12 m, издигащо се като отвесна скала на левия бряг на р. Струма (фиг. 5). Латерално съставът на брекчоконгломератите и количеството на пясъчниковите прослойки в Коматинската свита се изменят бързо и на много места прехождат в пясъчниците на Логодашката свита и дори направо в пясъчниците и алевропелитите на Невестинската свита, като например при разклона за с. Мърводол (Синьовски в Милованов и др., 2008).

Според Загорчев и др. (1989) дебелината на свитата в типовата местност при скалата Коматиница СЗ от с. Брестово, Благоевградско е около 800 m, но в Кюстендилско не надвишава 100-150 m. В разкритието западно от махала Тотевци на с. Еремия, където долната граница не се разкрива, дебелината е над 100 m. В разкритията при с. Друмохар свитата също не се разкрива пълно, а разрезът от нивото на р. Елешница до билото е не повече от 90 m. Тук в най-горните нива на разреза присъстват кафявооцветени палеопочви. Възрастта на свитата е определена като късноеоценска от Загорчев и Русева (1993).

Геоложки феномени в Коматинската свита. В Кюстендилско свитата не е широко разпространена и единствените по-впечатляващи ерозионни форми се наблюдават при с. Голям Върбовник. Тук тя покрива триаските карбонати и е изградена предимно от варовикови и доломитни късове. В западния край на селото сред конгломератите се издига единична скала с височина 10 m и диаметър около 5 m (фиг. 6).



Фиг. 6. В западния край на с. Голям Върбовник се издига 10 метрова скала оформена сред конгломератите на Коматинската свита

Много по-импозантни разкрития се наблюдават в района западно от Симитли, в типовата местност на свитата. Тук скалите на свитата са преобладаващо полигенни конгломерати с гравийна и песъчлива спойка.



Фиг. 7. Скалният масив "Коматиница" представлява импозантен скален венец, изграден от конгломератите на Коматинската свита

Те са пъстри на цвят с преобладаване на виолетовите разновидности. В долната част се срещат виолетови прослойки от пясъчници и гравелити. Свитата лежи с рязка литоложка граница върху пясъчниците на Сухострелската свита.

Стратотипът на свитата се намира на 1 km C3 от с. Брестово в скалният масив "Коматиница", на който е кръстена. Коматинските скали представляват изключително впечатляващ скален венец, отбелязан на всички топографски карти (фиг. 7). Височината му е над 100 m, а дължината – над 1 километър. Най-високата част от скалния венец носи името "скала Коматиница" (фиг. 8), чието име според местното население идва от комита, комитница, което очевидно е свързано с националноосвободителното движение в края на XIX-ти и началото на XX-ти век.



Фиг. 9. Пясъчникови конкреции в Солашкия член на Сухострелската свита в разкритията северно от с. Брестово



Фиг. 8. Скала "Коматиница" е най-високата част от скалния венец, разположен СЗ от с. Брестово, Благоевградско

Тук се намира и стратотипът на Сухострелската свита, чиито членове са описани ЮЗ от Коматинските скали.

Пясъчниците на Солашкия член предоставят възможност за наблюдение интересни седиментни текстури (фиг. 9) и създават не по-малко интересен ландшафт (фиг. 10).



Фиг. 10. Пясъчниците на Солашкия член на Сухострелската свита изветрят в меки релефни форми, образуващи интересен ландшафт

Заключение

Според разработената методика за оценка на геоложките феномени (Синьовски и др., 2002) описаните забележителности могат да се наредят до едни от найпопулярните скални композиции в България, независимо че са с различна естетическа стойнаст.

Скалата в с. Голям Върбовник очевидно е с местно значение. Тя не би могла да влезе в Регистъра и кадастъра на геоложките феномени. Фигурите в Мърводолската свита обаче могат да бъдат номинирани за включване в Регистъра, ако се направи по-сериозно проучване за връзката им с местния фолклор, култура и история.

Скалният венец "Коматиница" определено е обект с национално значение. Анонимността на тези скали вероятно се дължи на географското им положение в периферията на ЮЗ България, близо до границата с бивша Югославия. Те задължително трябва да бъдат описани според изискванията и предложени за включване в Регистъра и кадастъра на геоложките феномени. Коматинските скали имат и научна стойност, като се има предвид че са в типовата местност на Коматинската свита, Сухострелската свита и нейните четири члена – Елски, Пильовски, Солашки и Дебочишки.

Благодарности. Настоящата публикация е резултат от работата по Договор ВУ-ОХН-304/07 с Фонд "Научни изследвания".

Литература

- Белмустаков, Е. 1948. Геология на южната част на областта Пиянец Югозападна България. Сп. Бълг. геол. д-во, 20, 1, 1-62.
- Бончев, Е. 1960. Геология на България. Том II. С., Наука и изкуство, 163 с.
- Вангелов, Д. 2004. Фациална характеристика на горноеоценско-олигоценските скали в Пиянецкия басейн, Югозападна България. Год. СУ "Св. Кл. Охридски", Кн. 1, Геол., 96, 39-74.
- Загорчев, И. 1980. Раннеальпийские деформации в красноцветых отложениях Полетино-Скринской разломной зоны. 1. Литостратиграфические

особенности в свете структурних исследований. – Geologica Balc., 10, 2, 37-60.

- Загорчев, И., Н. Попов. 1968. Геология на Падешкия палеогенски грабен. – Юбилеен геол. сборник, Геол. инст., БАН и КГ, 17, 295-309.
- Загорчев, И., Ц. Цанков, К. Сапунджиев. 1979. Раннеальпийские деформации в западной части Скринской антиклинали. – *Геотект. тектонофиз. и* геодинам, 10, 31-61.
- Загорчев, И., Н. Попов, М. Русева. 1989. Стратиграфия палеогена в части Юго-Западной Болгарии. *Geologica Balcanica*, *19*, 6, 41-69.
- Загорчев, И., М. Русева 1993. Обяснителна записка към Геоложка карта на България М 1:100000. Картен лист Кюстендил. С., "Геология и геофизика" АД, 75 с.
- Загорчев, И., Х. В. Христов. 2003. Мърводолски антиклиналоид. – В: *Регистър и кадастър на геоложките феномени*, МОСВ, Геофонд, 18 с.
- Мандев, П., С. Зафиров. 1971. Върху стратиграфията на палеогена в Кюстендилско. Год. ВМГИ, 13, 5, 139-145.
- Милованов, П., Д. Синьовски, В. Желев, Е. Илиева, В. Вълев, И. Петров, И. Климов, Е. Найденов, С. Приставова. 2008. Обяснителна записка към Геоложка карта на Република България в мащаб 1:50000. Картен лист К-34-70-Б (Коняво). С., Консорциум Геокомплекс, 76 с.
- Московски, С. 1968. Тектоника части Пиянецского комплекса грабенов к югу от г. Кюстендил (ЮЗ Болгария). Структурные этажи. Изв. на Геол. инст., 18, 143-158.
- Московски, С. В. Шопов. 1965. Стратиграфия на палеогена и свързаните с него реседиментационни явления (олистостроми) в областта Пиянец, Кюстендилско. – Изв. Геол. инст., 14, 189-210.
- Синьовски, Д., В. Желев, М. Антонов, С. Джуранов, З. Илиев, Д. Вангелов, Г. Айданлийски, П. Петров, Х. Василев. 2002. Метод за оценка на геоложки феномени. – II Международна Конференция SGEM, Варна, 25-33.
- Kunov, A. 2003. *Thermotectonic evolution of Kraishte, Western Bulgaria*. Unpublished PhD Thesis, ETH- Zürich.

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

ГЕОЛОЖКИТЕ ФЕНОМЕНИ В СЕВЕРНАТА ЧАСТ НА ИСКЪРСКИЯ ПРОЛОМ

Димитър Синьовски, Венислава Рангеловска, Мартин Толев, Георги Начев, Евгени Танев, Стефан Шахалиев, Сиана Цветанова, Полина Поманова, Митко Цветанов

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; sinsky@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. В северната част на Искърския пролом природата е изваяла едни от най-забележителните геоложките феномени на България. Тук до с. Лютиброд се намира първата официално защитена геоложка забележителност – Ритлите, която фигурира под No 2 в стария регистър на природните забележителности в България. Ритлите са вертикални пластове с аптска възраст в най-горната част на Лютибродската свита, издигащи се на 20-30 m над нивото на р. Искър. Заедно с Черепишките скали те оформят един забележителен скален масив, който може да се счита като северна врата на същинската част на дефилето. Друг геоложки феномен с национална значимост е Вратцата при гр. Враца. Тя представлява тясно ждрело сред титонските варовици на Черепишката и Гложенската свита, издълбано от водите на р. Лева. На 10 km северно от Враца, при с. Лиляче, се намира малко известен скален мост наречен "Божия мост". Той е образуван сред аптските варовици на Лютибродската свита и представлява разкрита на повърхността пещера. Отворът на това забележително карстово творение е с височина 17 m. Едни от най-впечатляващите геоложки феномени в този район са развити в мастрихтските варовици на Мездренската свита по долината на р. Ръчене, източно от с. Камено поле и околностите на с. Реселец. Това са няколко групи от скални кукли, които по нищо не отстъпват на известните "Чудни скали" в Източния Балкан. Други геоложки феномени в района са скалното срутище "Струпаница", скалният прозорец "Провъртеника" и откритата пещера "Проходна" при с. Карлуково, които също са оформени сред мастрихтски варовици. Освен обектите с естетическа стойност, тук се намират и някои геотопи с научна стойност, като границата Креда/Терциер при с. Моравица, климатичните цикли на Миланкович сред палеоценските варовици на Мездренската свита по р. Каменица при гр. Мездра и историческото разкритие на кампан-мастрихските пясъчници и иноцерамусни варовици при с. Челопек, където виенският професор Франц Тула определя първите горнокредни вкаменелости в България.

GEOLOGICAL PHENOMENA IN THE NORTHERN PART OF THE ISKAR GORGE

Dimitar Sinnyovsky, Venisslava Rangelovska, Martin Tolev, Georgy Nachev, Evgeni Tanev, Stephan Schahaliev, Siana Tzvetanova, Polina Pomanova, Mitko Tzvetanov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; sinsky@mgu.bg

ABSTRACT. In the northern part of the Iskar Gorge the nature created some of the most remarkable geological phenomena in Bulgaria. Near the village of Lyutibrod is situated the first officially protected geological landmark – the Racks, included under No 2 in the former Register of the natural landmarks in Bulgaria. The Racks are Aptian in age vertical beds of the uppermost part of the Lyutibrod Formation, rising 20-30 m above the lever of Iskar River. Both the Racks and the Cherepish Rocks they form a remarkable rock massive which may be considered as the northern door of the real part of Iskar defile. Another geological phenomenon of national significance is Vratsata near Vratsa. It is a narrow defile in the Tithonian limestones of the Cherepish and Glozhene Formations incised by Leva River. 10 km orth of Vratsa near the village of Lilyache is situated nearly unknown rock bridge called "The God's Bridge". It is formed into the aptian limestones of the Lyutibrod Formation and represents a cave cropping on the surface. The opening of this remarkable karst formation is 17 m high. Some of the most impressive geological phenomena are developed in the Maastrichtian limestones of the Mezdra Formation along Rachene River east of the village of Kameno pole and the surroundings of Reselets Village. These are several groups of rock dolls comparable with the "Wonderful Rocks" in the East Balkan. Another geological phenomena in the area are the rock fall "Strupanitsa" and the opened cave "Prohodna" near Karlukovo Village formed also into the Maastrichtian limestones. Here are situated not only outcrops of aesthetic value but also geosites of scientific value, for instance the Cretaceous/Tertiary boundary near Moravitsa Village, the climatic Milankovitch cycles in the Paleocene limestones of the Mezdra Formation along Kamenitsa River near Mezdra town, and the historical outcrop of the Campanian-Maastrichtian sandstones and inoceramus limestones near Chelopek Village, where professor Franz Toula from Vienna determined the

Въведение

Искърският пролом е дълбок речен каньон, образуван от р. Искър, която извира от най-високата планина на Балканите – Рила и се влива в р. Дунав. Тя пресича западната част на Балкана и образува живописен каньон с интересен ландшафт и забележителни скални разкрития. Тук се разкриват различни типове скали, които носят информация за цялата фанерозойска история на Земята. Искърският пролом е с висока научна и образователна стойност и в историко-геоложко отношение е съпоставим с феномени от типа на Големия каньон в САЩ, поради което е предложен за Национален геопарк по Проекта на Министерството на околната среда и водите за създаване на Регистър и кадастър на геоложките феномени в България (2000-2003). В северната му част се разкриват представителни разрези на ургонския тип Долна Креда, северноевропейския (епиплатформен) тип Горна Креда, границите Юра/Креда и Креда-Терциер, палеогенски, неогенски и кватернерни наслаги. Тук се намират едни от първите защитени геоложки забележителности като Ритлите и Вратцата, както и впечатляващи незащитени скални разкрития с естетическа, историческа и научна стойност.

За нуждите на практическото обучение на студентите от Геологопроучвателния факултет на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски" бе разработен геоложки гид за полеви практики (Синьовски и др., 2004), в който са описани най-представителните геоложки маршрути в района на учебната база на университета в с. Лютиброд, Врачанско. В него са описани и някои от геоложките забележителности на района, които представляват интерес за полево обучение по опазване и популяризиране на геоложкото наследство. С въвеждането на дисциплината Геоложки феномени в учебните планове на някои геоложки специалности в Геологопроучвателния факултет и обновяването на учебната база в с. Лютиброд, се създадоха предпоставки за запознаване на студентите с оригиналната българска методика за експертна оценка на геоложките забележителности и със стандартните процедури за разработване на експертно досие на защитен геоложки феномен в реална полева обстановка.

Съгласно план-програмата за изпълнението на Договор ВУ-ОХН-304/07 с Фонд "Научни изследвания" на Министерството на образованието и науката и с финансовата подкрепа на Научно-изследователския сектор на МГУ "Св. Иван Рилски" през месец юли 2008 г. бе организирана студентска експедиция и полеви семинар "Искърският пролом – резерват на тема на България: приложение георазнообразието на на оригинална българска методика за оценка на геоложки феномени". На семинара проведен в с. Лютиброд студентите бяха запознати с най-известните природни забележителности и значението им за социоикономическото развитие на региона чрез геотуризъм.

Характеристика на геоложките забележителности

Геоложките феномени в Северната част на Искърския пролом са сред първите описани природни забележителности у нас. Вратцата, Ритлите и Черепишките скали още през 1873 г. намират място в акварелите на унгарския пътешественик и етнограф Феликс Каниц, които понастоящем се съхраняват в Архивния институт на БАН (фиг. 1, 4, 7).

Ритлите (фиг. 1-2) са един от най-известните геоложки феномени у нас, което се дължи на неповторимата им красота, достъпност и възможност за непосредствено наблюдение от пътуващите по направлението София – Северна България в една от най-интересните части на Искърския пролом (Антонов, 2004в). Те фигурират под № 2 в Държавния регистър на природните забележителности и са защитени още през 1938 г. Разположени са напречно на течението на левия бряг на р. Искър, непосредствено до с. Лютиброд. Изградени са от скалите на Лютибродската свита, чиито вертикални пластове оформят СИ бедро на Згориградската антиклинала. Най-здравите пачки, съставени от варовици, песъчливи варовици или варовити пясъчници, са запазени като стърчащи на 20-30 m над нивото на р. Искър скални стени, през които минава железопътната линия София-Мездра.



Фиг. 1. Акварел на Ритлите от Феликс Каниц – 1873 г.



Фиг. 2. Ритлите фигурират под № 2 в Държавния регистър на природните забележителности със заповед от 1938 г.



Фиг. 3. Изглед от север на "Сечената скала" – просеката в долните ургонски варовици южно от с. Лютиброд, Врачанско

Интересният ландшафт се допълва от руините на древната римската крепост Коритенград, останки от раннохристиянска базилика и средновековна църква, намиращи се непосредствено до Ритлите. От южната страна на Ритлите се намира историческият Рашов дол, където загиват последните Ботеви четници след разгрома на четата през 1876 г. Всяка година на Ботевите празници това събитие се отбелязва от стотици поклонници. Ритлите намират място и в разказа на Иван Вазов "Баба Илийца", която минава реката на това място за да спаси един от Ботевите четници. Южно от с. Лютиброд е запазен римският път, който пресича вертикална варовикова стена с височина 10-15 m, образувана от "долните ургонски варовици" (Бончев, 1932) и известна сред местното население като "сечената скала". Оттук се разкрива впечатляваща гледка към Ритлите и Черепишките скали.



Фиг. 4. Акварел на Вратцата от Феликс Каниц, 1873 г.



Фиг. 5. Вратцата представлява тясно ждрело на р. Лева издълбано сред варовиците на Гложенската и Черепишката свита ЮЗ от гр. Враца (фото Антонов, 2004б)

Вратцата (фиг. 4-5) се намира непосредствено на ЮЗ от гр. Враца. Тя представлява тясно ждрело на р. Лева с дължина около 1.8 km, завършващо при южния край на гр. Враца. Обявен е за природна забележителност през 1964 година. По-късно е обявен за историческо място, а през 1989 г. е включен в Природен парк "Врачански Балкан" и фигурира под № 46 в Държавния регистър на природните забележителности (Антонов, 20046). Долината на р. Лева е със стръмни склонове и има характер на ждрело, което пресича Врачанската планина. В най-тясната си част то е издълбано сред варовиците на Гложенската и Черепишката свита, които оформят изправеното бедро на Згориградската антиклинала. Стръмните скали се издигат на височина до 600 m над речното корито. Те са набраздени от сухи карстови улеи и осеяни със заострени кули и скални зъбери.

Моделирането на Вратцата е резултат от вертикалната речна ерозия и окарстяване. Тези процеси са контролирани от пластовите повърхнини и катетната пукнатинна мрежа във варовиците на Гложенската свита (Антонов, 2004б). Вратцата е един от най-популярните геоложки феномени в Северозападна България и символ на едноименния областен гр. Враца. Тя е документирана за пръв път под формата на акварел от Феликс Каниц през 1871 година. Поради близостта си до града и пещерата Леденика, живописната теснина е привлекателен туристически обект за наши и чуждестранни посетители. Оценена е като геоложки феномен с националноп значение.

Божите мостове (фиг. 6) при с. Лиляче са само на 10 km северно от Враца. Те са защитени през 1964 г. и представляват естествена карстова форма, образувана в аптските варовици на Лютибродската свита. Намират се на 260 m надморска височина и са разположени в лесопарк "Понора" по Лилячка река.



Фиг. 6. Външен изглед на източния отвор на "Божите мостове" образувани в горните ургонски варовици при с. Лиляче, Врачанско

"Божите мостове" са величествено природно образувание, впечатляващо със своите размери, изглед и изящество. Те са описани за пръв път като природен феномен от Попов (1970) и по-късно от Тошков и Виходцевски (1971), Мичев и др. (1980), Илиев (1987а), Синьовски и др. (20046). Макар че са два, те са известни сред местното население като "Божия мост".

Генезисът им е описан от Илиев (1987а). Недалеч в миналото те са представлявали плитка пещера през която е текла Лилячката река като подземна река. По-късно благодарение на повърхностната ерозия и разтварянето на варовиците от течащите води, покривът изтънява и се срутва. Така от пещерата в ургонските варовици се запазват само двата естествени моста и още няколко живописни образувания по течението на Лилячка река. Оценени са като геоложки феномен с национално значение. В живописния каньон на реката могат да се видят различни карстови образувания – пещери, въртопи, понори, кари, карстови извори, ерозионни котли и скални козирки.

Черепишките скали (Фиг. 7-8) са една от найвпечатляващите забележителности на Искърския пролом. Описани са като геоложки феномен от Синьовски и Вълчев (2004), но за пръв път се оценяват експертно в настоящата работа. Те се издигат високо над тесния карстов каньон, оформен от врязването на р. Искър сред Черепишките варовици. Изграждат 10 километров скален венец между гара Черепиш и град Враца, който в района северно от с. Лютиброд се нарича "Веждата". Това е недостъпна вертикална стена, която представлява морфоложки израз на Косталевския възсед и съвпада със североизточната граница на природен парк Врачански Балкан. Денивелацията между нивото на р. Искър и найвисоката кота на билото - Дядотошовата могила е близо 900 m. Ждрелото на р. Искър при Черепиш представлява "северната врата" на Искърския пролом към неговата старопланинска част.

Черепишките скали са изградени от чисти органогенни варовици. които ca отнасяни КЪМ различни литостратиграфски единици. Антонов (2004а) използва най-старото валидно име - Черепишки варовици (Бончев, 1910), респективно Черепишка свита, с което се избягват редица недоразумения около мястото ΜΝ в литостратиграфската схема на горноюрско-долнокредния интервал. Стратиграфският обхват на единицата в района се счита за Титон-Барем. Най-напред тези скали са документирани под формата на цветен акварел от Феликс Каниц (фиг. 6), който минава през с. Лютиброд и описва останките от римския кастел Коритенград И средновековната християнска църква при Ритлите.

Наличието на реквиении, както и отпечатъци от друга кредна мида *Neithea* Drouet, намерени до ж.п. тунела при гара Черепиш показва, че по-голямата част от тези варовици в района са долнокредни. Баремска възраст е доказана с фораминифери в мергелните лещи сред варовиците, които обаче се считат за тектонски (Антонов и др., 1990). На свежа повърхност варовиците са светло бежови на цвят, а на изветряла повърхност са бели. Сред тях има отвори на малки пещери, наречени "Шишманови дупки". В по-голямата си част те са масивни, но високо по западния склон над гара Черепиш личат слоеве, стръмно потъващи на СИ. В старата кариера по източния склон рядко се срещат вертикални черупчести пластове.

На десния бряг на р. Искър се намира Черепишкият манастир "Успение Богородично", основан през XIV век. Според преданията тогава войските на цар Иван Шишман имали тежка битка с отоманските нашественици в околностите на манастира. Черепи на убити воини са съхранени в костницата на манастира, откъдето вероятно идва и наименованието му.



Фиг. 7. Акварел на Черепишките скали от Феликс Каниц, 1873 г.



Фиг. 8. Черепишките скали с "Шишмановите дупки"

По време на настоящата геоложка експедиция Черепишките скали бяха подложени на експертна оценка съгласно разработената научна методика (Синьовски и др., 2002). От попълнените експертни карти за оценка се получиха почти идентични резултати и Черепишките скали бяха оценени единодушно като геоложкият феномен с национално значение.

Скалните кукли по поречието на р. Ръчене (фиг. 9-10) между селата Камено поле, Врачанско и Реселец, Плевенско и по поречието на р. Искър, са неповторим ансамбъл от над 10 групи скални пирамиди сред мастрихтските варовици на Мездренската и отчасти на Кайлъшката свита (Синьовски и др., 2004в). Те са стълбовидни и пирамидални ерозионни образувания, формиращи групи по двата бряга на реките Искър и Рачене. Част от тях са със статут на защитени обекти от началото на седемдесетте години. Това са "Чуклите" в землището на с. Бресте, "Куклите", "Купените" и "Скалните кукли" в околностите на с. Реселец. Освен тях по долината на р. Ръчене, източно от с. Камено поле, се намират едни от най-красивите скални пирамиди. които са предложени за защита през 2004 г. по проекта на Министерството на околната среда и водите за създаването на Регистър и кадастър на геоложките феномени в България. Те включват "Касапските чукли" и "Кръскьовските чукли".



Фиг. 9. Изглед на една от групите скални кукли по долината на р. Ръчене източно от с. Камено поле, Врачанско

"Чуклите" (фиг. 10) по долината на р. Ръчене са описвани многократно от Илиев (1987б, 1989, 1992а,б). Сред морфоложките форми на "Куклите" или "Чуклите" се наблюдава голямо разнообразие, но обикновено те са овални или конусообразни, стълбовидни ерозионни образования. Височината им варира от няколко метра до няколко десетки метра. Дебелината при основата на отделните скални колони е от порядъка на 5-10 m. Рядко, но много ефектно, в отделни пирамиди, в резултат на окарстяване по древни заливни повърхности паралелни на напластяването, се формират дълбоки хоризонтални каверни, преминаващи през скалните колони и придаващи допълнителен колорит на пирамидите.

Образуването на скалните пирамиди по поречието на реките Искър и Ръчене е резултат от специфичната напуканост на горнокредните скали в района, литоложки предопределената податливост на скалите към окарстяване и действието на атмосферните води по склоновете на реките. Липсата на растителност допълнително благоприятства тяхното развитие. Някои от групите бяха оценени като геоложки феномени с национално значение, а други – с местно значение. Като цяло скалните кукли в каньона на р. Ръчене са с национално значение.

Геоложкият феномен "Камарата" (фиг. 11) се намира по долината на р. Ръчене, непосредствено до найкрасивата група от "Чуклите" в землището на с. Бресте, Плевенско. Τя представлява куполообразна, неотектонска, блоково-ерозионна морфоложка форма сред варовиците на Мездренската свита. Описана е от Илиев (1987б), а интерпретацията на начина на образуване е направена от Синьовски и др. (2004в). В северния край на огромната скална "камара" има малък пролом, подобен на този в местността "Калето". Той е образуван по вертикални пукнатини и единият от блоковете е наклонен и подпрян на съседния от север. Образуването на "Камарата" и процепът в нея са загадка, която може да бъде обяснена единствено с кватернерните изветрителни процеси. Отговорът се крие в обширната и заравнена речна тераса на р. Ръчене точно пред Камарата. Очевидно тази тераса не би се образувала в иначе бързо течащата река, ако нейното течение не е

било забавено от някаква преграда. Вероятно преди тя е протичала през тесния каньон в "Камарата". Когато огромният блок се е наклонил на север той е препречил речната долина и се е образувало малко езеро. Реката е започнала да се оттича заобикаляйки "Камарата" от юг, където е сегашното й русло. С течение на времето тя е издълбала новото си ждрело и езерото се е оттекло. Надолу по течението живописният каньон на р. Ръчене предлага още интересни карстови форми.



Фиг. 10. "Чуклите" по долината на р. Ръчене в землището на с. Бресте, Плевенско не отстъпват в естетическо отношение на "Чудните скали" в Източния балкан



Фиг. 11. "Камарата" се намира непосредствено до "Чуклите" и представя поредица от кватернерни събития, оставили следи в съвременните наслаги на р. Ръчене

Геоложкият феномен "Калето" (фиг. 12) е защитен през 1961 г. като "тектонски грабен" и се намира по долината на р. Чилингире в живописната местност на лесопарк "Калето" до с. Реселец, Плевенско. Антонов (в Синьовски и др., 2004в) го характеризира като срутище от огромни варовикови блокове, отцепени по пукнатини и запълващи каньон сред варовиците на Мездренската свита с дълбочина около 60 m, ширина до 100 m и дължина 600 m. Това е рядко срещан геоложки феномен, който впечатлява с огромните си размери и най-вече със своя генезис. Обособяването на грабеноподобната морфология е станало чрез окарстяване на варовиците на Мездренската свита по пукнатините и оформяне на малко карстово ждрело с ширина 20-30 m. След това е започнало отцепване на огромните блокове от стените, които падат в плитката долина под различен ъгъл и оформят впечатляваща гледка от гигантски каменни паралелепипеди с височина 10-20 m. Този процес продължава и днес, поради което широчината на "каньона" достига на места до 100 m. По-късно тази дренажна система вероятно е била част от течащите води на р. Искър и "Проходна" за известно време е била истински скален мост. Сега речното легло е по-ниско от отвора на пещерата, а самата пещерна система е пресечена от ерозионния срез и отдавна е суха.



Фиг. 12. Скалният каньон "Калето" в едноименния лесопарк по долината на р. Чилингире, южно от с. Реселец, Плевенско, образуван сред мастрихтските варовици на Мездренската свита

Геоложкият феномен "Струпаница" (фиг. 13) е сред мастрихтските образуван варовици на "Мездренската" и "Кайлъшката свита" и е разположен на 2 km C от с. Карлуково, по десния бряг на р. Искър, до скален отвес с височина 60-70 m. Той представлява огромно срутище от скални блокове, предимно с кубична и паралелепипедна форма, с размери до 15-20 m. Образуването на срутището се дължи на подкопаването на отвесните скали на пролома на р. Искър при много остър ляв завой. Най-вероятно първоначално се е образувала дълбока ниша, а впоследствие напуканите масивни варовици са се срутили, променяйки течението на реката. По степента на изветряне на част от стените на блоковете и отвеса на фона на околните скали, както и нивото на речната тераса може да се предположи холоценска възраст на срутището (Вангелов в Синьовски и др., 2004в).

Скалният мост "Проходна" (фиг. 14) разположен близо до Струпаница, представлява една открита пещера, която привлича вниманието на посетителите с огромните си отвори на повърхността. Тя е защитена в рамките на Карлуковския карстов комплекс. Намира се на 300 m C от с. Карлуково между шосето за Луковит и р. Искър. Общата дължина на моста е около 100 m а височината – 15-16 m. Образувана в мастрихтските варовици на Кайлъшката свита. Решаваща роля за формирането имат подземните води, протичали в геоложко минало по посока на р. Искър.



Фиг. 13. Скалното срутище "Струпаница" сред мастрихтските варовици на Кайлъшката свита по десния бряг на р. Искър северно от с. Карлуково, Плевенско

Пещерата е с интересен интериор, в който изпъква 3-4 m висок зъбер, преграждащ прохода. Благодарение на скалните прозорци по тавана вътрешността е добре осветена. Северният отвор на "Проходна" е по стръмния десен бряг на р. Искър, а южният излиза в малка долина.



Фиг. 14. Скалният мост "Проходна" се намира на 300 m северно от с. Карлуково, Плевенско и представлява открита пещера сред мастрихтските варовици на Кайлъшката свита

Геоложките феномени с научна стойност са локализирани по долината на р. Каменица ЮЗ от гр. Мездра, която е предложена за защитен геотоп по проекта за съставяне на Регистър и кадастър на геоложките феномени в България. Тук близо до с. Моравица се доказана разкрива границата Креда/Терциер, ПО биостратиграфски и геохимичен път в работите на Синьовски (1998; 2004). На изток към гр. Мездра в рамките на една добре разкрита варовикова последователност, отнесена условно към Мездренската свита, се наблюдават уникални за карбонатните терени секвентностратиграфски и циклостратиграфски явления: врязана долина, системни трактове на ниско и високо морско ниво, климатични цикли ма Миланкович, събитийни слоеве и т.н. Те са предмет на учебни геоложки практики и ежегодно се посещават от десетки студенти (фиг. 15).



Фиг. 15. Стъпаловидният релеф сред варовиците на Мездренската свита е запечатал еустатичните колебания на морското ниво през Палеоцена вследствие на климатичните цикли на Миланкович

Заключение

Северната част на Искърския пролом остава с голям потенциал за изследователска и популяризаторска работа. В района на с. Челопек се разкрива граничният интервал между Юрската и Кредната система, а разрезът на кампан-мастрихтските отложения в южния край на селото е с историческа стойност за българската геология. От него Franz Toula (1878) определя първите кредни фосили в България. От същото стратиграфско ниво при с. Дърманци са определени множество фосили от първите български изследователи Златарски (1910), Бончев (1932), Бончев и Каменов, 1932; 1934). Един забележителен геоложки феномен – Плакалнишкия възседно-навлачен сноп (известен в по-старата литература като "Старопланинска челна ивица") досега не е предлаган за защита. Той представлява имбрикационна система. която разграничава Предбалканската и Западнобалканската зона и включва редица алохтонни пластини. съставени от скали с пермска. триаска. юрска. кредна и палеоценска възраст. Характеризирането му ще бъде предмет на бъдещата работа по проекта.

В района ежегодно се провеждат практиките по палеонтология и стратиграфия, геоложко картиране и полева геология със студентите от геоложките специалности на МГУ "Св. Иван Рилски", а наличието на добра база е предпоставка за провеждането на международни симпозиуми на геоложка и екологична тематика с участието на студенти и млади учени.

Провеждането на студентската експедиция, посветена на геоложките феномени в северната част на Искърския пролом, постигна предварително поставените цели. По време на семинарните и теренни занимания студентите се запознаха с част от обектите на националното геоложко наследство и с методиката за оценка на естетическата и научна стойност на геоложките феномени. Те получиха професионални познания в областта на геоконсервацията като нова алтернативна философия на утилитарния подход в геологията и получиха възможност сами да вземат участие в стандартните дейности по опазването на геоложкото наследство за бъдещите поколения. Участниците в експедицията се включиха активно в преописването и документирането на геоложките феномени с нова HD-техника за заснемане и предложиха много нови идеи за доразработване на методиката за оценка. Независимо от краткия престой на терена, те усетиха важността на разработването на геоложките феномени като туристически обекти за социално-икономическото и културно-историческо развитие на региона.

Работата по проекта ще продължи с разработването на нови видео материали за геоложкото наследство за Музея по Геология и палеонтология и обезпечаването на Центъра по опазване на геоложкото наследство към катедра "Геология и палеонтология" с материали за обучението по дисциплината "Геоложки феномени".

Благодарности. Настоящата експедиция беше осъществена в рамките на Договор ВУ-ОХН-304/07 с Фонд "Научни изследвания" и по проект на НИС на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски".

Литература

- Антонов, М. 2004а. Маршрут II. Черепиш Лютиброд. –В: Синьовски, Д. (Ред.) Геоложки маршрути в северната част на Искърския пролом. Гид за геоложки практики. С., МОН, Център КСОУВО, Изд. "В. Недков", 26-39.
- Антонов, М. 2004б. Вратцата. В: Синьовски, Д. (Ред.) Геоложки маршрути в северната част на Искърския пролом. Гид за геоложки практики. С., МОН, Център КСОУВО, Изд. "В. Недков", 116-118.
- Антонов, М. 2004в. Ритлите. В: Синьовски, Д. (Ред.) Геоложки маршрути в северната част на Искърския пролом. Гид за геоложки практики. С., МОН, Център КСОУВО, Изд. "В. Недков", 118-119.
- Антонов, М., Т. Ковачева, С. Джуранов. 1990. Нови данни за разпространението и възрастта на Мраморенската свита при Черепишкия манастир. – Год. ВМГИ, 36, Св. 1, Геол., 9-14.
- Бончев, С. 1910. Главните линии от геологическия строеж (направа) на Западна Стара планина. – *Тр. Бълг. природоизп. д-во, 4,* 1-59.
- Бончев, Е. 1932. Геология на Орханийския Предбалкан западно от реките Бебреш и Мали Искър. – *Сп. Бълг. геол. д-во, 4,* 2, 85-156.
- Илиев, 3. 1987а. Скалният мост край село Лиляче. Природа, 2, 15-17.
- Илиев, З. 19876. Чуклите и Камарата. Природа и знание, 6, 18-20.
- Илиев, З. 1989. Край с. Камено поле, Врачанско (една Чукла на корицата). *Природа и знание*, 4.
- Илиев, З. 1992. Чуклите. Рудничар, бр. 33, 1.10.92.
- Мичев, Н. и др. 1980. Божия мост (Божите мостове). –В: *Географски речник на България*. С., Наука и изкуство, 54-55.
- Попов, Вл. 1970. Божият мост. В: Чудни кътове из нашата родина. С., Наука и изкуство, 97-102.
- Тошков, М., Н. Виходцевски. 1971. Защитени природни обекти. С.

- Синьовски, Д. 1998. Високоразделителна стратиграфия на горнокредно-палеоценските скали в Мездренско. Год. МГУ "Св. Иван Рилски", 42, Св. 1, Геол., 7-19.
- Синьовски, Д., В. Желев, М. Антонов, С. Джуранов, З. Илиев, Д. Вангелов, Г. Айданлийски, П. Петров, Х. Василев. 2002. Метод за оценка на геоложки феномени. – II Международна конференция SGEM, Варна, 25-33.
- Синьовски, Д. (Ред.) 2004. Геоложки маршрути в северната част на Искърския пролом. Гид за геоложки практики. С., МОН, Център КСОУВО, Изд. "В. Недков", 136 с.
- Синьовски, Д., М. Антонов, В. Желев, Г. Айданлийски, Д. Вангелов, К. Стойкова. 2004а. Маршрут III. Лютиброд – Челопек. – В: Синьовски, Д. (Ред.) Геоложки маршрути в северната част на Искърския пролом. Гид за геоложки практики. С., МОН, Център КСОУВО, Изд. "В. Недков", 43-50.
- Синьовски, Д. 2004. Маршрут VI. Моравица Дърманци. В: Синьовски, Д. (Ред.) Геоложки маршрути в северната част на Искърския пролом. Гид за геоложки практики. С., МОН, Център КСОУВО, Изд. "В. Недков", 68-89.

- Синьовски, Д., Б. Вълчев. 2004. XI. Черепишки скали. В: Синьовски, Д. (Ред.) Геоложки маршрути в северната част на Искърския пролом. Гид за геоложки практики. С., МОН, Център КСОУВО, Изд. "В. Недков", 118-126.
- Синьовски, Д., Д. Вангелов, Б. Вълчев. 20046. XII. Скални мостове и прозорци. – В: Синьовски, Д. (Ред.) Геоложки маршрути в северната част на Искърския пролом. Гид за геоложки практики. С., МОН, Център КСОУВО, Изд. "В. Недков", 126-128.
- Синьовски, Д., Г. Айданлийски, Д. Вангелов, М. Антонов. 2004в. XIII. Скални кукли и срутища в северната част на Искърския пролом. – В: Синьовски, Д. (Ред.) Геоложки маршрути в северната част на Искърския пролом. Гид за геоложки практики. С., МОН, Център КСОУВО, Изд. "В. Недков", 128-132.

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

РОЛЯТА НА ДЪЛБОЧИННАТА ХИПЕРГЕНЕЗА ЗА ФОРМИРАНЕ НА КОМПЛЕКСНИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Маргарита Токмакчиева

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; tokmakchievi@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Зоните на дълбочинна хипергенеза се развиват на голяма дълбочина, при повишено значение на температурата, налягането и pH. Минералообразуването протича под влияние на подземни води с висока химическа активност. Изучаването на зоните на дълбочинната хипергенеза допълва нашата представа за формиране на находищата. За медните находища от Панагюрско-Етрополския руден район е характерна активната дорудна, междурудна и следрудна тектоника. В дълбочина се формират зони на разломяване с различна мощност, което е предпоставка за формиране на зони на дълбочинна хипергенеза. В тях среброто, златото, паладия, платината и други благородни метали отчетливо се концентрират в епигенетични комплексни минерализации. Съдържанията на злато достигат до 40 g/t, сребро над 52 g/t, високи са съдържанията на телур, бисмут, платина, паладий и др. В минералната парагенеза участват минерали на благородни метали, самородно злато, самороден телур и др. Те са образувани от системи, които са обогатени на телур, злато и сребро при субсолидоносни процеси при температури по-ниски от 210°C, а вероятно и по-ниска. Златото и другите благородни метали се утаяват при рязко спадане на налягането, намаляване на солеността на разтворите и на тяхната температура. Това активизира кристализацията, която протича при непостоянни окислително-редукционни условия. В силно разломените зони и близо до повърхността минералообразуването протича под влиянието на богати на кислород води. Счита се, че това е един от активните стимулатори за отлагане на злато и благородни метали при разпада на техните комплексни съединения. Необходимо е да се направи преоценка на орудяванията от гледна точка на дълбочинната хипергенеза. Това може да доведе до възобновяване на търсещите и проучваттелните дейности в потенциални райони за разкриване на нови комплексни минерални суровини.

THE ROLE OF DEEP HYPERGENESIS FOR FORMING COMPLEX MINERALIZATIONS

Margarita Tokmakchieva

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski" 1700 Sofia; tokmakchievi@abv.bg

ABSTRACT. The zones of deep hypergenesis develop at great depth, higher temperature, pressure and pH. Metal formation is carried out under the influence of underground waters with high chemical activity. Studying the zones of deep hypergenesis brings to enriching our knowledge of deposits formation. Active pre-ore, inter-ore and post-ore tectonics is typical for copper deposits of ore region of Panagurishte and Etropole. Faulting zones of different capacity are being formed in depth which is a prerequisite for deep hipergenesis zone formation. In them silver, gold, palladium, platinum and other noble metals are clearly concentrated in epigenetic complex mineralization. Gold content reaches 40 g/t, silver content is over 52 g/t and tellurium, bismuth, platinum, palladium etc. contents are high as well. Noble metal minerals, native gold, native tellurium etc. take place in the mineral paragenesis. They are formed of systems concentrated with tellurium, gold and silver under subsolid bringing processes under temperatures lower than 210°°C and probably lower. Gold and other noble metals precipitate at sharp pressure decrease, solution salt decrease and their temperature. That activates crystallization which takes place under changing oxidizing and reduction conditions. Mineralization is carried out under the influence of high oxygen containing waters in highly faulted zones and close to the surface. It is accepted that this is one of the active stimulators for gold and noble metals deposition when their complex compounds break down. It is necessary to re-estimate the mineralization from deep hypergenesis point of view. That could bring to renew the exploration activities in potential regions for revealing new complex mineralization activities in potential regions for revealing new complex mineralization from deep hypergenesis point of view. That could bring to renew the exploration activities in potential regions for revealing new complex mineralization.

Въведение

Терминът "хипергенеза" е предложен от А. Е. Ферсман през 1922 година, като в него включва процесите, които водят до образуване на корите на изветряне, седиментните и други екзогенни образувания. Екзогенните процеси са много разнообразни, което се дължи на активната миграция и концентрация на химичните елементи в зоната на хипергенеза Минералообразувателните процеси протичат при ниски и относително невисоки налягане и теумпература.Това е причината за образуване на много разнообразни нови минерални видове. До сега най-често на тези процеси се противопоставяха ендогенните хипогенни минералообразувателни процеси, които протичат в дълбоките участъци на земната кора при много високо налягане и температура.

Добивът на минерални суровини и дълбокото сондиране през последните десетилетия ни представят огромен фактологичен материал, който до голяма степен промени нашите понятия за строгото разделяне в земната кора на зони на ендогенните и екзогенни проявления. Те попълниха нашето познание за развитието на зони на хипергенеза на голяма дълбочина. През последните години все повече се срещат научни публикации за развитие на зони на хипергенеза на голяма дълбочина при повишено значение на температурата, налягането и рН. Според Черников (2001) минералообразуването протича под влиянието на подземни води с повишено съдържание на хлор, натрий и калций в условията на възстановителни и по-рядко окислителни условия. За тези зони се използва термина зони на дълбочинна хипергенеза. Подземните води в тях имат много висока химическа активност.

Минералообразуването в зоните на дълбочинна хипергенеза се противопоставя на приповърхностните екзогенни процеси, поради различните физико-химични условия и има свои типоморфни особености, които могат да служат като критерий за определяне на типа минералообразувателен процес. Зоните на дълбочинна хипергенеза се различават от зоните на катагенеза при седиментогенните процеси. Билибин и др. (1991) описват разнообразни комплексни орудявания с гигантски запаси на уран, ванадий, полиметални с благородни метали и др., които са образувани при дълбочинни хипергенни процеси.

Според Черников (2001) за развитието на дълбочините зони на хипергенеза съществена роля играят вместващите тектониката и характера на ендогенното скали, минералообразуване. Трябва да се отчита и геоложкото време на развитие на изучаваните участъци от земната кора, през което се формират съвремените приповърхностни зони на окисление, зони на вторично сулфидно набогатяване и древни зони на хипергенеза. В участъците на налагане на тези процеси се формират найбогатите на благородни и други метали руди.

В световната литература зони на дълбочинна хипергенеза са описани за Кривойрожкия басейн. Според Белявцев и др. (1972) зоната на дълбочинна хипергенеза се разполага под площно развитата кора на изветряне. Минерало-образуването протича алкална в слабоалкална среда при повишена температура и увеличено съдържание на хлор и натрий, при наличие или слабо отсъствие на свободен разтворим кислород в подземните води и отсъствие на органично вещество. Минералообразуването при дълбочинната хипергенеза се характеризира с асоциации от типоморфни минерали или с минерали с типоморфни свойства. Според Черников (2001) в зони с високо хидростатично налягане и наличие на водопроницаеми структури метеорните води могат да циркоулират в дълбочина на няколко хиляди метра от повърхнастта, където минерализацията в тях достига до 50 g/l. Причината за инфилтрацията на метеорните води на такава голяма дълбочина е свързана с геоложката история на развитие на земната кора.

дълбочинни При **УСЛОВИЯ** редица минерали взаимодействат с метеорните води, при което настъпва извличане и преотлагане на голямо количество химични елементи и образуване на нов комплекс от типоморфни минерали. Мащабите на минералообразуването зависят от процесите на извличане и преотлагане на елементите. Характерно е формирането на комплексни орудявания, богати на благородни метали. Процесът протича в Минералогопродължително геоложко време.

геохимичната зоналност е сходна на описаните в литературата процеси на минерало- и рудообразуване в зони на дълбочина хипергенеза.

У нас няма публикации или обобщителни работи, в които да се разглеждат минераложките особености на зоните на дълбочинна хипергенеза и много често тези процеси се смесват с нискотемпературно хидротермалните. Изучаването на зоните на дълбочинна хипергенеза допълва традиционната представа за формиране на находищата.

Ролята на дълбочинната хипергенеза за формиране на комплексни минерализации с благородни метали в състава на медните находища от Панагюрско-Етрополския руден район

Първото основно положение е геоложкият строеж на района и неговото тектонско развитие

Панагюрско-Етрополския район (фиг. 1) е част от Средногорската структурно-металогенна зона, която според Бончев (1955) е мобилна младоалпийска постройка, разположена на хетерогенна основа. Това е оказало влияние на мобилизацията на дълбочинните участъци на земната кора, на горната мантия и на част от базалтовия слой.



Фиг. 1. Част от Геоложка карта на България, 1:500000, Чешитев и др., 1989: Кватернер: 1 – алувиални образувания; 2 – пролувиални образувания; 3 – алувиално-пролувиални образувания; Неоген: 4 – теригенни седименти; Креда: Горна креда: 5 – интрузивни магмени скали; 6 – субинтрузивни гранодиоритови порфирити; 7 – флишки задруги; 8 – вулканогенн-седиментна здадруга; Карбон: 9 – Старопланински гранодиорит; 10 – "Южнобългарски" гранити; Ордовик: 11 – аргилити; Докамбрий-Ордовик: 12 – метаморфозирани аргилити; Докамбрий: 13 – гнайси; 14 – разсед и отсед

По мнението на Богданов (1987) през горнокредния тектоно-магматичен цикъл медните орудявания в района се формират в условия на интензивни блокови движения, съпроводени с нагъвателни и разривни деформации. Те са продукти на вулканогенния и интрузивно-субвулкански магматизъм.

По-ранните изследвания на автора потвърждават, че за скалите от алпийския комплекс е характерна геохимична спецификация (Токмакчиева, 1994), която потвърждава парагенетичната връзка на меднопиритните находища Елшица, Радка, Красен, Челопеч и други с горнокредните вулканити, на субвулканските скали с медно-порфирните находища – Цар Асен, Асарел и други, и на интрузивните кисели до среднобазични скали с медно-молибденовопорфирните орудявания – Елаците и Медет. Медните находища в района са образувани при различни геоложки условия, което се е отразило на тяхната необикновенно висока продуктивност на благородни и редки елементи. Последните са привнесени от високотемпературни флуиди с мантиен произход, което се потвърждава от изотопният състав на сярата и на други елементи.

За медните находища от района е характерна активната дорудна, междурудна и следрудна тектоника. Поради това в дълбочина се формират зони на разломяване с различна мощност. Вместващата скала е силно тектонски обработена. С дълбоките сондажи такива зони се проследяват до 800 m от земната повърхност. Някои от тектонските пукнатини са запълнени от глина и стрита минерална маса и екранират. Други тектонски зони са свободни и в тях циркулира вода. Границите на разнородни скални маси са също тектонски натрошени и податливи към инфилтрация на води.

Второто основно положение е формирането при дълбочинната хипергенеза на типоморфни минерални асоциации и на комплексни минерализации с благородни метали

В литературата се срещат много публикации за съществената миграция на златото и на редица редки елементи в кислородна обстановка и при епигенетични процеси, при което се формират комплексни орудявания. Според Билибин и др. (2001) асоциацията на благородните метали със сулфотелуриди, бисмут и др. свидетелствува за формирането на рудите в резултат на съчетаване на дълбочинни и приповърхностни процеси, които са довели до концентрации на метали. Среброто, златото, паладия, платината и др. отчетливо се концентрират R епигенетични орудявания, формирани при процесите на дълбочинна хипергенеза. Епигенетичната акумулация на благородните метали според Шмариович и др. (1992) е характерно при инфилтлрационното рудообразуване, мигрирайки в кислородна обстановка под формата на комплексни съединения И отлагайки се при възстановителни условия в бариерни зони под формата на самородни елементи. Последователността на отлагането им при понижено Eh в близка до неутралната среда е паладий-сребро-селен-злато + рений.

Златото и благородните метали в състава на медните находища от района се отлагат през главните стадий на хидротермалното минералообразуване (Petrunov et al., 1992, Strashimirov, et al., 2003., Tarkian et al., 2003). Техните минерали се установява в състава на главните рудни минерали. В пирита и халкопирита съдържанието на злато е от 0.4 до 3 g/t (находища Елшица, Радка, Красен); от 1 до 5 g/t (находище Челопеч), от следи до 1 g/t (находища Цар Асен, Асарел, Медет) и от следи до 9 g/t за находище Елаците. В борнита съдържанията на злато варират от 1 до 50 g/t за медно-пиритния тип находища и от следи до 20 g/t за находище Елаците. В главните рудни минерали от нах. Челопеч тенантит и енаргит съдържанието на злато е от 5 до 20 g/t. Изследванията върху температурата на хомогенизация на газовотечните включения потвърждават еволюцията на флуидите, които в началото на рудообразуване са с висока солева концентрация и алкалност. При висока температура над 400°С от високосолевите разтвори наред с рудните минерали се отлага "невидимо злато" с размери до няколко микрона т.е. "субмикроскопично". Тази минерална фаза злато се образува сред пирита и халкопирита. Основната маса злато в състава на медните находища в района се отлага сред сулфидите като ултрамикроскопично до микроскопично. Ранната генерация злато е в състава на пирита, а по-късната (микроскопична) в състава на халкопирита. Златото е сингенетично с вместващите го сулфиди. За находище установява, "Челопеч" се че захватът на осъществява и финнодисперсното злато се при разкристализация на златосъдържащи сложни по състав гели, предимно сулфиди на желязото. По-ранните изследвания показаха, че златоносният пирит от това находище е с характерни метаколоидни структури на агрегатите (Tokmakchieva, 2001).

По време на междурудната тектоника минералите са подложени на катаклаза и прекристализация. Интензивно тектонски обработените рудовместващи скали създават благоприятни условия за проникване на последващите разтвори и тяхното смесване с хладни метеорни води. Флуидите са с ниска соленост и температура от 150 до 210°С. Под въздействието на нискотемпературни разтвори настъпва миграция на златото по микропукнатини. То се концентрира в зони на дислокация в жилки, които разсичат халкопирита и другите медни сулфиди и са заместени от борнит (фиг. 2).

Комплексните минерализации от зоните на дълбочинна хипергенеза в състава на всички медни находища в района се характеризират с богат минерален състав и високи съдържания на злато и благородни метали (Tokmakchieva, Pazderov, 1995).

Тези минерализации се установяват под формата на ядки в силно тектонски разломени зони. Описанието на минералния им състав е направено в редица публикации (вж. Токмакчиева, 1999). Изследваните минерализации са локално развити в близост до зони на разломяване, проследени в дълбоки сондажи до 850 m от съвременната 3a **участъци** повърхност. тези е характерна продължителна катаклаза на скалния масив И активизиране в края на хидротермалната дейност на единични разломи. В минералния състав присъства борнитът, който замества халкопирита.

Отложеното при дълбочинната хипергенеза при по-ниска температура злато е с по-големи размери до "видимо" в микроскопа. То е разположено в междузърновите пространства на сулфидните минерали или в зони на дислокация на минерали – тенантит, кварц и пирит. В помалки количества е кварца. Борнитът е водещия минерал и е концентриран в отделни гнезда и компактни маси. Замества халкопирита и пирита (фиг. 3-4).

В комплексните минерализациите от зоните на дълбочинна хипергенеза се установява тенденция на уедряване на златинките. Формата на минералното злато е неправилна до заоблена. В късните комплексните минерализации се среща злато в дендрити и октаедрични кристали.

В ранните по-високотемпературни минерални парагенези златото е разположено в сулфидните минерали, по пукнатини в халкопирита и пирита, а в понискотемпературните е дислоцирано на границата борнит/ халкопирит (фиг. 2 и 4); борнит/хесит; борнит/калиев фелдшпат; халкопирит/магнетит; сфалерит/халкопирит. Размерите на златото са от 5 до 10 микрона в състава на пирита, от 5 до 30 микрона в състава на халкопирита и другите медни сулфиди и от 10 до 300 микрона разположено на границата на сулфидните минерали.В комплексните минерализации от зоните на дълбочинна хипергенеза се наблюдават жилки от злато, които секат сулфидните минерали и са заместени от борнит. Дебелината им е до 1 mm, а дължината до 10 mm.



Фиг. 2. Аншлиф от комплексна минерализация от зоната даолбочинна хипергенеза от находище "Радка". Жилка от злато (яркожълто), заместено от борнит (лилаво) и неруден минерал; видимото поле в микроскопа е 1.4 mm

В такива комплексни минерализации съдържанията на злато достигат до 40 g/t, сребро над 52 g/t, високи са съдържанията на телур, бисмут, платина, паладий и др. В минералната парагенеза участват хесит, нагиагит, алтаит, тетрадимит, самороден телур. Те са образувани от системи, които са обогатени на телур, злато и сребро при субсолидоносни процеси при температури по-ниски от 210°С, а вероятно и по-ниска. Концентрацията на злато е в зависимост от степента на сложност в състава на сулфидните агрегати, с които то асоциира. Сложните полиминерални агрегати са по-богати на злато в сравнение с простите.



Фиг. 3. Находище "Елаците": комплексна минерализация от зоните на дълбочинна хипергенеза



Фиг. 4. Аншлиф от същия образец от фиг. 3: находище "Елаците" – борнит (сиво), халкопирит (тъмно жълто), злато (ярко жълто); видимото поле в микроскопа е 1.4 mm

Изводът е, че в ранните стадии на рудообразуване златото едновременно кристализира със сулфидните минерали. Предполага се, че освен сингенетичното на сулфидните минерали злато, част от него може да се образува и от остатъчни разтвори. В последствие златото може да кристализира отделно от другите минерали или да се формира като последващ разпад на твърди разтвори. Тук е малко вероятна едновременната кристализация на златото със сулфидите. Тук миграцията на златоносните разтвори се осъществява предимно по пукнатини, на границата на минералните зърна и мозаечни блокове, а също и по дислокации и структурни канали. Отложеното през по-ранните стадии на минералообразуване финнодисперсно злато се многократно прегрупирва, поради което локално възникват високи концентрации от злато и се отлагат уедрени частици самородно злато. Тези явления протичат и при прекристализацията на сулфидните минерали по време на междурудната тектоника и при последващото постъпване на нови притоци от метеорни води. Така всички едри образувания от "видимо" злато се образува при дълбочинната хипергенеза. При тях златото се утаява при рязко спадане на налягането, намаляване на солеността на разтворите и на тяхната температура. Това активизира

кристализацията, която протича при непостоянни окислително-редукционни условия, особено в силно разломените зони и близо до повърхността, където минералообразуването протича под влиянието на богати на кислород вадозни води. Счита се, че това е един от активните стимулатори за отлагане на злато и благородни метали при разпада на техните комплексни съединения.

Третото основно положение е типоморфизмът и характерни минераложки особености на някои минерали

В комплексните минерализации от зоните на дълбочинна хипергенеза минералите на благородните метали се наблюдават под формата на включения сред халкопирита и по-рядко сред борнита. Златото се разполага в междузърновите пространства на сулфидните минерали или под формата на прожилки. Характерно в случая е, че среброто, медта и живакът се разпределят твърде неравномерно сред златото, като от центъра на златинките към тяхната периферия намалява съдържанието на живак и сребро и нараства това на медта (Токмакчиева, 1994). Някои от включенията имат силно удължена форма. Изследванията на съдържанието в различните им участъци говорят за непостоянен състав на химичните елементи в тях.

Повишеното количество на телура и по-ниската активност на сярата е характерен белег за среда с повисок окислителен потенциал, което потвърждава още един път, че в зоните на дълбочинната хипергенеза минерало-образуването протича под въздействие на хладни (метеорни) води. Значителна роля играе откритостта на системата в близост до активизирани разломи. Процесите на самоочистване и преотлагане са особенно интензивни сред високосулфидните компактни руди, които съдържат по-високо количество редки елементи и благородни метали (Цонев, 1986).

В парагенеза с комплексните минерализации от зоните на дълбочинна хипергенеза се наблюдават агрегати от калиев фелдшпат, едролюспест биотит и кварц. Характерно е и отлагането на значителни количества от глинести минерали, които заместват серицита.

Четвъртото основно положение е съотношението на зоните на извенряне и зоните на дълбочинна хипергенеза

Зоните на изветряне имат площно развитие в дълбочина до 60-250 m. Минералообразуването в тях протича в пределите на зони на аерация или в горните участъци на зони на активен водобмен, където циркулацията на подземните води съдържат свободен разтворим кислород и други газове с атмосферен произход. В дълбочина тези води окисляват сулфидите и други минерали. Много от химичните елементи преминават в разтворима форма и в друга валентност. Свободният кислород постепенно се изразходва и водите имат възстановителен характер. При възстановителни условия се формират зоните на вторично сулфидно набогатяване. Така в общи черти се формират приповърхностните зони на хипергенеза. Кората на изветряне е свързващото звено между ендогенните минерализации и разкритията на земната повърхност.

За зоната на изветряне на медно-молибденовопорфирните находища Елаците (Етрополско) и Медет типоморфните минерали са хематит, хематолит, гьотит, лепидокрокит, малахит, халкоцит, ковелин, джърлеит, молибдит, хризокола, сферосидерит, минералната разновидност "спекуларит". Типоморфните минерали минералната смес "лимонит", хематит, каолинит, хидрослюди, халуазит, тенорит, куприт, халкантит, халкоцит, ковелин, джърлеит, магхемит, минералната разновидност "спекуларит", мартит, злато, мед. брошантит, тенардит, антлерит са характерни за медно-порфирните находища и рудопроявления Асарел, Цар Асен, Петелово и Влайков връх (Попово дере). За железосулфидна генетична група с представителни находища Елшица, Радка, Красен и Челопеч са характерни типоморфните минерали хематит, минералната смес "лимонит", гипс, халцедон, анилит, ярозит, злато, сяра, халотрихит, стипци, халкоцит и ковелин (Токмакчиева, 1994).

Зоните на дъллбочинна хипергенеза се разполагат под зоните на изветряне. В дълбочина водообменът е забавен. Характерни са процесите на хидратация и разтваряне на минералите, сорбцията И обмените реакции. преотлагането на веществото. В зони с висока проницаемост активността на водобмена е висока и е възможно да протекат процеси на дълбочинно окисление. Физико-химичните условия на минералообразуване се отличават от приповърхностните. Поради това се формират минерални асоциации, които се отличават от посочените по-горе в зоните на изветряне. Като типоморфни минерали можем да изведем борнита, глинестите минерали. а в състава на комплексните минерализации множество минерални фази на благородните металии с непостоянен състав.

Заключение

Процесите на дълбочинна хипергенеза играят съществена роля при минерало- и рудообразуването и формирането на комплексни минерализации, богати на благородни метали. Дълбочинните хипергенни минерализации заемат закономерно място в профила на минералого-геохимичната зоналност на находищата. Те са определящи за формирането им. Резултатите от тези изследвания способстват за търсене на орудявания и оценката на техния комплексен характер.

За разкриване на зоните на дълбочинна хипергенеза е необходимо използването на глобални, регионални и локални фактори, а също и на комплексни геохимични и минераложки методи. Изучаването на дълбочинната хипергенеза допълва познанието ни за минералообразуването. В нашата литература се срещат редица факти за нискотемпературни процеси, при които се отлагат късни минерални асоциации с високи съдържания на злато. Необходимо е да се направи преоценка на тези орудявания от гледна точка на дълбочинната хипергенеза. Това може да доведе до възобновяване на търсещите и проучвателните дейности в потенциални райони за разкриване на нови комплексни минерални суровини.

Литература

- Белявцев, Я. Н., Ю. М. Епанко. 1972. К вопросу о генезисе железных руд Криворожкого железорудного басейна. – В: Материалы семинара руднычных геологов железорудной промышленности. Киев, Наукова думка, 49-58.
- Билибин, Т. В., Е. К. Мельников, А. В. Савицкий. 1991. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии. – Геология рудных месторождений, 33, 6, 3-13.
- Богданов, Б. 1987. *Медните находища в България*. С., Техника, 287 с.
- Бончев, Е. 1955. *Геология на България*. С., Наука и изкуство, 234 с.
- Токмакчиева, М. 1994. Минерален състав, геохимични особености и генезис на медните минерализации от Панагюрско-Етрополския руден район. С., АСИ-ООД, 458 с.
- Ферсман, А. Е. 1953 (1922). Геохимия Росии. Вып. 1. В: Избранные труды. Том II. М., АН СССР, 9-104.
- Цонев, Д. 1986. Първичен минерален състав и минералообразувателни процеси в находищата Радка и Елшица, Централно Средногорие. Автореферат. С.
- Черников, А. А. 2001. Глубинный гипергенез, минерало- и рудообразование. М., Росс. Академия наук, 98 с.
- Шмарович, Е. М., Б. И. Натальченко, К. Г. Бровин. 1992. Поведение благородных металлов при

инфильтрационном рудообразовении. – Изв. Росс. АН, Серия геол., 9, 121-132.

- Petrunov, R., P. Dragov, H. Neikov, Ts. Iliev, N. Vasileva, V. Tsadsov, S. Dunakov, K. Doncheva. 1992. Hydrothermal PGE-mineralization in the Elatsite porphyry copper deposit (the Sredna Gora metalogenic zone, Bulgaria). – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 45, 4, 32-40.
- Strashimirov, S., B. Bogdanov, K. Popov, R. Kehayov. 2003. Porphyry Systems of the Panagyurishte ore Region – In: *Cretaceous Porphyry-Epithermal Systems of the Srednogorie Zone, Bulgaria (Eds. B. Bogdanov, S. Strashimirov). Soc. Econ. Geol., Guidebook Ser.,* 36, 47-78.
- Tarkian, M., U. Hünken, M. Tokmakchieva, K. Bogdanov. 2003. Precious-metal distribution and fluid-inclusion petrogaphy of the Elatsite porphyry copper deposit, Bulgaria. – *Mineralium Deposita*, 38, 261-281.
- Tokmakchieva, M. 2001. Mineralogy of gold from ore deposits in Central Sredna Gora area. – Ann. Univ. Mining and Geology, 43-44, Part I, Geology, 73-78.
- Tokmakchieva, M., R. Pazderov. 1995. Mineral paragenesis of white metals in the composition of Elatsite deposit. *Геология и минерални ресурси*, 5, 16-20.

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

ЦЕНОМАНЪТ В ИЗТОЧНИЯ БАЛКАН: ФАЦИЕСИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Петър И. Петров¹, Митко Паскалев²

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; ppetrov@mgu.bg ²Геологически институт "Акад. Стр. Димитров", БАН, 1113 София; mitkopas@yahoo.com

РЕЗЮМЕ. В ценоманския етаж в областта са разграничени два седиментни геокомплекса: 1 – паралимничен пясъчниково-аргилитен геокомплекс и 2 – трансгресивен пясъчниково-варовиков геокомплекс. Вторият е съставен от три пачки: 1 – мергелно-варовикова, 2 – кварцитовидни пясъчници и 3 – варовикова. Седиментацията е протекла в инфралиторална, епинеритична(зона на плитчини) и инфранеритична зона. В епинеритичната зоната са седиментирани предимно пясъци/кварцови/ и варовити тини с орбитолини и рудисти. Тези седименти преминали през етапа на диагенезата се превръщат в подходящ колектор за въглеводородни акумулации от лежащите под тях въглища. Суперпозиционното положение на двата геокомплекса е литоложка предпоставка за търсене на нефт и газ в пясъчниковата и варовиковата пачка на трансгресивния геокомплекс. *Ключови думи:* палеогеография, ценомански геокомплекси, инфралиторална, епинеритична, инфранеритична зона

THE CENOMANIAN AGE IN THE EAST BALKAN: FACIESIS AND A PALEOGEOGRAPHY Peter I. Petrov¹, Mitko Paskalev²

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; ppetrov@mgu.bg ²Institute of Geology "Acad. Str. Dimitrov", Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; mitkopas@yahoo.com

ABSTRACT. In the Cenomanian age in the Area are divided two sedimentary geocomplexes: 1 – paralimnic sandstone-shale and 2 – transgressive sandstone-limestone geocomplex. The latter is partitioned on three packets: 1 – marl-limestones; 2 – quartzitic sandstones and 3 – limestones. The sedimentation is flow in the littoral shallow marine (infralittoralic), epineritic (zone of mud-banks) and infraneritic zone. In the epineritic zone are sedimentary mainly sandstones(quartzitic) and limestones with rudists, orbitolines, broyozoas, etc. It is suitable snare for hydrocarbon accumulation from lying under him marsh sediments. This is precondition for search for oil and gas in sandstones and limestones packet of the transgressive sandstone-limestone geocomplex. *Key words*: paleogeography, Cenomanian geokomplexes, infralitoralic, epineritic, infraneretic zone

Въведение

Предмет на изследване в разработката са континенталните и плиткоморските ценомански седименти в Източния Балкан. Целта е да се даде оценка на тяхната нефтогазоносна перспективност. Ценоманските скали в областта са изследвани системно по геокомплекси като са определени фациалните обстановки на образуването им е изясненено разпространението им във времето и пространството.

Трансгресивният пясъчниково-варовиков геокомплекс (Начев, Янев, 1980; Начев, Султанов, 1991) обединява "надвъглищна мергелна задруга" и "русалска свита" по Кънчев (1964) и "пясъчникова" и "мергелна" свита по Кънчев (1966). Той е в суперпозиционно положение спрямо паралимничният пясъчниково-аргилитен геокомплекс. Според Паскалев (1983) конседи-ментационната блокова тектоника е диктувала последователността на събитията.

Фациеси на паралимничния пясъчниковоаргилитен геокомплекс

В паралимничният пясъчниково-аргилитен геокомплекс има две пачки: конгломератно-пясъчниково-аргилитна и алевролитно-аргилитна. В него са дефинирани делувиален, алувиален, езерен, блатен и плиткоморски фациеси. В конгломератно-пясъчниково-аргилитна пачка са разграничени делувални (валунна брекча), алувиални (чакълни и валунни конгломерати, гравилити, пясъчници и аргилити), езерни и блатни седименти скали. Въглищните пластове имат сравнително малка дебелина, по-ниски качествени показатели и са неиздържани латерално. Скалите са труднопроницаеми HO нефтоипи газогенериращи (Боков и др., 2002).

Алевролитно-аргилитната пачка включва скалите над IV въглищен пласт, в ивицата м. "Калоян" – м. "Въглен", както и целия разрез на въгленосния хоризонт от м. "Въглен" до с. Медвен. Фациалният анализ на скалите от втората пачка дава основание да се отделят плиткоморски, езерен и блатен фациес. Скалите са труднопроницаеми но също нефто- или газогенериращи (Боков и др., 2002).

Фациеси на трансгресивният пясъчникововаровиков геокомплекс

Трансгресивният пясъчниково-варовиков геокомплекс е в суперпозиционно положение спрямо паралимничният пясъчниково-аргилитен геокомплекс (Петров, 1981). Той е поделен на три пачки: 1 – мергелно-варовикова, 2 – кварцитовидни пясъчници и 3 – варовикова. В тях има крайбрежен плиткоморски (инфралиторален), епинеритичен (зона на плитчини) и инфранеритичен фациес (Петров, 2007). Епинеритичният фациес от зоната на плитчините е изграден главно от пясъчници (кварцитовидни) и варовици (хемогенни, орбитолинни и рудистни). Той е подходящ колектор за въглеводородни акумулации от лежащите под него блатни седименти.

Инфралиторален фациес

Представен е от конгломерати, пясъчници, варовити пясъчници, алевролити, варовити алевролити, глинестоваровити алевролити, пясъчливи варовици, алевритни варовици, варовици, орбитолинни варовици. Фауната е предимно бентонна, плиткоморска. Пясъчниците имат хоризонтална, рядко коса слоестост. Косата слоестост е дребна, двупосочно наклонена, паралелна, с ясни граници. Наклонът на косите слоеве е 10-20°. Този тип коса слоестост е характерен за крайбрежните плиткоморски пясъци. Кумулативните криви на пясъците, построени по метода на Visher (1969) кореспондират с тези характерни за псамитни седиментни, отложени в крайбрежната зона. Разпространен е в периферните северни и южни площи на областта.

Епинеритичен фациес в зоната на плитчините

При мините "Качулка" и "Девина" главни скали са кварцитовидните пясъчници, а на изток – варовити алевритни пясъчници и варовити алевролити. Локално има лещи и неиздържани пластове от хемогенни и орбитолинни варовици, и варовици с рудисти, бриозои и друга бентонна фауна, които са определени от Памукчиев (1996) като комплексни биохерми. Биохермите Памукчиев (1996) обединява в рифов комплекс. Кварцитовидните пясъчници имат гранулометрични коефициенти, които показват, че те са отложени в плитчини (Петров, 1981). Пясъчниците от разрез "Заимчево" имат кумулативни криви с популация на салтация до 50%, с добра сортировка и популация на съспензия до 10%, с лоша сортировка, което е белег за седиментация в зоната на плитчините. Скалите са проницаеми и възможен колектор. В епинеритичния плиткоморски фациес от зоната на плитчините се очертават два вида колектори: литоложки (пясъчници) и рифогенни (биохерми). Характерен е за централната част на областта като най-широко площно разпространение има през късния ценоман (Петров, 2007).

Инфранеритичен фациес

Този фациес е разпространен е в западната и източната част на областта. Съставен е от плиткоморски, сравнително дълбоководни генетични типове скали: мергели, варовито – глинести алевролити, глинести алевролити и алевритни мергели, рядко глинести варовици. В западната площ са оградени от плитководни седименти, а в източната – образуват една преходна зона, отделяща плитчините от дълбокото ценоманско море, което е началото на флишкия трог.

Палеогеографски обстановки

В началото на ценомана в областта в континенталните акумулативни участъци са образувани алувиалните седименти /Петров, 1984/, а определените посоки на речното течение свидетелствуват за съществуване на една голяма речна долина и вливащи се в нея притоци. Пенепленизирането на релефа се проявява в последователна смяна на алувиалните с езерни фациеси и възникване на крайречни езерно-блатни равнини. В началото на късния ценоман чрез ингресия ценоманското море залива част от езерно-блатната равнина (фиг. 3).



Фиг.1. Палеографска скица на областта в началото на късния ценоман 1- Граница на равнинна съща; 2- езерно-блатна равнина; 3 -инфралиторална зона 4-инфранеритична зона;5 - епинеритична зона 6-граница на ингресия на морето; 7 - палеорека;8 - посока на палеотранопорта;9 - посока на палеотечения В западната и северната част на равнината са развити само езерни и блатни фациални обстановки. В зоната на ингресия е налице многократно редуване на езерна, блатна и плиткоморска обстановка. В североизточната част на областта седиментацията е протекла в плиткоморска инфралиторална зона, за което подсказват и кумулативните криви на пясъците, построени по метода на Visher (1969), кореспондиращи с тези характерни за псамитни седиментни, отложени в крайбрежната зона.

През късния ценоман, след няколкократни (до 5) ингресии, морето трансгресивно нахлува в цялата област. Обособяват се три седиментационни обстановки: 1 – инфралиторална в северната и югозападната част; 2 – епинеритична (плитчина – в централната площ дъговидно извита линейно удължена на североизток); 3 – инфранеритична – на изток и запад от плитчината (фиг.2).

Характерни за източните площи, са лещи и неиздържани пластове от орбитолинни варовици и варовици с рудисти, бриозои (фиг. 3) и друга бентонна фауна, определени от Памукчиев (1996) като локални комплексни биохерми, обединени в рифов комплекс. Кварцитовидните пясъчници имат гранулометрични коефициенти, които показват, че те са отложени в плитчини (Петров, 1981). Пясъчниците от разрез "Заимчево" се характеризират с кумулативни криви подсказващи за седиментация в зоната на плитчините (Петров, 2007).



Фиг.2. Палеографска скица на областта през късния ценоман

- 1- Граница с ниска суша; 2- инфралиторална зона; 3 инфранеритична зона
- 4 епинеритична зона; 5 палеорека; 6– посока на палеотранспорта;
- 7- посока на палеотечения



Фиг. 3. Фосили Bryozoa от ценоманските варовици при Заимчево (проба 3-28, x63)

Изводи

В началото на ценомана в областта съществува една голяма речна долина и вливащи се в нея притоци. Последователната смяна на алувиалните с езерни фациеси води до възникване на крайречни езерно-блатни равнини. В началото на късния ценоман чрез ингресия ценоманското море залива част от езерно-блатната равнина. На изток е имало инфранеритична и епинеритична зона на плитчините, след която латерално следва дълбоководна неритична обстановка. През късния ценоман, след няколкократни (до 5) ингресии, морето трансгресивно нахлува в цялата област. Обособяват се три седиментационни обстановки: 1 – инфралиторална в северната и югозападната част; 2 – епинеритична (плитчина в централната площ дъговидно извита, линейно удължена на североизток); 3 – инфранеритична – на изток и запад от плитчината. Блатните седименти са нефто- или газогенериращи. Във вторият геокомплекс има предпоставка за търсене на нефт и газ в пясъчниковата и варовиковата пачка. Скалите им са от епинеритичния плиткоморски фациес от зоната на плитчините. Те са възможни нефтогазоносни колектори: литоложки (пясъчници) и рифогенни (биохерми).

Статията е подготвена въз основа на изследвания извършени с финансовата подкрепа на Министерството на образованието и науката, Фонд "Научни изследвания".

Литература

- Боков, П., М. Дончева, Н. Костова, М. Вакарелска, В. Ценкова, С. Денкова. 2002. Нефтогазоносна перспективност на Източнобалканската зона и Източното Средногорие. – *Геол. и мин. ресурси*, 1, 15-19.
- Кънчев, Ил. 1964. Стратиграфия на южния тип горна креда в Източна Стара планина между прохода Вратник и Ришкия проход. – Изе. НИГИ, I, 69-93.

- Кънчев, Ил. 1966. Медитерански тип горна креда в Лудокамчийския дял на Източна Стара планина. – Изе. НИГИ, III, 45-70.
- Начев, И. К., С. Н. Янев. 1980. Седиментните геокомплекси в България. С., Наука и изкуство, 204 с.
- Начев, И. К., А. Султанов. 1991. Седиментология на горната креда в България. С., Изд. БАН, 80 с.
- Памукчиев, А. 1996. Северобалкански горнокреден рифов комплекс. – Год. СУ "Св. Климент Охридски", кн. I -Геология, 89, 15-28.
- Паскалев, М. 1983. Палеотектонска обстановка през горната креда в областта на Вратнишкия проход от Стара планина. С. *Геотект., тектонофиз. и геодин., 15*, 31-39.
- Петров, П. И. 1981. Ценоманските кварцитовидни пясъчници в Сливенско. Сп. Бълг. геол. д-во, 52, 2, 153-163.
- Петров, П. И. 1984. Фациален анализ на ценоманския паралимничен геокомплекс от Централни Балканиди. – Год. Комитет по геология, XXV, 17-28.
- Петров, П. И. 2007. Фациеси и нефтогазоносна перспективност на ценоманските геокомпликси в Източния Балкан, България. – *Геол и мин. ресурси*, 1, 15-17.
- Петров, П. И., М. Паскалев. 2007. Палеогеография на Източния Балкан през ценоманския век. *Геонауки* 2007, *БГД*, *Сборник разширени резюмета*, 33-34.
- Visher, G. S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. J. Sediment. Petrol., 39, 1074-1106.

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

CYCLICITY AND HIGH-RESOLUTION (HIRES) STRATIGRAPHY OF THE CHUGOVITZA FORMATION FROM THE AREA OF CHELOPECH VILLAGE, SOFIA DISTRICT

George Ajdanlijsky

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; ajdansky@mgu.bg

ABSTRACT. On the base of specialized lithological and lithofacial investigations of three drills that cross the rocks of Chugovitza Formation (Campanian-Maastrichtian) just NW of Chelopech Village, Sofia district, is developed high-resolution (HIRES) stratigraphic subdivision of the unit in the studied area. The unit is presented by cyclic alternation of mainly thin-bedded poorly sorted polymictic sandstones, limy siltstones and claystones, marls and hyporocks. Thin beds of sandy limestone, tuffaceous sandstones are also established. The rocks have abundant structural features. Generally the structure of the cycles is characterized by lower, mainly psammitic, middle – alternation of sandstone and mixed rocks (hyporocks, hyposiltstone and sandy marls), and upper part, where dominate fine grained materials that, from their hand, could be covered again by sandstone. The proportion between these three parts varies significantly. There are cycles in which the middle and upper part completely absent, as well as those in which they dominate. Often the last ones are with more significant thickness. More of the cycles are asymmetric, often cut off, but are established symmetrical as well. Together with the cyclicity analysis in the unit it was possible to be identified and traced various marked and correlative levels as: levels with development of relatively thick cycles; levels with development of packages of amalgamated cycles; levels with more intensive development of erosion processes, intrabasinal re-deposition, subaeral exponation etc.; levels with features of rapid sedimentation; levels with features of active hydrodynamic setting development; levels enriched by bio- and plant detritus; and levels that contain or are enriched by fresh volcanic products.

ЦИКЛИЧНОСТ И ВИСОКОРАЗДЕЛИТЕЛНА (HIRES) СТРАТИГРАФИЯ НА ЧУГОВИШКАТА СВИТА В РАЙОНА НА С. ЧЕЛОПЕЧ, СОФИЙСКО

Георги Айданлийски

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; ajdansky@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. На основата на специализирани литоложки и литофациални изследвания на три сондажа, пресичащи скалите на Чуговишката свита (кампан-мастрихт) непосредствено СЗ от с. Челопеч, Софийско, е разработена високоразделителна (HIRES) стратиграфска подялба на единицата в изучения район. Единицата е представена от циклична алтернация на предимно тънкопластови разнозърнести полимиктови пясъчници, варовити алевролити, варовити аргилити, мелгели и хипоскали. Установяват се още тънки прослойки от песъчливи варовици, туфозни пясъчници и др. Скалите са богати на текстурни белези. Най-общо строежът на циклите се характеризира с долна предимно псамитова, средна – алтернация на пясъчници и смесени скали (хипопясъчници, хипоалевролити и песъкливи мергели), и горна част, в която преобладават финозърнести материали, които от своя страна могат да се покриват отново от пясъчници. Съотношението между тези три части варира значимо. Установяват се както цикли в които средното и горното ниво напълно отсъстват, така и такива в които те доминират. Често последните са с по-значима дебелина. По-голямата част от циклите са асиметрични, често отсечени, но се установяват и симетрични такива. Наред с анализът на цикличността в единицата бе възможно идентифицирането и проследяването на редица маркиращи или корелационни нива като: нива на развитие на относително дебели цикли; пакети от амалгамиране на цикли; нива с по-мащабно проявление на ерозионни процеси, вътрешнобасейново преотлагане, субаерална експонация и т.н.; нива с белези на по-бърза седиментация; нива на активна хидродинамика; нива обогатени на био- и растителен детрит; и нива съдържащи и обогатени на свежи вулкански материали.

Introduction

The Chugovitza Formation is introduced as formal lithostratigraphical unit by Moev and Antonov (1976). The name comes from the Chugovitza countryside, NW of Chelopech village, Sofia district that also is recommended as holostratotype area but the section is not described. In previous studies the unit is described as "third horizon of the Senonian (Nikolaev, 1947) and "fourth horizon of Maastrihtian" (Vrablyansky et al., 1961).

On the base of published and new obtained data, mainly abundant fossil foraminifera and limy nanno-plankton

associations Zhelev et al. (1999f) accepted that main part of the unit is with the Maastrichtian age. The lowermost levels of the Formation that outcrops to the west of the studied area belong to the Campanian stage. The same authors accept that the Campanian/Maastrichtian boundary is inside the first (lowermost) sandstone stratigraphical marking level in the unit.

During the period of 2006-2007 year Balkan Mineral and Mining (BMM) EAD, with which permission is published this study, realized large scale prospecting drilling program in the area of Chelopech syncline, NW of Chelopech village, that include the type area of the unit. This gave good opportunity to
be collected and analyzed new data about the lithology and the structure of the Chugovitza Formation in its holostratotype area.

The aim of this study is to present the lithological data obtained from the specialized lithofacial study of the Chugovitza Formation in three drillings in the eastern part of Chelopech syncline, NW of Chelopech village, Sofia district, and to be demonstrated the possibility to be applied high-resolution (HIRES) approach for subdivision of such sedimentary sequence.

Material and methods

The paper is based on the results of the specialized lithofacial studies of core material from three drillings, situated in the northern limb of the Chelopech syncline (Fig. 1). The core material is storied in the core-depository of BMM EAD in Chavdar village, Sofia district. The calculation of the true thickness of the units is based on the structural data given by BMM EAD as well as on National Geofund materials (Zhelev et al., 1999). During the macroscope study of the core materials were recognized, studied and described lithological and lithofacial types under application of standard abbreviation code that correspond to the content, texture and structure of the protolith. The vertical scale of the lithological column in the text description corresponds to the drilling data (depth from the surface) but no to the real thickness of the units.

The description of the mixed clastic-carbonate rocks is based on the classification scheme proposed by Sultanov (1980). The field grain-size characteristic of the clastic and the carbonate rocks is based the developed by Friedman and Sanders (after Miall, 1990, Table 2.1) standard scale.



Fig. 1. Schematic geological map of the studied area position of the studied and sampled during this investigation drillings (on the base of data given by BMM EAD and after Zhelev et al., 1999). Abbreviations: $2 K_2^t$ – sandstone suite; Chelopech Formation: che/v $K_2^{cn\cdotst}$ – volcanogenic package; che/vs $K_2^{cn\cdotst}$ – volcano-sedimentary package; mi K_2^{st-cp} – Mirkovo Formation; chu $K_2^{cp\cdotm}$ – Chugovitza Formation

Lithological characteristic

The rocks of the Chugovitza Formation are established in three of the studied drillings – PTDD-004, 013 and 014. The thickness of the unit varies from about 25 m (drilling PTDD-04) to over 128 m (interval 0-155 m) in drilling PTDD-14.

According to Moev and Antonov (1976) the Formation is presented by flysch-like (cyclic) alternation of thin bedded poor sorted polymictic sandstone, limy siltstone and limy claystones.

Some thin beds of sandy limestone, tuffs and tuffaceous sandstone are established also. The average thickness of the cycles is from 45 to 70 cm.

In the studied sections of the unit the lowermost levels are dominated by sandstones. In the rest part of the Formation is observed cyclic flysch-like alternation of sandstone, clayey and silty sandstone, marls and mixed rocks as hyposiltstone, hyposandstone and hypolimestone. The sandstones are polymictic. The texture is medium to fine- and very fine grained. Coarse- and very coarse grained varieties are observed relatively rare, mainly in the lower part of the unit. They are built up by mineral fragments and lithoclasts with verv varied size - from fine grained psammitic to gravel. Most often they are built up by clastic and pyroclastic component. The clastic component dominates and is presented by quartz, plagioclase, K-feldspar, muscovite, epidote and lithites. Their summary amount most often is over 55-60%. The guartz and plagioclases dominate. The mica (mainly muscovite) and the Kfeldspar are in subordinate amount. The lithoclasts are presented mainly by guartzites, phyllites and gneisses. Rarer are observed some rock fragment by siltstone, granite etc.

The pyroclastic component is presented by plagioclases, biotite and lithoclasts. The biotite is fresh, reddish-brown, feature that indicate for its volcanic origin (Fig. 2a). The pyroclastic plagioclases, in contrast to the clastic ones, are fresher and with more rectangle-like form. The lithoclasts are angular to semi-rounded and built up by medium as chemistry porphyric and aphyric volcanites (Fig. 2b), and of the ground mass microlithic and hyalopelitic texture. Average generalized amount of the pyroclasts is in the range 10-15%. The cement of the sandstones is clayey-limy or completely calcitic, most often basal or contact-pore type.

The sandstones demonstrate significant variety of structural features. Generally dominate the massive, parallel laminated and flaser structure. The lamination is fine to crude, often heterolithic (most often manifested by the mica and the intraclasts). In the base of the flysch-like cycles, mainly in the lower part of the unit, is established normal grading according to the grain size (the texture), which lower part is built up by very coarse to coarse grained sandstone, in some cases enriched with gravel and/or psephitic fragments, and the upper part is presented by medium- to fine grained sandstones. Very often the sandstones are weakly to medium affected by horizontal and vertical bioturbations. The cross-bedding is established only in several beds, and is presented by small scale (current ripples) and mesoscale (low-angel) one. Other typical feature of the sandstones is the wide development of the convolute lamination, which is established as in the lower part of the cycles as well as in their middle and upper parts. Some features of syn-sedimentary slumps are observed as well.

The other lithological varieties are presented by clayey siltstones, hyposiltstones, silty and limy claystones, silty marls as well as very thin solitary beds and lenses of hypolimestones. The structures are massive, fine nodular, fine parallel laminated to lenticular one. In them the bioturbations are more often horizontal and more abundant and could be seen in several levels in one bed indicating that the bed is formed in several stages. The lower boundary of the Formation represents gradual lithological transition (interval with thickness between 4.5 and 7.7 m) towards mainly reddish limestone of the Mirkovo Formation. In its upper part this transition is presented by alternation of mainly reddish in different degree limy sandstones and mixed rocks, while in its lower part is observed irregular alternation of reddish sandstones and clayey

limestones, mixed rocks and limited amount of sandstones. Lithologically these rocks are significantly different from those of the proposed by Moev and Antonov (1976) Voden Member of Chugovitza Formation that is built up by fine laminated, grey claystones and marls with different amount of psammite-silty component. That is why this interval has to be accepted as the transition between the Chugovitza and Mirkovo Formation.



Fig. 2. Micro- and macrophotographs of characteristic lithologies and structures for the Chugovitza Formation: a – deformed fresh biotite (II N, PTDD-013, 88.40 m); b – lithit from volcanic rock in sandstone with pyroclastics (+ N, PTDD-013, 88.40 m); c – heterolithic, crude parallel lamination from the base of the cycle, affected by vertical bioturbations. In it lower part (left end of the photo) are developed small scale bioturbations and load casts, (PTDD-013, 91 m, base – left end of the photo); d – vertical bioturbation, that start from the lower part of sandstone bed from the base of cycle and is developed downwards in the hyporocks from the uppermost part of the previous cycle, (PTDD-013, 13 m, base – left end of the photo); e – very crude heterolithic (according to carbonized plant detritus and biotite) parallel lamination in 115 cm thick, dominated by sandstone cycle. In their lower (left part of the photo) part – framboidal pyrite inside level enriched by organic (PTDD-014, 116 m, base – left end of the photo); f – convolute lamination in sandstone from the middle part of cycle (PTDD-014, 53 m, base – right end of the photo). Abbreviations: Bt – biotite; Lit – lithit

Cyclicity

Generally the structure of the cycles is characterized by lower, mainly psammitic, middle – alternation of sandstone and mixed rocks (hyporocks, hyposiltstone and sandy marls), and upper part, where dominate fine grained materials that could be covered again by sandstone (Fig. 3). The proportion between these three parts varies significantly. There are cycles in which the middle and upper part completely absent, as well as those in which they dominate. Often the last ones are with more significant thickness. More of cycles are asymmetric, often cut off, but are established symmetrical as well.



Fig. 3. Schematic model of the structure of idealized cycle typical for the studied sections of Chugovitsa Formation: extraformational rock fragments (1-2): 1 – terrigenous; 2 – volcanic; 3 – enrichment with muscovite (terrigenous); 4 – carbonized plant detritus; intraformational rock fragments (5-6): 5 – terrigenous; 6 – bioclasts; 7 – erosional surface; 8 – load casts; 9 – cracks; 10 – tepee structure; 11 – parallel lamination; cross-bedding (12-14): 12 – mesoscale trough and low-angel; 13 – mesoscale planar; 14 – small scale (current and climbing ripples); 15 – flaser structure; 16 – lenticular structure; 17 – nodular structure; 18 – bioturbations; 19 – syn-sedimentary deformations

Most often the base of the cycle represent flat surface. Rarer it is low amplitude erosional one. It is guite possible, because of the limitation that comes from the size of the studied core material when the bounding cycle surfaces were studied, the quota of the erosional bases of the cycles to be significantly larger. Often the base is connected with development of load cast (Fig. 2c). In some cases the base of the cycles is enriched by intra- and extraformational fragments. Other typical feature of this part of the cycles is the development of vertical bioturbations that start most often from the sandstone beds in their lower part and cross down the base surface continuing in the fine materials from the cycle bellow. In some cases they are filled with partially oxidized materials (Fig. 2d). The frequency (density) of this type bioturbation varies. It is important to be mentioned that in most cases they start from some part inside the sandy interval. Some bioturbation with significant amplitude (over 25 cm) are found in different levels inside this part of the cycles.

The sandstones from the lower part of the cycles are massive to parallel laminated and is observed some alternation

of these two structure as well. Often the lamination is crude, heterolithic (Fig. 2e). Cross bedding is observed rarer. It is presented mainly by low angle and small scale (ripple marks), the last one typical for the uppermost parts of this interval. Different in scale syn-sedimentary deformations are established also. The thickness of the sandstone part of the cycles vary from 7-12 to over 100 cm, average 30-35 cm. The sandstone/mixed rocks alternation in the middle part of the cycles most often leads to development of various forms of flaser structure. As a rule the sandstone in this level are medium to fine grained, rare very fine grained. Various as form and density vertical and horizontal bioturbation are observed as well. In some cycles in this interval is observed clear developed convolute lamination (Fig. 2f). The transition between this part of the cycle into the lower one is gradual.

The upper part of the cycles is characterized by the domination of the fine grained (siltstone and claystone) and mixed rocks. Here the sandstones are rare. Most often they are developed as solitary lenses or participate in lenticular bedding. This part of the cycles is most intensively bioturbated with the domination of the horizontal ones. The total thickness of the middle and upper part of the cycles vary from 5-10 to over 135 cm, average 25-40 cm.

High-resolution stratigraphy

The great variety of structure and texture features in the rocks of the Chugovitza Formation, as well as the presence of some specific lithologies in it gives good opportunity for development of more detail (including the high-resolution ones – HIRES) stratigraphical scheme. Despite that the unit was established only in three of the studied drillings, it was possible to be identified and traced many stratigraphically correlative levels as follows: levels with development of relatively thick cycles; levels with packages of amalgamate cycles; levels that contain fresh volcanic products; levels with features of rapid sedimentation; levels with more intensive development of erosional processes, intrabasinal re-deposition, subaeral exposition etc.

Macroscopically most contrast presented are the levels with development and preservation of thicker cycles, as well as those with cycle amalgamation. As whole the cycle thickness in the Chugovitza Formation vary in wide range – from 15-25 cm to over 1.7-1.8 m (drilling PTDD-013 – 42th and 78th meter, as well as drilling PTDD-014 –13-th and 66-th meter) at average value 45-70 cm. The study of the lithofacial peculiarities of the cyclicity in the drillings PTDD-013 and PTDD-014 reveal similarity (according to the content, structure and position in the unit profile) of eleven, situated one over another relatively thick cycles (with thickness over 1.20 m). In most of the cases these are solitary cycles. In the lower part of the Formation are established some series of such cycles also. For example fifth level contain two cycles, the first and fourth levels – three cycles, and the third level is built up by four cycles.

The use of above described levels for stratigraphical correlation has to take very careful in account the specificity of the sediment accumulation in the concrete outcrop or drilling. For example there are indications that some local factors, as the volume of the accommodation space and/or the terrigenous supply, influencing the structure and the summary thickness of the cycles. This imposes the stratigraphic value of these levels to be estimated through their tracing in the other

drills and/or in the outcrops. This problem could be solved easy through tracing of the levels with thick cycles accompanied with those of other stratigraphic correlative (marker) levels as those with enrichment with fresh volcanic materials, enrichment with plant debris, those with features of rapid sedimentation, erosional levels etc.

The amalgamation of cycles and, as a result of this, the forming of packages dominated by deposits, typical for the lower part of the cycles (as sandstones) is the other, macroscopically clear pronounced form of correlative (marker) levels. Such levels were established at the base of the Formation. In drillings PTDD-013 and PTDD-014 they form interval with thickness 22.5-23.4 m, in which are observed three or more traceable packages that are built up mainly by sandstones. The thickness of these packages varies from 6.9 to over 11.8 m. The intervals between these packages have more pronounced cyclic structure in which take parts fine grained materials as well. In drilling PTDD-004 this interval is more uniform and is built up almost completely by sandstones. among which are established solitary thin beds of allochemical. sandy, red-colored nodular limestone. The core diameter not allows correct estimation of the origin of these intercalation and it is completely possible these to be some intraformational fragments (?). Since the level with limestone is only 8 m above the upper boundary of the transitional interval with the Mirkovo Formation, it is possible also this limestone to be in situ and to presents, actually, the beginning of this transition between the two units. Limestone (but as fine grained, fine parallel laminated and massive calcarenite) built up significant part (over 2.5 m) of the third uppermost sandstone package in drilling PTDD-013. They are intercalated by sandy limestone and limy sandstone, enriched with pyroclastic material. As according to the position in the profile, as well as according to their content and structure, these rocks are not analog to the limestone of the Mirkovo Formation.

Because of multiple fine-grained hyporock, marl and siltstone intercalation, upwards the sandstone packages in drillings PTDD-013 and PTDD-014 stay more and more inhomogeneous. The correlation of these packages between the drillings gives the impression of development of accretional body that growth towards south-southwest, with source area to the north. In fact in drilling PTDD-004, the northernmost of the three ones, are established most as number and clear developed erosional surfaces, the rocks are coarser, including the appearance of breccia-conglomerate. Contrariwise, in the most southern drilling this interval contain most as number and thickness finegrained intercalations. Again here are established carbonized plant debris and framboidal pyrite. The amalgamated sandstone level from the base of the Chugovitza Formation probably correspond to the lowermost (the first from the three in the unit) sandstone marker level established by Zhelev et al. (1999f). The same authors accept that these marker levels are well traceable mostly in the northern part of the Chelopech syncline.

Till the moment accepted model for the genesis of these packages is connected with the amalgamation of multiple cycles (indication for which is the great number of erosional surfaces developed in them), as a result of which it was preserved only their lower sandstone part. In the lowermost parts among the sandstones there are large, relatively well rounded volcanic rock fragments as well. The discussed above peculiarities, however, give the reason to be take in mind the possibility this sandstone level to be formed in shallow marine or coastal settings, most probably as prograding structure.

As support of similar interpretation could be mentioned the fact that the upper boundary of this interval most probably is not isochronous one. Indication of similar idea are its cross relationship with the lowerer from the two situated one over another about 5.5 m levels with re-deposited (oxidized) volcanic rock fragments from the lower part of the Formation, established respectively on 105 m in drilling PTDD-013 and 117 m in drilling PTDD-014. Also in this interval are established desiccation cracks that, no doubt, are evidence for subaeral exposure.

In drilling PTDD-014 are established two levels with thickness from 1.7 to 4.1 m that are dominated by mixed and fine-grained rocks, which built up respectively 80-83 and 92-97 m of the core of the drilling. Similar level was established also in drilling PTDD-013, but it is situated obviously straigraphicaly "higher" than the described above four. Other appropriate correlation (marker) levels are those in which enrichment of volcanic material has been found. Five such levels have been established: first (PTDD-013 - 105 m, and PTDD-014- 117 m), second (PTDD-013 - 99 m, and PTDD-014 - 112 m), third (PTDD-013 - 88 m, and PTDD-014 - 99 m); fourth (PTDD-013 - 43 m, and PTDD-014 - 55 m) and fifth - respectively PTDD-013 - 14.5 m, and PTDD-014 - 27 m. In the first two levels are presented mainly oxidized volcanic rock fragments, and in the upper two - pyroclastic, including fresh dark-brown biotite. Fresh pyroclastic biotite was established also in the second level. Because of the very limited number of the drillings in which they were established, the origin (volcanogenic or epiclastic one) of these levels was not clarified enough. Despite this we accept them as enough reliable chronostratigraphical marker level.

Four levels with features for relatively rapid sedimentation have been suggested. Among the most easy recognizable typomorphic features of these levels is the wide development of load cast structure. They are situated as follows: *first* (PTDD-013 – 92 m, and PTDD-014 – 105 m), *second* (PTDD-013 – 79 m, and PTDD-014 – 92 m), *third* (PTDD-013 – 66 m, and PTDD-014 – 79 m) and *fourth* – respectively PTDD-013 – 56 m, and PTDD-014 – 68.5 m.

Despite that the erosion is among the typical features of the described above cyclicity it was recognized nine different levels with more intensive development of erosional processes and intrabasinal re-deposition outside the volume (over) the package of the amalgamed sandstones from the base of the Formation. They are situated as follows: first (PTDD-013 - 102-104 m, and PTDD-014– 115 m), second (PTDD-013 – 88,5 m, and PTDD-014 – 100 m), third (PTDD-013 – 75 m, and PTDD-014 – 86 m), fourth (PTDD-013 – 45,5 m, and PTDD-014 – 58 m), fifth (PTDD-013 – 39 m, and PTDD-014 – 52 m), sixth (PTDD-013 - 34 m, and PTDD-014 - 47 m), seventh (PTDD-013 - 9,5 m, and PTDD-014 - 23 m), eight (PTDD-013 - 7 m, and PTDD-014 - 18,5 m) and ninth - respectively PTDD-013 -4,5 m, and PTDD-014 - 16,5 m. The manner of manifestation of these levels is not completely equal. Except the presence of erosional surfaces in drillings, they are connected also with simultaneously with them development of: (i) intraformational lag deposits and mesoscale cross bedding (for example in the second level); (ii) primary oxidation of the sediments, confirmed also with the character of the infill of the bioturbations – for example in third level, there is the jointly development of the both features; (*iii*) tepee structures and intraformational lag deposits (for example in seventh level).

Among the easy recognizable correlative markers are also the three levels with features of active hydrodynamic setting of sedimentation, revealed as development of meso- and small scale cross-bedding: *first* (PTDD-013 – 63 m, and PTDD-014– 75 m), *second* (PTDD-013 – 38 m, and PTDD-014 – 50 m) and *third* - respectively PTDD-013 – 3 m, and PTDD-014 – 15 m. Because of the discussional character of the genesis of the cyclicity in the Formation, the stratigraphical importance (value) of this marker levels is relatively low.

It was established also two intervals with significant appearance of bioclasts, mainly as lag deposits: *first* (PTDD-013 – 89-93 m, and PTDD-014 – 96-112 m), *second* (PTDD-013 – 64-76 m, and PTDD-014 – 74-87 m). These levels might be interpreted also as those of *increased bioproductivity*. In this group should be included also two other groups of levels in which are established increased amount of carbonized plant debris: *first* (PTDD-013 – 96 m, and PTDD-014 – 106 m), in which were established some features connected with primary oxidation of the sediments (connected, probably, with subaeral exposition), and *second* (PTDD-013 – 92 m, and PTDD-014 – 105 m) which, contrariwise of the first, has the features of reductional sedimentary setting (development of framboidal pyrite). The second level coincides with the first level with features of relatively rapid sedimentation.

Discussion and conclusions

No doubt the diversity as origin and as features and the significant number of the established and traced correlative (marker) levels in the section of the Chugovitza Formation allows it more detail and precise subdivision and intraformational correlation. Some of these levels are combined in specific manner that forms easy and well recognizable succession of levels that make their stratigraphical application very convenient. From the other hand, the presented study is still in its initial stage and the proposed approach need to be applied in wider area that will test more correctly the stratigraphic value of the proposed above types of marker levels. The obtained data allows to be given also a new meaning of the probable flysch (turbidite) genesis of the cyclicity in the rocks of Chugovitza Formation.

First of all it is connected with the establishment of features of multy-act formation of the lower part of the cycles. These are: 1 - the great number of multistory, imposed one over another levels of bioturbation in one and the same solitary cycle; 2 - the development of several and not connected each other stages of syn-sedimentary deformations (convolutions) in the profile of one and the same cycle as well. Other specific feature is connected with the lower boundary of the cycles that very often is cross-cut by vertical bioturbations, which start from inside of and contain (are filled with) materials from the lower part of the cycles, which usually is massive or uneven laminated sandstones, structure accepted as features of "ephemeral" sedimentation. Often, exactly inside these "ephemeral" deposits, also are observed several, clearly separated one from another levels (therefore stages also) of bioturbation that, factually, reject the possibility these to be flysch type sediments. Quite often the bioturbation that starts from the lower parts of some cycle and continue in the upper part of the below situated one to be filled with oxidized materials (Fig. 2d).

The possible non-flysch character of the genesis of the materials of the Chugovitza Formation is indicated also by the existence of well preserved fragments and lag deposits of carbonized plant debris, with which associate the development of framboidal pyrite. In some cases on the base of the cycles together with the plant debris was found intraformational clasts that shows features of syn-sedimentary oxidation of the materials that could be interpreted as result of subaeral exposure of these materials during their precipitation.

Other specific feature of the cycles is the forms of erosion and re-deposition inside of the small cycles. Very often in the upper half of the cycles, where it could be found as sharp erosional surface, as well as lag deposits of intraformational clasts which lithology are analogical with those of this part of the cycle. The forming of this type of intraformational clasts needs some lithification of the sediments before their short transport and re-deposition.

In regional view the rocks of the Mirkovo Formation, that lie below those of Chugovitza Formation, indisputable, mark stage during which it was formed wide shallow marine sedimentary environment that could be traced continuously in wide area. The transition between these two units is gradual, and in the rocks of the Chugovitza Formation it was not found features of re-sedimentation of materials from the Mirkovo Formation. These facts rather not support the idea that the genesis of the rocks of the Chugovitza Formation is connected with the flysch generation that needs trough forming, which no doubt had to led to some re-deposition of the materials of the Mirkovo formation in the profile of the Chugovitza Formation.

References

- Miall, A. D. 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, 2^{ed} Ed., Springer-Verlag, New York, 668 p.
- Moev, M., M. Antonov. 1976. About the stratigraphy of the Senonian rocks in Central Srednogorie area. – C. R. Acad. Bulg. Sci., 29, 10, 1515-1517 (in Bulgarian).
- Nikolaev, G. 1947. Contribution to the geology of the southern slopes of Stara Planina Mountain between Botevgrad and Zlatitza pass. *Bulg. Geol. Soc. Rev.*, *15*, 1-17 (in Bulgarian).
- Sultanov, A. 1980. New classification diagram of claycarbonate rocks based on carbonate-clay-clast component system. – C. R. Acad. Bulg. Sci., 33, 8, 1103-1106 (in Russian).
- Vrabliansky, B., K. Budurov, Tz. Tzankov. 1961. Contribution to the stratigraphy of the Upper Cretaceous between Sofia plain and town of Panagiurishte. – Ann. Gen. Manag. Geol., 11, 117-132 (in Bulgarian).
- Zhelev, V., M. Antonov, D. Synniovsky. 1999. Final report about the revisional geological mapping in scale M 1:25000 and lithogeochemical sampling in project area Chelopech during the period 1998-1999 year. – Nat. Geofund, MWE, Sofia, 139 p. (in Bulgarian)

Recommended for publication by Department of "Geology and Paleontology", Faculty of Geology and Prospecting

NEW DATA ABOUT THE MIRKOVO FORMATION FROM THE AREA OF CHELOPECH VILLAGE, SOFIA DISTRICT

George Ajdanlijsky¹, Banush Banushev¹, Jordan Genchev², Vela Frugova², Yaroslav Dinchev²

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; ajdansky@mgu.bg ²"Balkan Mineral and Mining" EAD, Chelopech, Sofia District

ABSTRACT. The study presented the results from the specialized lithological and lithofacial investigations of four drills that crossed the Mirkovo Formation north-west of Chelopech Village, Sofia district. The Mirkovo Formation (Santonian-Campanian) is build up mainly by red limestone with rare intercalations of polymictic matrix- and grain-supported breccia and breccia-conglomerates. The limestones are mainly allochemic and micritic, medium to fine grained. Together with the allochemic and bioclastic component in them, most often forming detachable levels, it is presented classtic and pyroclastic ones, the last one represented by llitho- and vitroclasts, plagioclases and biotite. With similar levels are connected load-cast structure with various amplitude and frequency, flint concretion development and changes of the color of the rocks – from saturated red to reside to light-green and whitish. The obtained results permit to be specified the character and the peculiarities of the lower and upper boundary of the unit. Also stratigraphic subdivision of the unit is developed.

НОВИ ДАННИ ЗА СТРОЕЖА НА МИРКОСКАТА СВИТА В РАЙОНА НА С. ЧЕЛОПЕЧ, СОФИЙСКО Георги Айданлийски¹, Бануш Банушев¹, Йордан Генчев², Вела Фръгова², Ярослав Динчев²

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; ajdansky@mgu.bg ²"Болкан Минерал енд Майнинг" ЕАД, Челопеч, Софийска обл.

РЕЗЮМЕ. Изследването представя резултатите от специализирани литоложки и литофациални изследвания на 4 сондажа пресичащи Мирковската свита C3 от с. Челопеч, Софийско. Мирковската свита (сантон-кампан) е изградена предимно от червени варовици с редки прослои от полимиктови наситени и ненаситени брекчи и бракчо-конгломерати. Варовиците са предимно алохемни и микритни, средно- и дребнозърнести. Наред с алохемната и биокластичната компонента в тях, формирайки най-често обособени нива, присъства кластична и пирокластична такава, последната представена от лито- и витрокласти, плагиоклази и биотит. С подобни нива са свързани тектстури на натежаване и проникване с различна амплитуда и гъстота, развитие на кремъчни конкреции и промяна на цвета на скалите – от наситено червен към резидав и белезникав. Получените резултати позволяват уточняване на характера и особеностите на долната и горната граница на единицата. Разработена е и стратиграфска подялба на единицата.

Introduction

With its lithology the red limestone of the Mirkovo Formation (Santonian-Campanian) is among the convenient and often used lithostratigraphical and lithofacial marker levels in Upper Cretaceous succession in western and central Bulgaria. Despite of this some aspects of its characteristics are not well studied yet.

The unit is introduced as "Мирковская свита" by Moev and Antonov (1976). In the previous investigation in the area the rocks of the Formation are described as "second horizon of the Senonian" (Nikolaev, 1947), "third horizon of the Mastrichtian" (Vrablianski et al., 1961), "clayey-limestone suite" (Moev et al., 1975f) and Mirkovo Formation (Moev and Antonov, 1978; Yolkichev, 1993c; Cheshitev et al., 1995; Zhelev et al., 1999f).

The prospecting drilling program of Balkan Mineral and Mining (BMM) EAD in the area of Chelopech syncline, with which special permission this study is published, realized in the period of 2006-2007 year and includes part of the type area of the unit as well, gives good opportunity to be collected and analyzed new data about the lithology and the structure of the Mirkovo Formation in Western Bulgaria.

The aim of this study is to present the results obtained from the specialized lithofacial study of the Mirkovo Formation in four drillings and several outcrops in the eastern part of Chelopech syncline, structure that is build up mainly by Upper Cretaceous (Turonian-Maastrichtian) sedimentary and volcano-sedimentary rocks, and is situated just NW of Chelopech village, Sofia district.

Material and methods

The paper is based on the results of the specialized lithofacial studies of core material from four drillings, situated in the northern limb and the eastern centrycline of the Chelopech syncline (Fig. 1). The core material is storied in the coredepository of BMM EAD in Chavdar village, Sofia district. The calculation of the true thickness of the units is based on the structural data given by BMM EAD as well as on National Geofund materials (Zhelev et al., 1999f). During the macroscope study of the core materials were recognized, studied and described lithologica and lithofacial types under application of standard abbreviation code that correspond to the content, texture and structure of the protolith. Aiming the facilitate using the core column graphs, the vertical scale of the lithological column in the graphs as well as in the text correspond to the drilling data (depth from the surface) but no to the real thickness of the units. The field grain-size characteristic of the clastic and the carbonate rocks is based the developed by Friedman and Sanders (after Miall, 1990, Table 2.1) standard scale. The description of the mixed clastic-carbonate rocks is based on the classification scheme proposed by Sultanov (1980). The field color description of the rocks in the section is based on the *Rock-Color Chart* (1991).



Fig. 1. Schematic geological map of the studied area position of the studied and sampled during this investigation drillings (on the base of data given by BMM EAD and after Zhelev et al., 1999). Abbreviations: $2 K_2^t$ – sandstone suite; Chelopech Formation: che/v K_2^{cn-st} – volcanogenic package; che/vs K_2^{cn-st} – volcano-sedimentary package; che/ms K_2^{cn-st} – mica-sandstone package; mi K_2^{st-cp} – Mirkovo Formation; chu K_2^{cp-m} – Chugovitsa Formation

Lithological characteristic

The Mirkovo Formation is built up by variegated, mainly red limestone intercalated by beds of polymictic brecciaconglomerate. The unit was established in all four drillings. Its thickness varies: in drilling PTDD-004 – about 16 m (interval 32-85 m); in drilling PTDD-013 – 21 m (interval 132-156 m); in drilling PTDD-014 – about 58 (?) m (corresponding with interval 150-217 m); and in drilling PTDD-019 – 18 m (interval 9-41 m).

The main lithological varieties, that give the face of the Formation, are the limestone. Significant part of it is colored in different tones of the red, but reseda to whitish in color is also observed. In the sequence dominate the micritic and allochemical medium- and fine grained limestone. Biomorphic and bioclastic varieties are also established. About the 60-70% of the volume of the biomorphic limestone is built up by fossils – mainly foraminifera (in some places up to 95%) and in less degree fragments of mollusk, crinoids, ostracodas etc. The structure of the bioclastic limestone also is dominated by ostracorda and foraminifera fragments. Characteristic feature for biomorphic, as well as bioclastic component, is the development of hematitization. Not so rare the shells completely are filled by hematite colored calcite.

Besides with allochemical and bioclastic component, in the limestones are established also clastic and pyroclastic ones. The clastic component is presented mainly by quartz,

muscovite and lithites. The lithites are presented by volcanic and carbonate rock fragments. The volcanic rock fragments are angular to well rounded, medium as chemical content, fresh to altered in different degree. On some fragments are visible thin limonite and/or hematite crusts. Plagioclase, biotite, amphibole and glauconite are also established. The pyroclastic component is presented by litho-, crystallo- and vitroclasts, plagioclase (Fig. 2e) and biotite (Fig. 2f), the last one mainly dark brown. While the pyroclastic plagioclase often is sericitised, the biotite, even very rare, is mainly fresh. In some place the pyroclastic component, mainly with psammitic size, forms detachable bodies - beds and lenses that alternate with the limestones. In other cases the limestone is enriched by mainly fresh andesite fragments with size from 2-3 to 60-80 cm (Fig. 2b) that could from matrix supported breccia and brecciaconglomerates. While in drilling PTDD-014 similar coarse grained bodies are observed mainly in the lower part of the Formation, in drillings PTDD-004 and PTDD-019 they are established in whole volume of the unit.

The characteristic feature of the lowermost of the Formation is the abundances of *Inoceramus* detritus. This is accompanying with increased amount of pyro- and epiclastic psammite and psephitic component in the limestone that leads to forming of mixed rocks, as well as to more nodular structure. Some Inoceramus fragments enrichment, but not in the same degree, is established in different levels inside the unit volume. Mainly the matrix is micritic and fine grained irregularly grained calcite.

Between the 10th and 12th m over the unit base is established flint, most often as nodules, and rarer as irregular in from bodies (Fig. 3). Its color vary from medium red (5R 5/4) to light greenish-grey (5G8/1), but are observed nodules in which the color is changing from to core to their periphery (Fig. 2c).

The main part of the volume of the unit is presented by thin to medium bedded limestone. Predominates medium-, fine- to very fine nodular, fine laminated and rarer massive structure. Beside, even rarer, are observed also cross-bedded and flaser structure (Fig. 3). In some places the irregular distribution of the bioclastic and clastic component leads to forming of spotty structure. On different levels in the rocks of the unit are recognized surfaces of local erosion.

In several levels, enriched by pyroclastic (rarer epiclastic) component, load cast structures with different amplitude and saturation are observed (Fig. 2d, 3). As a rule around of these structures some change of the color of the rocks is observed – usually from saturated red to rezida-colored and beige.

Even only in isolated cases, in the rocks of the Mirkovo Formation could be observed bioturbation, mainly vertical ones and with small (about several cm) amplitude. It was established also syn-sedimentary deformations, probably slumping folds, which, probably, are result of gravitationslumping event with local affect. On the base of data connected with the availability of foraminifera fossil fauna in the rocks of the Mirkovo Formation (Moev, Antonov, 1978) and fossil limy nanno-plankton (Zhelev et al., 1999) is accepted that chronostratigraphical range of the unit is part of Santonian and Campanian stage of Upper Cretaceous series.

Fig. 2. Macro- and microphotographs of characteristic lithologies and structures for the Mirkovo Formation: a – andesite fragment (upper part of the photo) with 3-4 mm thick hematite crust. The other clasts are volcanic clasts are relatively fresh. The matrix contains fragments of Fe-oxide crusts with zonal structure as well, (PTDD-004, 84 m, base – left end of the photo); b – progradational large scale cross-bedding on the base of the unit (lower half of the picture) that is enriched by volcanic fragments and Inoceramus detritus, (western slope of Vozdol); c – zonal colored flint nodules, one of them partially includes volcanic epiclatst, covered by rezida-colored. In the right part of the photo limestone bed enriched with pyroclastic materials, (PTDD-014, 202 m, base – left end of the photo); d – micritic limestone with thin tuffose bed that has graded bedding and load casts on the bottom. Around the lower contact of the pyroclastic bed and the load cast structure some "discoloring" of the dark-reddish limestone is observed, (PTDD-014, 185 m, base – left end of the photo); e – very fresh pyroclastic plagioclase among calcitic matrix, (+ N, PTDD-004, 55 m); (f) – fresh pyroclastic biotite among calcitic matrix, (II N, PTDD-004, 55 m). Abbreviations: Bt – biotite; Ca – calcite; PI – plagioclase

Fig. 3. Lithofacial and stratigraphical columns of the Mirkovo Formation: 1 – breccia-conglomerate; 2 – sandstone; 3 – siltstone; 4 – claystone; 5 – marl; *limestone* (6-10): 6 – micritic; 7 – clayey; 8 – allochemical; 9 – bioclastic; 10 – sandy; 11 – bioclastic (Inoceramus); 12 – intraformational rock fragments; 13 – enrichment of terrigenous mica; 14 – pyroclastic; 15 – extraformational rock fragments (volcanic); 16 – nodules (flint); *structures* (17-24): 17 – parallel lamination; 18 – mesoscale cross-bedding (trough and low-angle); 19 – nodular, all types; 20 – flaser; 21 – bioturbation, upper index – vertical (v) and horizontal (*h*), amplitude (*A*); 22 – load casts; 23 – erosional surface; 24 – average rock fragment size. Boundaries: *upper dashed grey line* – upper boundary of the Mirkovo Formation; *lower dashed grey line* – lower boundary of the micrite interval; *black line* – correlative level with intensive development of flint concretions

Discussion and conclusions

Among the problems with the distinguishing and the correlation of the Mirkovo Formation in the studied area is the identification of its boundaries.

The obtained log and the surface data reveals the accretion character of the sedimentary architecture of the psephiticdominated coarse to very coarse grained epiclastites from the uppermost parts of the volcano-sedimentary package of the Chelopech Formation (Fig. 2b) as well as lowermost part of the Mirkovo Formation. Also the last one is characterized by strongly enrichment with Inoceramus debris that form 2.5 m thick package.

The lower boundary of the Mirkovo Formation is described usually as sharp lithological, in some places with data for erosion and with features of prolongate subaeral exposure uneven, oxidised and carbonatised residual crust. Such crusts divide the polymictic medium to very coarse grained brecciaconglomerate from the upper part of the Chelopech formation from the Inoceramus and clastic enriched base of the Mirkovo Formation. On the other hand, features connected with development of oxidation crust, result of prolongate subaeral exposure, however, are observed in some levels inside the situated stratigraphicaly bellow the Mirkovo Formation volcanosedimentary package of the Chelopech Formation as well. Beside this, again there, could be observed some reworked and re-sedimented product of such processes. Because of this, their use as marker of the lower boundary of the Mirkovo Formation has to be done very carefully and taking in account all peculiarities of the section.

The realized field studies reveal the existence of lateral replacement of epiclastites from the uppermost part of the Chelopech Formation by the limestones of the Mirkovo Formation as well, where could be seen some features of progradation, accretion (Fig. 2b) and syn-sedimentary deformation.

Other specific feature of the lower boundary of the Mirkovo Formation is connected with the fact that the uppermost levels of the volcano-sedimentary package of the Chelopech Formation are built up by sandstone and matrix- to grainsupported breccia-conglomerates, mainly with blue-purple color. In the sedimentology of the clastic rocks similar colors are connected with sedimentary profiles that have been affected by prolongated intensive oxidation or paleosol forming processes.

In the studied area the upper boundary of the Mirkovo Formation, those with the terrigenous rocks of the Chugovitza Formation, is gradual transition interval in which the definitive features of the one of the units gradually replace those of the other one. In all studied drillings there are mainly very fine to fine-grained terrigenous and mixed rocks, in most cases colored in red or variegated tones. Other its specificity of this interval, established during this study, is the presence of fresh volcanogenic biotite in it.

In this part of the section of the Upper Cretaceous, Moev and Antonov (1978) nominated, and Zhelev et al. (1999f) mapped about a 140 m thick package of predominantly fine laminated, grey claystones and marls that contain varying amount of psammite-silty component, that they named the Voden Member of the Chugovitza Formation. According to them this unit occupies lowermost part of the Formation. Generally, part of the characteristic of the described above transitional interval (the presence of fine grained clastic rocks) correspond with the properties of the Voden Member, but, from the other hand, they contrast to its color and the appearance of psammitic materials. This, as well as its small thickness, not allows its nomination as specific, independent unit that could be steady recognized and traced in the field.

Despite the seemingly monotonous lithology (red colored limestone) the rocks of the Mirkovo Formation gives good opportunity for more detail inner subdivision. Mainly this is the composition of the rocks. On this base the unit could be divided into three intervals (packages). The lower and upper one of them are characterized by stabile and significant attendance of allochemical component in the limestone, while in the middle one predominates mainly micritic limestone (Fig. 3). The thickness of these intervals vary. The thickness of the upper allochemical limestones package is in the range from 3.9 to 20.8 m, those of the middle micritic limestone package – from 4.5 to 15.6 m; and those of the lower allochemical limestones package – respectively from 9.5 to 14.7 m.

More detail study of the core material allows in some extend the clarification of the stratigraphic position of the flint concretion in the profile of the Mirkovo Formation as well. The collected data reveal that they appear in levels where it was established some enrichment of pyroclastic component (Fig. 3). Because of this they are developed in several levels, but one of them – those that is situated about 10-12 m above the base of the unit, is mostly pronounced (Fig. 2c). Similar connection could be interpretated as diagenetic expression of the increased amount of SiO₂ in the rocks that is indirect result of the enrichment with pyroclastic.

Other manifestations of the levels that contain fresh volcanic materials are the appearance of greenish and the pile coloring of the limestone. This connection could be observed also in several parts of the unit as forming solitary, isolated, very thin intervals, as well as forming intervals with thickness over 15 m, in which, because of its very frequent development, this greenish coloring is part of the general face of the rocks (Fig. 2c, d).

Other peculiarity of the Mirkovo Formation is the presence of solitary rock fragment or breccia-conglomerate bodies that are build up by gravelites to coarse grained pebbly and cobble, containing some small blocks, that are dominated by volcanic materials. In two of the drillings - PTDD-004 and 014, they give the face of the lowermost part of the Formation (Fig. 3). In the other two drillings their amount is significant less, but in drilling PTDD-019, they dominate also in the uppermost parts of the unit. In the outcrops along the western slope of Vozdol valley, situated almost nearly of this drilling, however, the breccias-conglomerate are present as in the uppermost as well as in the lowermost part of the Formation (Fig. 2b). From one hand this area is strongly tectonized, that's why it may exist some fold or fault generated repetition of the profile of the unit. From the other hand, however, this fact could be interpreted as very fast (short) changeability - laterally and vertically, of these breccia-conglomerates, supposition, completely supported by the data from drilling PTDD-013.

Appearance the volcanic fragments in different form are observed in the rest part of the unit profile also, as well as in the transitional interval to the Chugovitza Formation.

The origin of these breccia-conglomerate bodies is strongly discussional. The main part of the participated in them volcanic rock fragments is fresh. They are included into micrite limestone matix in which there are not visible any evidence of syn-sedimentary deformations, result of horizontal transport, that's why, in most of the cases the rock fragments "float" among this matrix. Thus described features suppose eruptive (syn-volcano) transport of these materials. In support of similar thesis is the appearance of fresh pyroclastic material on many levels of the unit, fact that was already discussed according to the possible origin of the greenish colors of the rocks. The absence of the impact structure in the limestone, from the other hand, directs the connection of the origin of these coarse bodies with the processes that have leaded to forming of epiclastites.

The solving of similar problem is possible only through broader field investigations. Also realization of similar investigations could assist the clarification of the chronostratigraphical range of the activity of the volcanism in the area.

References

- Miall, A. D. 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 2nd Ed., Springer-Verlag, New York, 668 p.
- Moev, M., M. Antonov. 1976. About the stratigraphy of the Senonian rocks in Central Srednogorie area. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 29, 10, 1515-1517 (in Bulgarian).

- Moev, M., M. Antonov. 1978. Stratigraphy of the Upper Cretaceous in the eastern part of the Stargel-Chelopech band. – Ann. Univ. Min. Geol., 23, Part 1, 7-30 (in Bulgarian).
- Nikolaev, G. 1947. Contribution to the geology of the southern slopes of Stara Planina Mountain between Botevgrad and Zlatitza pass. *Bulg. Geol. Soc. Rev.*, *15*, 1-17 (in Bulgarian).
- Rock-Color Chart. 1991. 7th Print., Geol. Soc. Amer., Boulder, Co.
- Sultanov, A. 1980. New classification diagram of claycarbonate rocks based on carbonate-clay-clast component system. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 33, 8, 1103-1106 (in Russian).
- Vrabliansky, B., K. Budurov, Tz. Tzankov. 1961. Contribution to the stratigraphy of the Upper Cretaceous between Sofia plain and town of Panagiurishte. – Ann. Gen. Geol. Man., 11, 117-132 (in Bulgarian).
- Yolkichev, N. 1993. Chelopech Formation. In: Glosary of the Formal Lithostratigraphical Units in Bulgaria (1882-1992) (Ed. Y. Tenchov). Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, 397 p. (in Bulgarian)
- Zhelev, V., M. Antonov, D. Synniovsky. 1999. Final report about the revisional geological mapping in scale M 1:25000 and lithogeochemical sampling in project area Chelopech during the period 1998-1999 year. – National Geofund, MWE, Sofia, 139 p. (in Bulgarian)

Recommended for publication by Department of "Geology and Paleontology", Faculty of Geology and Prospecting

CONTRIBUTIONS TO STUDY OF THE MAGNESIAN MINERALS IN IUŢI-TIŞOVIŢA-PLAVIŞEVIŢA OPHIOLITIC COMPLEX FROM ALMĂJ MOUNTAINS (SOUTHERN CARPATHIANS – ROMANIA)

Gheorghe Brănoiu, Mihai Ciocîrdel, Octavian Georgescu, Dumitru Frunzescu

Petroleum-Gas University of Ploiești, Geology Department, 100680 Ploiești, Romania; gbranoiu@yahoo.com; mihai_c@bigstring.com; galoctavian@yahoo.com; dfrunzescu@yahoo.com

ABSTRACT. The luţi-Tişoviţa-Plavişeviţa ophiolitic complex is composed of three major parts: gabbroid of luţi and gabbroid of Plavişeviţa, separated by ultrabasic massive of Tişoviţa, and is belonging to the major unit named Danubian autochthon of the Romanian Southern Carpathians = Bulgarian Prebalkans and Stara Planina. In a broader scale the luţi-Tişoviţa-Plavişeviţa ophiolitic complex belongs to the Tethyan-Eurasian Metallogenic Belt. He represents extension, at north from Danube, of the alignment of Paleozoic inferior basic-ultrabasic rocks from Serbia. The Tişoviţa-Plavişeviţa sector is remarkable by associations of the magnesian minerals disposed of type cross-filler and/or mass-filler in appreciable reserves. On the basis of mineralogical-petrographical investigations (optical microscopy study, diffraction RX, thermal analyses) an attempt has been made to reveal of this associations of magnesian minerals forming in the rocks from this ophiolitic complex.

ПРИНОС КЪМ ИЗУЧАВАНЕТО НА МАГНЕЗИАЛНИ МИНЕРАЛИ ОТ ОФИОЛИТОВИЯ КОМПЛЕКС ИУТИ-ТИШОВИТА ПЛАВИШЕВИТА НА ПЛАНИНИТЕ АЛМАЖ (ЮЖНИ КАРПАТИ – РУМЪНИЯ)

Георге Браноиу, Михай Киокирдел, Октавиан Георгеску, Думитру Фрунзеску Petroleum-Gas University of Ploieşti, Geology Department, 100680 Ploieşti, Romania; gbranoiu@yahoo.com; mihai_c@bigstring.com; galoctavian@yahoo.com; dfrunzescu@yahoo.com

РЕЗЮМЕ. Офиолитовият комплекс Иути-Тишовита-Плавишевита е съставен от три основни части: габроиди от Иути и габроиди от Плавишевита, отделени от ултрабазичния масив на Тишовита. Той се отнася към една голяма структура наречена Дунавски автохтон на румънските Южни Карпати (= българския Предбалкан и Стара планина). В по-широк аспект офиолитовият комплекс Иути-Тишовита-Плавишевита принадлежи на Тетис-Евразийския металогенен пояс. Той представлява разтягане, на север от Дунав, на поредица от палеозойски базични до ултрабазични скали от Сърбия. Секторът Тишовита-Плавишевита е забележителен с асоциация от магнезиални минерали използвани като суровина за филтри. На базата на минералого-петрографските проучвания (оптичен микроскоп, рентгенова дифракция, термичен анализ) се прави опит да се представят асоциациите от магнезиални минерали образувани в скалите на офиолитовия комплекс.

Introduction

The presents paper a complex mineralogical-petrographical investigation performed on some rock samplex from the transitional unit of the Tisovita ultramafic massive. These rock samples are considered representative and they have been taken from the left versant of the Danube River, more precisely, from the slope of the Orşova-Moldova Nouă road (DN57). This road follows the river, through the zone of the transition unit of the Tişovita serpentinite massif. The rocks of this transitional unit outcrops over a distance of approximately 3km (from the bridge over Tisovita valley to the luti valley) being followed by the luti gabbros unit. In the studied outcrops formed through the bank-sloping of the road, there are serpentinites and dunites partially serpentinized, crossed by joints which are filled white magnesian minerals (Fig. 1). The host rock has a fine granular texture and a greenish-black or reddish-brown colour.

Fig. 1. Outcrop in serpentinites and dunites partially serpentinized crossed with joints filled with white magnesian minerals (slope of the Orşova-Moldova Nouă road = DN57, near the bridge over Tişoviţa valley)

The luţi-Tisoviţa-Plavişeviţa (ITP) ophiolitic complex from South Banat (south-west Romania) belongs to the Balkan-Carpathian ophiolite (BCO) belt and in a broader scale to the Tethyan-Eurasian Metallogenic Belt (Jankovic, 1977). BCO extends over 250 km from north-west to south-east and includes, besides ITP ophiolitic massive, several major ophiolitic massive: Zaglavac and Deli Jovan (north-east Serbia), and Tcherni Vrach (north-west Bulgaria). The ophiolite sequence of these massive are considered as fault-block remnants of the single Late Precambrian-Earliest Cambrian (563±5Ma) ophiolite thrust sheet formed in a mid-ocean ridge setting and possibly representing a crustal fragment of large oceanic basin. It is assumed, that BCO is a part of extended South European palaeo-oceanic suture continued on southeast in Pontides and further in Arabian-Nubian Shield and representing a trace of proto-Tethys closed in early Paleozoic in relation with Cadomian orogeny (Haydoutov, Yanev, 1997; Savov et al., 2001; Zakariadze et al., 2006).

Geological and structural evidence indicates that both ITP and Deli Jovan ophiolitic complexes were parts of the same massive, located in the basement of an Upper Danubian Unit and dismembered by Oligocene dextral translations along the Cerna-Timok Fault. Because it is uncertain if the continuation of the Danubian and Getic-Supragetic Unit is developed in the western Stara Planina from the Bulgarian Balkans (Berza, 2000), it is not yet proven that all four occurrences belong to the same ophiolitic massive, as previously suggested (Haydoutov, 1989; Haydoutov, Yanev, 1997; Savov et al., 2001; Seghedi et al., 2005). If the metamorphic basement in the Stara Planina represents the continuation of the Danubian units from the South Carpathians (e.g. Săndulescu, 1984; Kräutner, 1996; Kräutner, Krstic, 2003), then the Zaglavac and Tcherni Vrah occurrences belong to the same ophiolitic massive as ITP and Deli Jovan. Alternatively, they might represent ophiolitic successions located within the Getic-Supragetic Unit complex from the Balkans (Seghedi *et al.*, 2005). In the Tcherny Vrach massive cumulate, sheeted dykes and pillow lava units were recognized (Haydoutov, 1989; Haydoutov, Yanev, 1997) and the U-Pb zircon age of the Tcherny Vrach gabbro is 563±5 Ma (von Quadt et al., 1997). All geochronological data (Zakariadze et al., 2006) carried out for gabbros from Deli Jovan massive showed narrow Lower Devonian interval, the U-Pb zircon age of the Deli Jovan gabbro being 405±2.6 Ma.

The ITP ophiolitic (mafic-ultramafic) complex represents a plutonic sequence, well preserved in the Upper Danubian basement (Fig. 2), tectonically sandwiched and partly dismembered in a pre-Late Carboniferous Unit complex (Mărunţiu, 1984; Mărunţiu et al., 1997; Seghedi et al., 2005). The ITP ophiolitic complex includes two main units which show the ophiolite igneous stratigraphy: a lower unit with upper mantle lithologies and an upper association of plutonic cumulates. Plutonic and effusive rocks in the eastern, Plavişeviţa shear zone, are interpreted as the upper part of the ophiolite sequence (Mărunţiu *et al.*, 1997). The mantle peridotite unit, forming the lower part of the ophiolite igneous stratigraphy, consists mainly of harzburgite with tectonite structure and subordinate dunite, hosting small podiform chromitites.

Fig. 2. Location of the luţi-Tişoviţa-Plaviseviţa (ITP) ophiolitic complex and distribution of the Danubian basement rocks in the Danubian Window (simplified after Berza et al., 1994, from Seghedi et al., 2005)

The cumulate sequence includes an ultramafic unit (dominated by layered dunites, which show lens-shaped bodies of plagioclase-bearing dunite, troctolite, olivine gabbro and gabbro), a transitional zone (consists of alternating cumulates, mafic = troctolite, olivine gabbro, gabbro, and dunite, plagioclase dunite, ultramafic = wehrlite, clinopyroxenite) and a layered mafic unit (include gabbro, olivine gabbro and troctolite, forming a rhythmic layered sequence which is cross-cut by isotropic olivine gabbro). The entire cumulate pile is characterized by rhythmical lavering. marked by alternation of isomodal, modally graded and grainsize graded layers. The adcumulus texture is most widespread, with mesocumulus texture shown only by some mafic cumulates (Mărunțiu et al., 1997).

The mylonitic gabbro in the eastern shear zone (Plavişeviţa zone) represents a highly tectonized mixture of various lithologies (Bercia and Bercia, 1975; Mărunţiu, 1984). This mylonite zone is characterized by association of cumulate and isotrope gabbro, cross-cut by high level intrusives (dykes of dolerite and porphyritic basalt with preserved chilled margins, along with dykes of plagiogranite). The association suggests remnants of the upper part of the plutonic complex (Seghedi et al., 2005).

From structurally point of view in the ultrabasic massive of Tişoviţa have been distinguished two types of serpentines: cellular serpentines (chrysotilic) corresponding to compact serpentines present in Tişoviţa-Baia Nouă zone, and lamellar serpentines (antigoritic) that correspond to serpentines varieties forming predominantly formed of antigorite in association with chlorites, carbonates and chromite, localized especially in narrow zone between Tişoviţa and Ciucaru Mare. Serpentinites are crossed, especially in the south part, by numerous veins of gabbros and plagioclasites, rarely by veins of trachite and lenses of the plagioclasic gneisses (Bercia and Bercia, 1962).

According to mineralogical composition and ultrabasic rocks (host-rocks) from which serpentinites have resulted, we can distinguish (Bercia, Bercia, 1962): 1 – dunitic-type serpentines, partially or totally serpentinized; 2 – harzburgitic serpentines; 3 – wehrlitic serpentines (at border with luţi gabbros).

Mineralogical-petrographical investigations

The joint-host rock system

The joint mineral content is heterogeneous. Macroscopically a friable, easily soluble white matrix can be observed, and it contains dark coloured fragments with a contrasting composition. These fragments have submillimetric to centimetric sizes.

The microscopic study made on thin sections revealed that this matrix is predominantly composed of a colourless mineral, with fibrous habit, negative relief and moderate to strong birefringence in longitudinal sections (second or third order birefringence colors). These fibrous crystals have maximum 50 μ m thickness and lengths ranging from 0.1 mm to 0.5 mm. They form small groups with radial orientation (Fig. 3). Besides the fibrous and colourless mineral the matrix contain rare crystals of carbonate (magnesite) (Fig. 4) and in some regions iron hydroxide which imprints locally a reddish brown colour.

Also microscopically it has been found that the dark coloured fragments are serpentinite fragments. These rock fragments have also a heterogeneous structure: small eyes of serpentine are bordered with thin walls of iron hidroxide (Fig. 5). Smalll crystals of unaltered magnetite resulted by the desagregation of the mentioned serpentinites can also as fragments be found.

Macroscopically in the host-rocks for these joints, we can observe zonings at a centimetric scale given by the alternation of some lenticular and tabular domains with different colors: light green next to the joints which passes with distance to black and brown. The microscopic study has also allowed the determination of the mineralogical composition for each of these zones.

The light green domains near the joints are composed of colourless magnesian chlorite and magnesite (Fig. 6). The black and brown domains are dunitic domains in which the olivine partially altered to serpentine group minerals. There are present two members of serpentine group: a serpentine with relatively low Fe content and an iron serpentine (greenalite) which is found only near the olivine relicts (Fig. 7). In these dunitic domains the magnetite is also present and it remained unaltered. Where the iron from the serpentine group minerals is in bivalent form the color of the dunitic domains is black and where the iron from the serpentine group minerals is in trivalent form the color is reddish brown (Fig. 8).

X-ray diffraction analyses

X-ray diffraction analyses on a sample from joints filling formed in ultrabasic massive from Tişoviţa were performed using an HZG 4/A diffractometer with following parameters: CuK α radiation, Ni filter, I=1,54Å, 25kV/15mA, measuring speed 1°/min. On diffractogram (Fig. 9) of analyzed sample were identified peaks that may be attributed serpentine, greenalite, minnesotaite and nesquehonite.

The serpentine was identified by diffractogram by its characteristic reflections of the higher intensities (006), (0.0.12), (204) and (2.0.24), in a lower quantity. Greenalite was evidenced by the peak of higher intensity from 2.57Å followed by a series of peaks of lower intensities from 7.12Å, 2.198Å and 1.55Å. In a significant proportion comparatively with greenalite, minnesotaite was identified by characteristic reflections of the higher intensities (002) from 9.62Å and (006) from 3.18Å.

Inedited is the presence in a big quantity of nesquehonite identified by the peak of maximum intensity (110) from 6.56Å, followed by the peaks of lower and lower intensities (200), (121), (220), (041), (310), (241), (400), etc.

Thermal analyses

Thermal analyses that consist in thermodifferential analyses (DTA) and thermogravimetric analyses (TG) were performed using an DERIVATOGRAF MOM type apparatus, on the same sample taken from joints filling in ultrabasic massive from Tişoviţa, in an oven of 1000°C having a heating rate of 10°C/min.

Fig. 3. The fibrous habit of the nesquehonite (Nsq) crystals and the radiar structure of the aggregate (NII 250x)

Fig. 5. Serpentine (Srp) relics in the matrix prevalently composed of nesquehonite (N $_{\rm H}$ 40x)

Fig. 4. Rare magnesite (Mgs) crystals and iron hydroxide in the joints filled prevalent with nesquehonite (N $\mid\!\!\mid$ 40x)

Fig. 6. The domains composed of colorless magnesian chlorite (Chl) and magnesite (N \parallel 40x)

Fig. 7. The structure of the dunitic domains in which olivine relics are surrounded by minerals of the serpentine group. The greenalite (Gre) is located exclusively near the olivine (OI) relics. Here the iron from the serpentine group mineral is in the bivalent form $(\mathbf{N}||\;40\mathbf{x})$

Fig. 8. Detail on the olivine relics surrounded by greenalite. Here the iron is in the trivalent form $(N\!\!\mid\!\!\!\mid 100x)$

Fig. 9. Diffractogram of the sample from joints filling developed in ultrabasic massive from Tişoviţa

Weight loss marked on the thermogravimetric curve (TG) correspond to enthalpy variations registered on DTA curve by endothermic and exothermic effects (Fig. 10) which characterize a sample of nesquehonite (MgCO₃·3H₂O), contamined with calcite, clinochlore and serpentine.

An endothermic effect from 300°C and 390°C, pointed, with double shape and maximum development at 300°C, is marked by two steps of weight loss on the TG curve (Fig. 10) and corresponds to elimination of the crystallized water from nesquehonite. The exothermic effect from 460°C corresponds

to structural reorganization and elimination of a molecule of CO₂ from nesquehonite structure. Endothermic effect from 500°C, pointed by third step of weight loss with steep slope on the TG curve was attributed to dehydroxylation and losing of a molecule of CO₂ from magnesian carbonate. The endothermic effects from 625°C and 700°C correspond to decomposition of MgCO₃ and CaCO₃ by elimination CO₂ from nesquehonite and calcite structures. Exothermic effect pointed at 780°C indicates the presence of chlorite (clinochlore) and serpentine having endothermic effects from 640°C and 700°C masqued by elimination of CO₂.

Fig. 10. Thermal derivatogram of the sample from joints filling developed in ultrabasic massive from Tişovita

Results and interpretation

The optical features, crystal habit and the mode of aggregation of the fibrous mineral which prevails in the joints are concordant with the results obtained from the interpretation of the X-ray diffractogram and the interpretation of the thermal curves in DTA analysis. It can be concluded that this fibrous mineral is nesquehonite.

The chlorite-magnesite domains in the host rock are interpreted as the result of the interaction between the dunite and some CO_2 -bearing hydrothermal fluids. In a later lower temperature-stage, these fluids are also responsible for the deposition of the nesquehonite in the joints. The olivine alteration to serpentine group minerals in the dunitic domains has taken place in two stages. The first stage has involved the formation of the low-Fe serpentine and the second the formation of the greenalite at lower temperatures (<300°C).

In the studied samples it has been proved: i) the presence of some minerals from the serpentine group having various iron contents which range up to the greenalite type; ii) the presence of some minerals of talc group also with variable iron contents ranging up to the minnesotaite. The minerals mentioned above are formed on the fayalite component from the olivine. The SiO₂ and CO₂-rich hydrothermal solution took both magnesium ions and iron ions and made possible reaction of the following types:

4 olivine+2CO ₂ +4H ₂ O \rightarrow serpentine + 2 magnesite	(1)
3 olivine+4H ₂ O+SiO ₂ \rightarrow greenalite	(2)
greenalite+3CO ₂ \rightarrow minnesotaite+3 magnesite+3H ₂ O	(3)
magnesite + $3H_2O \rightarrow$ nesquehonite	(4)

Conclusions

The mineralogical-petrographical study (optical microscopy, XRD, thermal analyses) of the samples from transitional zone of luti-Tişovita-Plavişevita ophiolitic complex reveals the presence of the association of secondary minerals predominantly magnesian minerals (serpentine + minnesotaite + greenalite + nesquehonite). From this association the serpentine minerals are formed by metasomatic processes on the initial dunitic rock. The nesquehonite is formed in the latest genetic stage through direct deposition from the solution.

The fracturing in an extensional regime has resulted in the formation of a complex system of joints filled through hydrothermal deposition with carbonate + serpentine + talc or carbonate + serpentine + chlorite + talc.

From this association of magnesian minerals developed in fissures that affected ophiolitic massive from Tişoviţa can be noticed the presence in high quantity of nesquehonite, rare mineral, that so far is not cited in serpentinites from Romania.

References

- Bercia, I., E. Bercia. 1962. Contribuții la studiul serpentinitelor din Banatul de Sud. – Anuarul Comitetului Geologic, XXXII, 425-467.
- Bercia, I., E. Bercia. 1975. Formaţiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării (Banat, Carpaţii Meridionali). – Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică, XLIII, 5-63.
- Berza, T., I. Balintoni, V. Iancu, A. Seghedi, H. P. Hann. 1994. South Carpathians, ALCAPA II Field Guidebook. – Rom. J. Tectonics & Regional Geology, 75, 2, 37-49.
- Berza, T. 2000. The Getic-Srednogorie-Balkan-Severin-Danubian-Moesian terranes relationship: A major clue for the understanding of the Alpine belt of SE Europe. – *PANCARDI 2000 Abstracts, Vijesti, 32*, 3, 23-24.
- Codarcea, A., G. Răileanu, L. Pavelescu, N. Gherasi, S. Năstăseanu, I. Bercia, D. Mercus. 1961. Privire generală asupra structurii geologice a Carpaţilor Meridionali dintre Dunăre şi Olt. Ghidul excursiilor. C – Carpaţii Meridionali. Congresul al V-lea al Asociaţiei Geologice Carpatobalcanice, 4-19 Septembrie 1961, Bucureşti.
- Haydoutov, I. 1989. Precambrian ophiolites, Cambrian Island arc and Variscan suture in the South Carpathian-Balkan region. – *Geology*, *17*, 905-908.
- Haydoutov, I., S. Yanev. 1997. The Protomoesian microcontinents of the Balkan Peninsula – a peri-Gondwanaland piece. – *Tectonophysics*, 272, 303-313.
- Index to the Powder Diffraction File. 1966. American Society for Testing Minerals, Philadelphia.
- Jankovic, S. 1997. The Carpatho-Balkanides and adjacent area: a sector of the Tethyan-Eurasian metallogenetic belt. *Mineralium Deposita*, 32, 5, 426-433.
- Kräutner, H. G. 1996. Alpine and pre-Alpine terranes in the Romanian South Carpathians and equivalents south of the Danube. – In: *Abstracts Volume Terranes of Serbia*, Beograd-Brezovica, 1-8.
- Kräutner, H. G., B. Krstić. 2002. Alpine and pre-alpine structural units within the Southern Carpathians and the Eastern Balkanides. – Proc. XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, 53 (Special Issue).
- Kräutner, H. G., B. Krstić. 2003. Geological Map of the Carpatho-Balkanides between Mehadia, Oraviţa, Niš and Sofia. Geoinstitut, Belgrade.

- Mărunţiu, M., A. Seghedi. 1983. New data concerning the metamorphic rocks and metamorphic processes in the Eastern Almaj Mountains. – *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique, Géographie, série Géologie*, 27, 29-37.
- Mărunțiu, M. 1984. Structura internă și petrologia complexului ofiolitic Tișovița-luți (Munții Almăj). – Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie, Seria Geologie, 29, 44-54.
- Mărunţiu, M., R. P. Menot, C. Ţapardel. 1997. Cryptic variation and geochemistry of cumulate pile from Tişoviţa-luţi ophiolite: preliminary approach of magma chamber evolution and tectonic setting. – In: Geology of the Djerdap Area (Eds. A. Grubic, T. Berza). Intern. Symposium "Geology in the Danube Gorges. Geologija Djerdapa", 295-299.
- Savov, I., J. Ryan, I. Haydoutov, J. Schijf. 2001. Late Precambrian Balkan-Carpathian ophiolite – a slice of the Pan-African ocean crust? Geochemical and tectonic insights from the Tcherni Vrach and Deli Jovan massifs, Bulgaria and Serbia. – J. Volcanology and Geothermal Research, 110, 299-318.
- Săndulescu, M. 1984. *Geotectonica României*. Ed. Tehnică, Bucureşti, 334 p.
- Seghedi, A., T. Berza, V. Iancu, M. Mărunţiu, Gh. Oaie. 2005. Neoproterozoic terranes in the Moesian basement and in the alpine Danubian nappes of the South Carpathians. – *Geologica Belgica*, 8, 4, 4-19.
- Stoiciu, F., V. Bădiliţă. 2006. Contributions to the mineralogical study of the serpentinites of Ogradena-Sviniţa, Mehedinţi county. – Anuarul Institutului Geologic al României, 74 (special issue), 224.
- Von Quadt, A., I. Peytcheva, I. Haydoutov. 1997. U-Pb zircon dating of the Tcherny Vrach metagabbro, the West Balkan, Bulgaria. – Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci, 51, 1-2, 81-84.
- Zakariadze, G. S., A. Popevic, I. Haydoutov, T. Bayanova, S. Karpenko, S. Korikovsky, F. Mitrofanov, S. Karamata, S. Sergeev. 2006. The age, composition and origin of paleooceanic gabbros of Deli Jovan massive (NE Serbia).
 Proc. XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association (Special Issue), Belgrade, 697-698.

Recommended for publication by Department of "Geology and Prospecting of Mineral Deposits", Faculty of Geology and Prospecting

SUPRASTRUCTURE OF THE METAMORPHIC TERRAINS IN SOUTH BULGARIA

Ivan Dimtrov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; idim68@abv.bg

ABSTRACT. In Rhodope, Strandja and Sakar regions are exposed metamorphic rocks of different age and deformation history. Traditionally until the beginning of the eighties, these rocks were interpreted as a polymetamorphic and polydeformation terrain with Precambrian age. In the beginning of the eighties a progressively metamorphic model of Alpine development was proposed. During the nineties this model was synchronized with the modern concept of the metamorphic core complexes. The analysis of the literature indicates that in the environment of the Bulgarian academic practices the concept of the metamorphic core complex does not lead to valuable scientific ideas. For this reason, reexamination of the structure of the metamorphic rocks is proposed in this and in the next paper applying yet another philosophical concept, that is the concept for the supra- and infrastructure of the metamorphic terrains. Under suprastructure (superstructure in some works) a structural level in the crusts is understood in which upright folds and sub-vertical foliations predominate. Under infrastructure lower structural level is understood in which the folds are recumbent and the metamorphic foliation is shallowly dipping around domes. In Bulgaria the suprastructure has Alpine age.

СУПРАСТРУКТУРА НА МЕТАМОРФНИТЕ ТЕРЕНИ ОТ ЮГОИЗТОЧНА БЪЛГАРИЯ

Иван Димитров

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; idim68@abv.bg

РЕЗЮМЕ. В Родопите, Странджа и Сакар се разкриват метаморфни скали с различна възраст и деформационна еволюция. Традиционно до началото на осемдесетте години тези скали бяха разглеждани като полиметаморфен и полидеформационен терен с докамбрийска възраст. В началото на осемдесетте бе предложен прогресивно метаморфен модел на алпийско развитие. През деветдесетте новият модел бе преработен и синхронизиран с модерната концепция за метаморфните ядрени комплекси. Анализът на литературата показва, че в условията на българската академична практика концепцията за метаморфните ядрени комплекси. Анализът на литературата показва, че в условията на българската академична практика концепцията за метаморфните ядрени комплекси. Анализът на друга философска концепция, а имено концепцията за супра и инфраструктура в рамките на друга философска концепция, а именно концепцията за супра и инфраструктура в рамките на кихои работи) се разбира сорен структурен етаж, в който преобладават изправени гънки и суб-вертикална фолмация. Под инфраструктура се разбира долен структурен етаж, където гънките са лежащи, а метаморфната фолмация. В България супраструктурата е с алпийска възраст.

Introduction

Until the early eighties of the last century the Rhodope massif and the high-grade metamorphic rocks of the Strandja zone (SZ) has been described using the philosophical framework of Eskola (1948) who introduced the concept of the mantled gneiss dome. This philosophy was thoroughly reflected in the geological map of Bulgaria in scale 1:100000, which was published in the beginning of the nineties. Later the concept of the metamorphic core complex (e.g. Coney, 1980) was introduced as it replaced the mantled dome philosophy.

In fact everywhere in the world the old massifs previously examined as mantled domes were later reexamined as metamorphic core complexes. In most of the cases, the newly defined metamorphic core complexes are taught to have polymetamorphic history, like their predecessors the mantled domes, but in some cases the core complexes are believed to be monogenic edifices. The problem of interpretation, opposing poly-metamorphic against progressive metamorphic history of the core complexes, can be illustrated by the following citation of Armstrong (1982) who wrote: "Most confusion concerning core complexes arises because of differences in age of structures and multiplicity of deformation events. These differences are of two major types: From Canada to California the complexes are polygenetic – all contain evidence of Mesozoic metamorphism and deformation which is related to Cordilleran orogenic development in a setting of plate convergence. All the complexes have also been overprinted by an episode of crustal extension during the Cenozoic. In Arizona most complexes are monogenetic-exclusively the result of Cenozoic extension. Episodes of regional extension during the Mesozoic have not been clearly resolved, and potentially are further complexities of the polygenetic core complexes".

It can be added that recent high precision geochronology reported in numerous papers confirmed not only Mesozoic but also Paleozoic and Precambrian metamorphism and deformation for many of the core complexes. The geometry and mechanics of the core complex formation is also problematic. With respect to the extensional stage, it can be mentioned that nowhere in the world the amplitude of displacement along low angle normal (detachment) faults have been scientifically proven. The nature of the thrusts during the compression stage is even murkier.

The Balkan (Bulgarian) model of core complex was suggested for Osogovo-Lisets (Kounov et al., 2004), Rhodope

(e.g. Bonev et al., 2006), and Strandja-Sakar (Ivanov et al., 2001) tectonostratigraphic domains (Fig. 1). Specific features of the Bulgarian style core complex is that it does not have polymetamorphic and polydeformational history like the Cordilleran core complexes and like all massifs in Europe, which have Caledonian and Variscan relict structures but it is interpreted as a single-stage, compression-extension alpine buildup in spite of the isotopic and stratigraphic evidence for older ages of the protholite, which in the case of Rhodope are reported to be Proterozoic (Kozoukharov, Timofeev, 1979). Such oversimplification results in mixing of old, say Hercinian or Caledonian structures with Alpine structures. Even if the idea for the metamorphic core complex correctly describes the latest extensional structures, formed during exhumation of an old massif, in the Bulgarian context this concept is severely compromised, because it ignores the polymetamorphic history. The evidence of polymetamorphic and polydeformation history of the high-grade metamorphic rocks, and part of the low-grade metamorphic rocks in Bulgaria are overwhelming.

Fig. 1. Orientation map of the study area showing the regions of Rhodope, Sakar and Strandja, for which the supra – infrastructure relationships are discussed in this paper

In search of a philosophical framework capable of accommodating numerous evidence of multiple metamorphism, multiple intrusive activity and complex fold interference we are better to reinterpret the metamorphic rocks in terms of yet another tectonic concept. It must be suitable for explanation of polymetamorphic and polydeformational history, and should not allow room for oversimplification.

A replacement of the monogenic metamorphic core complex is easily available. It has common features with the polygenetic metamorphic core complex and with the mantled domes of Escola. Because, it is not so easy to digest in the "paper generator" it is not overused and corrupted yet. In this paper, which is split in two part, respectively part (I) Suprastructure and part (II) Infrastructure, the supra-infrastructure concept (e.g. Wegmann, 1935; Haller, 1956; De Sitter, Zwart, 1960; Haller, 1971; Higgins, 1976; Murphy, *1986;* Carreras, Capella, 1994; Culshaw et al., 2006) is delineated and reshaped in the context of the South Bulgarian metamorphic rocks. In the second paper (Infrastructure), comments are made from the point of view of the geometric structural geology and basic overprinting relationships in order to justify the need for a change in the research strategy.

Definitions for suprastructure and infrastructure

The literature review, suggests that the suprastructure – infrastructure concept has two very significant advantages with

respect to the concept of the metamorphic core complex. The first advantage is that it is very flexible and can accommodate with ease polymetamorphic and polydeformational history. The second advantage is that by definition it requires detailed studies of the fold interference pattern and the recumbent folds in particular, which will compel the researchers to turn more attentions to the geometric structural geological and stratigraphic relationships instead of ignoring them as many prefer to do it now. Finally, this concept allows transition to other models, such as the channel–flow model (e.g. Williams et al., 2006), which is gaining repute at present, so it can allow "academic productivity and scientific longevity" of the workers who embrace it.

A suprastructure is usually defined as a higher structural level with greenschist-grade metamorphism, upright folds and vertical foliations, and an "infrastructure", as a deeper structural level with amphibolite-grade metamorphism, recumbent folds and dome-shaped, gently dipping foliations (Zwart, 1979; Murphy, 1986).

The change from infrastructure to suprastructure is commonly attributed to rheological differences resulting from different grades of metamorphism (De Sitter and Zwart, 1960). Another view is that the transition from suprastructure to infrastructure involvs progressive increase of shear strain and consequent rotation, extension and reactivation, so the angle between the steep and shallowly dipping foliations, progressively decreases with depth until, eventually, only one schistosity is observed (Aerden, 1994). The foliation in the infrastructure is generally considered to be younger and to have formed during subsequent crustal extension; however, new data show that the gently dipping foliation in the infrastructure is commonly rotated and extended instead of being an younger one (Aerden, 1994). For the specific case with the high-grade metamorphic rocks in south Bulgaria Aerden's finding is of particular value, because evidences exists of large unconformities and multiple metamorphism, which separate alpine form pre-alpine basemen rocks in such a way that the foliation in the pre-alpine infrastructure can not be interpreted as younger than the foliation in the alpine suprastructure.

Different options exist for interpreting the recumbent and the upright folds in the infrastructure and suprastructure. The author prefer the model according to which most folds in the crust are formed originally as an upright folds, which are later transformed to recumbent folds by tilting and lateral shear due to doming of the underlying basement (e.g. Echtler, 1990). Some researchers would insist that recumbent folds can be formed directly by simple shear related to nappe emplacement in spite of the strong opposition to this model (e.g. Ez, 2000), however it is unlikely that most of the recumbent folds in the old massifs and especially in Rhodope and SZ are formed this way. The formation of recumbent folding requires lateral accommodation of space. If nappe-related simple shear is involved we have to allow it to happen by exhuming the massif high enough to allow space for lateral collapse of the rock above the doming segment. The above consideration leaves as with the conclusion that the recumbent folds and the upright folds in the old massifs are most likely of different age, and so are the associated with them shallowly dipping and sub-vertical foliations of the infrastructure and suprastructure. In the case of Rhodope existence of foliations of different ages can be

Fig. 2. Lower hemisphere equal area projections of metamorphic foliation and bedding from Sakar and east Strandja. (a) Bedding planes measured over area of approximately 4000 km² in SZ. (b) Enveloping surface to a folded (F_{3} s) dyke, quarry near village Drianovo. The axial surface of the steeply plunging fold is striking close to north south. (c) Simultaneously folded bedding and greenshist metamorphic foliation, south of village Crumovo, SZ. Both foliation and bedding participate in a recumbent fold (F_{1} s), which was later refolded by upright folds (F_{2} s) with east-west striking axial surface. Hinges of second order (F_{2} s) are shown on the same projection

proven with thin sections of fold hinges, and with variety of macroscopic overprinting relationships. In general in Rhodope and in SZ the entire high-grade sequence was folded by recumbent folds, which were later refolded by at least two generations of upright folds (Fig. 2-3).

Description of the suprastructure

Fold generations in the suprastructure

The geological structure of the metamorphic rocks in South Bulgaria is dominated by the interference of three regional alpine fold generations expressed in a similar way in the Sakar-Strandza Zone and in Rhodope (Figs. 2 and 3). The two younger generations (F_{2S} , F_{3S} in the SZ, and F_{2r} , F_{3r} in Rhodope) form the suprastructure but the older fold generation (F_{1S} , in SZ and F_{1r} , in Rhodope) contains the relics of a reworked (transposed) basement, which may have played the role of infrastructure for even older, variscan and pre-variscan deformations.

F₃s and F₃r folds

 F_{3S} in SZ are sporadically developed. The strike of the axial planes is predominantly north-south and the fold hinges are steeply plunging because of fold interference. The F_{3S} folds were superimposed on older folds with east-west striking axial planes. In SZ F_{3S} folded upper cretaceous dykes. Folds with north-south striking axial planes were also described in the eastern Balkan as they were interpreted as Paleocen in age (Paskalev, 2005).

In Rhodope the F_{3r} have mostly north-south striking axial planes (lvanov, 1961) but wider variations to northwest and northeast are present. These folds are visible on the structural maps (Kozoukharov, 1965), where trajectories of the metamorphic foliation are shown. The age of F_{3r} is most likely the same as that of F_{3s} .

F₂s and F₂r folds

This is the dominant fold geometry in Rhodope, SZ and the Balkan. F₂s's axial planes are striking east-west or southeastnorthwest. The fold hinges are horizontal or shallowly plunging. The scale of folding is hundreds of meters or kilometers. The initiation of the folding is protracted in the time. In West Bulgaria they are generally considered to be Austrian (middle cretaceous) (e.g. Antonov, 1978), however in East Bulgaria upper cretaceous volcanic strata are folded by F2s. Recent review suggests that in Central and East Bulgaria some of these folds are discordantly covered by priabonian, while others are pre-maastrichtian in age (Nachev, Nachev, 2001). It is likely that the east-west trending folds were developed during the entire alpine orogenesis, however in different pulses. In general these folds are roughly synchronous to the formation and erosional destruction of the upper cretaceous volcanic ark in Bulgaria. In the SZ, locally penetrative axial planar cleavage S₂ is related to these folds (Fig. 3b).

F1s and F1r folds

Interpretations about folds and thrusts of upper Jurassiclower Cretaceous age are common in the Bulgarian literature (e.g. Savov, 1962; Cankov, 1983). These alpine structures are recumbent and form the alpine infrastructure. The existence of such structures has justified the hypothesis for the nappe edifices of the Rhodope and SZ (e.g. Burg, et al., 1990; Gocev, 1991; Burg et al., 1996;). So far, however clear distinguishing between nappes and recumbent folds are not made, so it is vary likely, that the flat lying structures are in fact recumbent folds that repeat the same sequence, rather than nappes or thrusts with large displacement that juxtapose different rock sheets. In reality the time of initiation and the stratigraphic control of these structures are not clear. It can only be said that they are superimposed on Triassic and Jurassic rocks but are injected and disrupted by the upper cretaceous magmas (e.g. Ivanov, 2000).

In the pre-upper cretaceous rocks of SZ are developed two metamorphic foliations. The older foliation So-1 is penetrative and of greenschist to lower amphybolite facies grade. Commonly it is close to parallel with the lithological layering and nearly always is folded together with the layering in recumbent F1s folds (Maliakov, 1976).

Because the folds are recumbent and the lithological layering is transposed in their limbs both are folded together by later upright folds ($F_{3}s$, $F_{3}r$, $F_{2}s$, $F_{2}r$) and participate in complex

structures, such as antiformal synclines of synformal anticlines (Fig. 3a,b). Because of which their geometry is difficult to study and understand. Sub-vertical fracture or crenulation cleavage is usually related to the upright folds. Only small number of F_1s and F_1r folds is directly observable on the field (e.g. the Marvodol synformal anticline in Southwest Bulgaria) but their widespread presence is indicated by structural analysis, when cleavage bedding relationships are studied or structural diagrams of cleavage and bedding in which both cleavage and bedding participate in the girdles of later folds (Fig. 2c).

In high-grade rocks such as the rocks in Rhodope F₁r folds are distinguished from older pre-alpine recumbent folds because in their hinges the pre-alpine high-grade metamorphic foliations are folded or week axial planar foliation related to regressive metamorphic alteration (diaphtoresis) transects the hinge area. The low-grade metamorphic foliation in Rhodope is analogous to the So-1 in the SZ. Nearly everywhere, except in the fold hinges this foliation is parallel to older high-grade foliation is transposed to shallow dips and is parallel to the older schistosity suggest that the limbs of all folds older than F_1r are also transposed are now dipping at shallow angles forming recumbent folds of microscopic to kilometer scale.

Fig. 3. Schematic block diagrams of the main stratigraphic and structural geological relationships in south Bulgaria. (a) Block diagram showing two unconformities and two upright fold systems (F_{2S} , F_{3S} , F_{2r} , F_{3r}) overprinting a recumbent fold system (F_{1S} , F_{1T}). The photograph to right shows metaconglomerate from the permo-triassic unconformity in Sakar. The meta-conglomerate comprises deformed blocks of Paleozoic granite included in metamorphosed matrix, locality "Chernite kamany", south of Topolovgrad. (b) Block diagram of refolded recumbent folds in Rhodope and SZ. In the recumbent folds lithological layering (S_0) and metamorphic foliation (S_1) participate. The upright folds have sub-vertical axial planar crenulation cleavage (S_2) shown on the photograph to right

Fold interference

Together the folds with north-south and east-west striking axial planes form dome and basin interference pattern. The domes are slightly elongated in east-west direction and their limbs are dipping between 20-45°. The upper age boundary of the dome formation in the Rhodopes is given by the age of the unmetamorphosed but folded breccia-conglomerates of the Central and East Rhodopes (Goranov, Atanasov, 1991; Boyanov, Goranov, 2001). The breccia-conglomerates are covered by sub-horizontal strata of priabon-oligocen age. The geometrical superposition of fold generations F_2r , F_2s , F_1r and F_1s results in such an interference, that the beds from the inverted limbs of the recumbent folds outcrop in the cores of the domes.

Geodinamic setting during the suprastructure formation

In present day coordinates, the lithotectonic boundaries in Bulgaria are striking mainly east west-and to a lesser extend northwest-southeast (100-120SE). The boundaries of the modern continental basins, the major faults and the boards of the large intrusions also have this strike, which coincides with the axial plane orientation of the main alpine folds from the suprastructure (F₂s and F₂r). It can be argued that the sediments up to the Upper Jurassic time have been deposited in basins, which were also elongated in this direction (e.g. Nachev, Nachev, 2001). During folding lateral shortening perpendicular to this direction and shear parallel to it happened. It is difficult to argue to what extend transpression and to what extend simple shear are responsible for the deformation but it is known that both can produce the same final result. It is also clear that the shear on a regional scale was channeled predominantly east-west. In this sense the dominant deformation mechanism responsible for the suprastructure formation is most likely wrenching. The folds formed during multiple shear episodes of wrenching are "crossfolds" in the sense of O'Driscoll (1964). This mechanism can explain their orientation, the interference pattern between the upright folds as well as the "an echelon" (e.g. Antonov, 1978) arrangement.

Conclusions

The brief review of the supra-infrastructure relationships in Bulgaria indicate that the folds and foliations of the supra and infrastructure were formed at different times. The folds of the suprastructure have been superimposed on the infrastructure, and refolded its foliation. The supra-infrastructure division is not strict but relies on general trends in the tectonic development. It is known that recumbent structures have been formed in upper cretaceous time and even in the paleogen but in general for infrastructure here are understood recumbent structures, which were refolded by the upper cretaceous and later upright folds. These structures affected triassic and lowermiddle jurassic rocks, so obviously they predate the main alpine deformation. Recumbent structures however are present in the Paleozoic and Precambrian, where they form pre-alpine infrastructure. The separation of the alpine from the pre-alpine infrastructure is one of the main problems of the Bulgarian aeology. One of the strongest time criteria still not used in the Bulgarian geology is separation of metamorphic rocks with

one, two or more foliations. Particularly useful is this criteria in the SZ, where low grade metamorphic rocks with one cleavage and with two cleavage can be observed. The other main problem is the age of the folding events of the suprastructure. All evidence indicates that there were not single-phase, timeconstrained folding events. The upright folds have been formed at different times, when different alpine basins have been closed.

Acknowledgements. Funding for this research was received by the National Science fund – project NZ-1517/05.

References

- Aerden, D. G. A. M. 1994. Kinematics of erogenic collapse in the Variscan Pyrenees deduced from microstructures in porphyroblastic rocks from the Lys-Caillaouas massif. – *Tectonophysics*, 238, 139-160.
- Antonov, M. C. 1978. Relationships between alpine fold structures in part of the central and western Balkanides. – 25 years Institute of Mining and Geology, Jubilee Scientific Conference, Varna 25-27 May, 105-111 (in Bulgarian).
- Armstrong, R. L. 1982. Cordilleran metamorphic core complexes. From Arizona to Southern Canada. – Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 10, 129-54
- Bonev, N., J. P. Burg, J. Ivanov. 2006. Mesozoic-Tertiary structural evolution of an extensional gneiss dome – the Kesebir–Kardamos dome, eastern Rhodope (Bulgaria– Greece). – Int. J. Earth Sci., 95, 318–340
- Boyanov, I., A. Goranov. 2001. Late Alpine (Palaeogene) superimposed depressions in parts of Southeast Bulgaria. — *Geologica Balc.*, 31, 3-36.
- Burg, J.-R., Z. Ivanov, L.-E. Ricou, D. Dimov, L. Klain. 1990. Implication of shear sense criteria for the tectonic evolution of the Central Rhodope Massif, Southern Bulgaria. – *Geology*, 18, 451-454.
- Burg, J.-R., L.-E. Ricou, Z. Ivanov, I. Godfriaux, D. Dimov, L. Klain. 1996. Syn-metamorphic nappe complex in the Rhodope Massif. Structure and kinematics. – *Terra Nova*, 8, 6, 6-15.
- Cankov, C., 1983. Alpine deformations in Saint Ilia ridge. Geotectonics, Tectonophysics and Geodynamics, 16, 19-42. (in Bulgarian)
- Carreras, J. I. Capella. 1994. Tectonic levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *J. Str. Geol.*, *16*, 11, 1509-1524.
- Coney, P. J. 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: An overview. – *Geol. Soc. Am. Mere*, 153, 7-31.
- Culshaw, N.G., Beaumont C., R.A. Jamieson. 2006. The orogenic superstructure-infrastructure concept: Revisited, quantified, and revived. *Geology*, 34, 733-736.
- De Sitter, L. U., H. J. Zwart. 1960. Tectonic development in supra and infra-structures of a mountain chain. *Proc.* 21 *Int. Geol. Congr. Copenhagen,* 18, 248-25.
- Echtler, H. 1990. Geometry and kinematics of recumbent folding and low-angle detachment in the Pardailhan nappe (Montagne Noire, Southern French Massif Central. *Tectonophyslcs,* 177, 109-123
- Eskola, P. E. 1948. The problem of mantled gneiss domes. *Geol. Soc. London Quart. J.*, 104, 461-476.
- Ez, V. 2000. When shearing is a cause of folding. *Earth-Science Reviews*, *51*, 155–172.

- Gocev, P. M. 1991. The alpine orogen in the Balkans: a polyphase collisional structure. *Geotect. Tecton. Geod.*, 22, 3-44
- Goranov, A., G. Atanasov. 1991. Lithostratigraphy and formation conditions of Maastrichtian-Paleocen in Krumovgrad district. *Geologica Balc.*, 22, 3, 71-82.
- Haller, J. 1956. Probleme der Tiefentektonik: Bauformem in Migmatit- Stockwerk der ostgrönlandischen Kaledoniden. – Geol. Rundsch., 45, 159-167.
- Higgins, A.K. 1976. Pre-Caledonian metamorphic complexes within the southern part of the East Greenland Caledonides. *J. Geol. Soc. London, 132*, 289-305.
- Haller, J. 1971. *Geology of the East Greenland Caledonides*. Interscience, New York, 413 p.
- Ivanov, R. 1961. Stratigraphy and structure of the crystalline rocks of eastern Rhodope. – *Trav. Geologie Bulgarie, Ser. Geochem., Mineral. Petrogr.*, 2, 69-119 (in Bulgarian).
- Ivanov, I. 2000. Overturned stratification in the green rocks from the southeastern periphery of Svety Ilija Ridge. – Geological Conference – Bulgarian Geology on the Threshold of 21st Century. Sofia, 145-146.
- Ivanov, Z., I. Gerdjicov, A. Kunov. 2001. New data and considerations for the structure and tectonic evolution of the Sakar region, southeast Bulgaria. – Ann. Univ. Sof, GGF, 1, Geol., 91, 35-80. (in Bulgarian)
- Kozoukharov, D. 1965. Structure of the crystalline rocks of central Rhodope. *Bulletin NIGI*, *2*, 131-167 (in Bulgarian).
- Kozoukharov, D., B. Timofeev. 1979. First findings of microfitofossils in the Precambrian of the Rhodope massif. – Compt. rend. Acad. bulg. Sci., 32, 12, 1691-1699 (in Bulgarian).
- Kounov, A. Seward D. Bernoulli, D. Burg, J.-P., Z. Ivanov. 2004. Thermotectonic evolution of an extensional dome: the Cenozoic Osogovo–Lisets core complex (Kraishte

zone, Western Bulgaria). - Int. J. Earth Sci., 93, 1008-1024.

- Maliakov, I. 1976. On the age and tectonic position of the lowgrade metamorphic rocks of southeast Strandja. – *Geotectonics, Tectonophysics and Geodynamics, 5*, 57-78 (in Bulgarian).
- Murphy, D. C. 1987. Suprastructure-infrastructure transition, east-central Cariboo Mountains, British Columbia: geometry, kinematics and tectonic implications. – J. Str. Geology, 9, 1, 13-29.
- Nachev, I., Ch. Nachev. 2001. Alpine plait-tectonics of Bulgaria. ARTIC, Sofia, 198 p. (in Bulgarian)
- O'Driscoll, E. S. 1964. Cross fold deformation by simple shear. - Econ. Geol., 59, 1061-1093.
- Paskalev, M. 2005. Laramid structures in Eminska Stara Planina. – *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 66, 1-3, 71-73 (in Bulgarian).
- Savov, S. 1962. Tectonics of south Strandja. *Contributions* to the Bulgarian Geology, 1, 253-298 (in Bulgarian).
- Zwart, H. J. 1979. The geology of the central Pyrenees. Leid. geol. Meded., 50, 1-74.
- Zwart, H. J. 1986. The variscan geology of the Pyrenees. Tectonophysics, 129, 9-27.
- Wegmann, C.E. 1935. Zur Deutung der Migmatit. Geol. Rundschau, 26, 305-350.
- Williams, P. F., D. Jiang, S. Tin. 2006. Interpretation of deformation fabrics of infrastructure zone rocks in the context of channel flow and other tectonic models. – In: *Law, R. D., Seearle, M. P., Godin, L. (Eds.) Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. – Geological Society, London, Sp. Publ., 268, 221-*235.

Recommended for publication by Department of Geology and Paleontology, Faculty of Geology and Prospecting

INFRASTRUCTURE OF THE METAMORPHIC ROCKS IN SOUTH BULGARIA – DISCUSSION

Ivan Dimitrov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; idim68@abv.bg

ABSTRACT. The infrastructure of the metamorphic rocks in South Bulgaria comprises strata involved in recumbent folding. It appears very difficult to distinguish alpine recumbent folds from pre-alpine recumbent folds. Apparently the recumbent folds have been refolded at different time, however because of lack of reliable structural geological investigations the fold generations are not systematized. In addition to the folding problem, very conspicuously a problem with the interpretation of the lineations and other minor structures exist. In Bulgaria the lineation is used as a powerful criterion for solving problems of time and space, such as separation of lithotectonic units (e.g. Ardinska and Asenishka units in the Rhodopes). In reality studying of the stretching lineation is not new and universal method. In Bulgaria stretching lineations, parallel to the axes of the folds, is measured as a rule. However, only in very isolated case, when the folds are true sheath folds formed by extreme shear, the stretching lineation is really parallel to the axes of the folds. In most cases, the stretching lineation is perpendicular to the axes of the folds. It is not sure at all that most of the folds in the Rhodopes are sheath folds. Even if lineation parallel to the axes of the folds is measured, it is not parallel to the fold axes. Lots of evidences are available that the lineation in the Rhodopes is of many different types and that old reworked lineations are frequently encountered.

ИНФРАСТРАКТУРА НА МЕТАМОРФНИТЕ СКАЛИ ОТ ЮЖНА БЪЛГАРИЯ - ДИСКУСИЯ Иван Димитров

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; idim68@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Инфраструктурата на метаморфните скали от Южна България се формира от скалите, засегнати от лежащи гънки. Оказва се много трудно да бъдат разграничени алпийски лежащи гънки от доалпийски лежащи гънки. Очевидно лежащите гънки са пренагънати в различно време, но поради липса на надеждни структурно-геоложки изследвания гънковите генерации не са систематизирани. В допълнение на проблема с гънките съвсем очебийно се налага проблема с интерпретацията на линейността и други дребни структури. Линейността в България се използва като могъщ критерий, чрез който се решават въпроси за пространство и време, като например отделянето на литотектонски единици (Ардинска и Асенишка единици в Родопите и др.). В действителност изучаването на линейността на разтягане изобщо не е нова и универсална методика. У нас като правило се мери линейност на разтяганер паралелна на осите на гънките. Обаче само в много изолираните случаи, когато е проявен един специален тип гънки на срязване – ножични гънки, формирани при екстремално срязване, линейността наистина може да бъде паралелна на осите им. В повечето случаи тя е перпендикулярна на осите на гънките. Изобщо не е сигурно, че повечето от гънките в Родопите са гънки на срязване, а още по-малко ножични гънки. Даже и да се измери линейност паралелна на осите на гънките, това не означава, че тя е паралелна на посоката на тектонски транспорт. Напротив, посоката на тектонски транспорт почти винаги съответства на посоката на регионално свиване, която е перпендикулярна на осите на гънките. От друта страна, налице са много доказателства, че линейността в Родопите е от най-различни типове и че се срещат стари и пренагънати и пренагънати линейности.

Infrastructure description

The text below is focused predominantly on the infrastructure of the Rhodopes with minor reference to the infrastructure of the Strandja-Sakar Zone (SZ) in South-East Bulgaria. The main assumptions and models used for academic description of Rhodope are examined critically with the aim of provoking discussion on some unresolved or ignored problems.

Folds or thrusts?

It is very significant if the flat-lying structures in transposed terrain such as the Rhodope or Strandja-Sakar zone (SZ) are recumbent folds, thrusts or nappes (Fig. 1a). If they are recumbent folds, then the younging directions are inverted, while in the nappe sheets the beds may be facing normally.

For the creation of its geological map of the central Rhodope D. Kozoukharov (e.g. Kozoukharov, 1965; Kozoukharov, 1968, unpublished Ph.D. theses; Kozoukharov, 1984) assumed that there is not large recumbent folds and significant thrust displacements, which would interfere with the stratigraphic superposition. This allowed him to elaborate on a lithostratigraphic scheme, which was later used in one or another way by all authors. The proponents of the nappe tectonics in Rhodope (e.g. Ivanov et al., 1984; Ivanov et al., 1985) also assumed that normal superposition is preserved in the nappes.

If recumbent folds dominate, the source rocks can be considered locally derived, because the same strata repeat in the sequence. If large nappes are present, large tectonic transport may have taken place, such as one involving transportation from hundreds of kilometers, as it was suggested for the Rhodopes (e.g. Burg et al., 1990, Burg et al., 1996a, 1996b; Dimov et al., 2000). However, in this case the rock strata in the tectonostratigraphic units proposed in the nappe model for the Rhodopes would be alien to each other, because rocks from different source areas are involved. So far, the existence of significant recumbent folds in Rhodope has been rejected or ignored by all main researchers. The reasons for that are pretty obvious. If such folds exist, the superposition is not normal and lithostratigraphy can be made only by very detailed correlations and structural analysis in which possible repetition of strata is accounted. If recumbent folds exist, then the thrust models assuming large displacement and the tectonostratigraphic subdivision based on it will not be correct. The simple compression-extension sequence of deformation events (the metamorphic core complex) also would not be correct in many of its assumptions. However, there is one small problem! In detailed study alternation of "S" and "Z" geometry of small folds (Fig. 1b) will be encountered and mesoscopic refolded recumbent folds will be observed. A researcher will find numerous folds with shallowly dipping axial planes (Fig. 1c-d), and suspicious repetitions of lithology uphill. Similar to the Rhodope is the situation in the SZ, where recumbent folds are also present. The shallowly dipping structures in the SZ are usually interpreted as thrusts, however cleavage bedding relationship for inverted fold limbs are most frequent. In some rare cases, large recumbent folds are proven in the SZ by detailed structural studies combined with drilling that uncovered inverted stratigraphy (e.g. Maliakov, 1976).

Are the thrusts in Rhodope sinmetamorphic?

It is commonly stated that the thrusts in the Rhodopes are synmetamorphic (e.g. Dimov, 1994; Burg et al., 1996a). The natural questions to ask are: Is there only one regional metamorphism, and only one generation of thrusts, and if not to which metamorphism the thrusts are synmetamorphic? The tectonic model for the Rhodopes, which dominates at present (e.g. Burg et al., 1996b; Dimov et al., 2000; Bonev et al., 2006) is based on the assumption, that the thrusts are synmetamorphic to an alpine metamorphism. Basic field observations suggest that this idea is oversimplification (e.g. Zagortchev, 1994; Dimitrov, 2001). It is easy to spot, that the structure is too complex (Fig. 2a,b) in order to be formed only in one orogenic cycle, and in many ways the Rhodopes are similar to the other old massifs in Europe, which have prealpine Variscan and Caledonian imprints. Why should the Rhodopes be different? Secondly, numerous exposures show overprinting relationships of postmetamorphic thrusting (Fig. 2b). On Fig. 2 the aplites are cutting early high-grade metamorphic foliation. That suggests, that thrusting may be synchronous to the aplite injection, but not to the high-grade metamorphic foliation, which was folded and sheared prior to the aplites. At best, the thrusts are synchronous to lower grade "diaphthoresis", which is superimposed on most of the highgrade rocks in the Rhodopes and is described in numerous texts. On the other hand, some transposed folds, have hinges, that are overprinted by high-grade foliations. In all cases, alpine and pre-alpine structures have to be recognized.

Structural geological controversies of the Rhodopian infrastructure

On of the most frequently encountered statements about the Rhodopes is that stretching lineation is abundant, and "stretching lineation is parallel to the axes of the folds and to the direction of tectonic transport". Consequently, based on this assumption, the Central Rhodope is divided into major tectonostratigraphic units (e.g. Ardinska unit and Asenishka unit), which differ in direction of tectonic transport, found by the orientation of the stretching lineation (e.g. Dimov, 1994; Dimov et al., 2000). However, the assumption, that tectonic transport is parallel to the axes of folds, is very controversial from structural geological point of view and will be addressed in the text below.

Fig. 1. (a) Conceptual difference between a recumbent fold and a thrust (nappe) . In the recumbent fold the younging is inverted, while in the nappe pile repetition of sheets with normal stratigraphy may occur; (b) Change in the minor fold vergence uphill; (c) Large recumbent fold comprising schists in the core and marbles in the limbs observed in the eastern slope of the Chepelarska river, south of Asenvgrad. The observation section is oriented approximately north-south; (d) Recumbent fold closure (high-grade foliation is folded in the hinge; the fold's axial surface participates in gentle F₂r-F₃r dome; the exposure is located south of Rojen)

Pseudo-structures in Rhodope Pseudo-sheath folds

Extreme shear gradients are suggested for the Rhodopes (e.g. Burg et al. 1990; Burg et al., 1996a,b; Dimov, 1994; Gerdjicov, 2004), which were unraveled by kinematics analysis. However, true sheath folds in the sense of Cobbold and Quinquis (1980) are rarely encountered in the Rhodopes. They are vaguely mentioned in the texts of the papers (e.g. Burg et al., 1996a) and not shown on photographs or subjected to orientation or shape analysis. The personal observations of the author show, that most of the candidates for sheath folds are in fact flattened or conical interference forms produced by superposition of upright folds on recumbent folds. Such interference forms of course can not be used for kinematics analysis. Since proper descriptions of sheath folds in the regional literature are missing, it is impossible to confirm or reject the suspicion that sheath folds are rare or not present at all. The "pseudo-sheath" folds are observed mainly in vertical cross sections. They are varieties of "basin and dome" or "eggcarton" interference pattern. The key for formation of this interference pattern is the existence of transposed folds with shallowly dipping axial surfaces, which were refolded in later deformation events.

Pseudo-detachment surfaces

Indeed there are shear surfaces separating the marbles of the variegated upper complex from the granite-gneisses of the lower complex (here lower and upper are used in the sense of (Kozoukharov, 1984). These shear surfaces were located on the sheets of the geological map of Bulgaria in scale 1:100000 and on previous reports and publications as thrusts, normal faults or "nadseds" (reverse faults). In reality, it is natural to expect shear on the contact between marbles and granitic gneisses. It is also natural to expect shear in the limbs of flexural slip folds, where strata of different lithology are folded. Indeed, the post-metamorphic upright folds of the suprastructure, that refolded the transposed strata, are flexural slip folds. The slip in the limbs of these folds is marked by slickenside striation. Locally, this slip may evolve into brittleductile shear zones of limited displacement. At present, some shears are shallowly dipping and qualify for detachment faults but others are steeply dipping. Even for the shallowly dipping shear surfaces it is not sure at all, that they have been originally formed as shallowly dipping (detachment) surfaces. It is likely, that they have been tilted to shallow dips after their initiation; because some shear surfaces are folded by later upright folds, and comply with the fold curvature. It is possible that these shears accommodated some extension, as the core complex model require, but the magnitude of extension, the original dip and the time, when they were first initiated is complete mystery.

Significance of the boudinage

In the texts discussed here (e.g. Dimov, 1992; Dimov, 1994; Burg et al., 1990, 1996a,b; Dimov et al., 2000) the boundins are considered equivalent to the stretching lineation, and parallel to the boudin axes is inferred the direction of tectonic transport. The author of this text measured the axes of boudins in the Vacha valley in the Central Rhodopes and found that they are really parallel to the axes of the folds. It is how it should be. However, there is a problem, because the direction of tectonic transport is not parallel to the axes of the boudins but at high angle to it. That is, if in the Central Rhodopes in the valley of the Vacha River, the fold axes are approximately north-south and the boudin axes are approximately north-south trending, then the tectonic transport can not be north-south as stated. In the same area, the tectonic transport directly observed from structures such as that shown on Fig. 2a is in fact close to west-east.

Fig. 2. (a) Conceptual block-diagram showing the geometrical relationships between various fold generations in the Rhodope massif. The block diagram was compiled from reinterpretation of unpublished geological map of the Central Rhodopes in scale 1:25000, assembled by D. Kozoukharov, stereographic projections and digital photographs of exposures. (b) Shallowly dipping shear surfaces injected by aplitic veins (black) that separate thrust sheets. The structure indicates dextral shear to east-northeast (80ENE). The axes of the recumbent folds (F1r) are striking north, that is perpendicular to the observation surface. In the F1r folds, high-grade metamorphic foliation is folded, which is locally cut by the aplites. Some of the aplitic veins are also shear-folded in the same dextral sense. The shear surfaces and the recumbent folds are folded in turn by gentle domes formed by the interference of the F_2r and F_3r . The outcrop is parallel to the axial plane of F2r that is why the aplitic veins appear sub-horizontal in the section. Artificial outcrop in the locality Cankov kamak redrawn from a digital photograph

If it is from west to east the north-south oriented axes of boudins make complete sense. Otherwise, we are in gross inconsistency with the basics of structural geology, where the significance of the boudins is clearly exposed (for reference Wilson, 1985, Fig. 64).

Refolded early lineation

Refolding of early lineation is very common, and it can modify the lineation orientation making it unusable for kinematics analysis, unless very complex unfolding procedures are applied. It is shown on Fig. 3a how two different stretching lineations (Lh,Li) can be formed out of one primary lineation, that was folded around recumbent fold axes. Since recumbent folds are common in Rhodope and different generations of folds are present, refolding of lineations would be a rule, rather than exception. The orientation of the stretching lineation will depend on the reorientation pattern imposed by the folding. However, attempts to unfold lineation or evidence that fold geometry is accounted in the lineation studies in Rhodope are not present.

Pseudo-mineral (stretching) lineation

This lineation is formed by intersection of thin metamorphic layering such as gneissosity or shistosity and the outcrop surface (Fig. 3b). In essence, it is intersection lineation not stretching lineation. It can be sub-parallel to the axes of the transposed recumbent folds of the infrastructure, most of which are of unknown age, or it can be related to the open, upright, alpine folds of the suprastructure. In the second case, its orientation varies according to the geometry of the suprastructure folds. The observations of the author are that in localities, where existence of mineral stretching lineation is suggested (e.g. Dimov, 1994; Dimov et al., 2000) in fact intersection lineation is present. It might be, that intersection lineation is mistaken for stretching lineation. Of course, the intersection lineation can not be used for kinematics analysis in the way the stretching lineation is used. It is noteworthy, that the proponents of the nappe concept do not distinguish intersection lineation in Rhodope. The author of this text did not find reference for such lineation. Is it possible that it is completely absent in Rhodope?

Detachments relative to folds

The core complex model needs to accommodate two generations of upright folds. There is little or no comment so far on the role of the suprastructure's upright folding. When it happened? It must have happened during the extensional stage of the core complex formation. But how folding happens in extensional deformation? The general impression of the author is that some of the shear surfaces are in fact folded by the upright folds of the suprastructure. It is stated that the extension was of Oligocene-Miocene age (e.g. Bonev et al., 2006). However, paleonthological dating and stratigraphic correlations of the unmetamorphosed molasse sediments deposited on top of the high-grade rocks suggest, that at least part of the high-grade metamorphic sequence was at daylight surface as early as Maastrichtian-Paleocen (Goranov, Atanasov, 1991). That makes pretty slow exhumation. If the daylighting happened in the Maastrichtian, and upright crossfolding at shallow depths, which results in doming, happened prior to the Oligocene, then how important is the Oligocene extension?

Fig. 3. (a) Sequence of sketches illustrating refolding of a lineation by a recumbent fold. Starting from a flat surface the lineation is folded around the hinge of a recumbent fold, so in the upper limb it acquires position (Lh), and in the inverted limb the position of the same lineation is (Li). Underneath are shown Lh and Ll projected on a horizontal map plane, where they appear as two different orientations. If the recumbent fold is large and there is significant distance in vertical direction between the normal and inverted limb of the fold the two lineation directions may be interpreted as different lineations formed in different tectonostratigraphic units (e.g. Asenishka and Ardinska units). (b) Intersection lineation formed by intersection of thin gneissosity and the outcrop surface. The lineation is marked by elongated mineral sections but do not represent mineral growth parallel to the extensional direction of the strain ellipsoid

Conceptually wrong statements

Is stretching lineation parallel to the shear direction?

By definition the stretching lineation is not formed parallel to the shear direction but at 45° to the shear zone boundaries (e.g. Escher and Watterson, 1974; Means, 1987). If shear zone boundaries are sub-horizontal, looking in plan the lineation may be really parallel to the shear direction. If the shear zone boundaries are not horizontal or the rock domain is tilted by later folding the axes of the strain ellipsoids projected on a horizontal map plane would differ at any angle between 0° and 45° to the shear direction. So, even if true stretching lineation is striking north-south in the Central Rhodope, the tectonic transport may not be in the same direction.

What is direction of tectonic transport?

In many works about the Central Rhodope (e.g. Burg et al. 1990; Dimov, 1994; Burg et al. 1996a,b; Dimov et al., 2000 etch.) consistent north-south to northwest-southeast oriented mineral stretching lineation is mentioned, and "southwestward displacements of tens to hundreds of kilometres" (Burg et al. 1996a) is inferred parallel to the stretching lineation. The lineation is "formed by aligned micas and amphiboles,

elongated quartz and feldspar grains and occurs in all rocks types parallel to the fold hinges" (Burge et al., 1996a,b). The direction of this lineation is assumed to be parallel to the principal axes of the strain ellipsoid.

Apart from the uncertainty, if the lineation described is really stretching lineation as stated, another problem arises, because in the world's experience the tectonic transport is not considered always parallel to the stretching lineation. Especially informative on the subject is the text of Cloos (1946) who wrote "Secondary flow *perpendicular* to the fold axes or *in* the direction of tectonic transport has been described by **54** authors (table 1, column 3). *Stretching parallel* to the fold axes or *perpendicular* to the direction of the tectonic transport was described by **60** authors. Secondary flow is known since the works of Sedgwick". It is apparent that Cloos makes clear distinction between the stretching direction and the direction of tectonic transport, and that the tectonic transport according to Cloos is perpendicular to the fold axes not parallel to them.

Fig. 4. Lineation marked by strongly deformed pebbles and cobles of the metamorphosed Chernogorovo Formation, which was folded by the Topolovgrad Syncline. (a) Statistical maximum of long axes of pebbles plunging to northeast is shown, found from 180 pebbles, cobles and boulders. (b) Sketch of the pebble orientation relative to the axes of the Topolovgrad syncline. The lineation is close to perpendicular to the axes of the syncline. This lineation is true stretching lineation and it is parallel to the tectonic transport but is perpendicular to the fold hinge

Direction of tectonic transport parallel to the fold hinges. Is it possible?

It is common to have lineation parallel to the fold axes. Many researchers, including the author of this text, studied deformed pebbles oriented parallel to the axes of the folds, even in completely unmetamorphosed sediments. But in no way this lineation is parallel to significant tectonic transport. The true large-scale displacement is perpendicular to the fold axes, unless all folds are sheath folds, but event the proponent of the nappe model (and the core complex model) stated that sheath fold are "occasionally observed" (Burg et al., 1996a).

The first attempt (Gerdjicov, 2004) to justify the existence of stretching lineation, which is parallel to the fold axes and parallel to the tectonic transport was made much after this relationships were first suggested and used in modeling (e.g. Burg et al., 1990; Dimov, 1992; Dimov, 1994; Burg 1996a,b). Gerdjicov (2004) attempted to show, that such relationships are indeed present and significant, but offered inconsistent reasoning. First, he needed to show that all folds discussed are sheath folds or folds formed in extreme sub-horizontal shear. Proving of such statement for the Rhodopes and SZ is impossible, even if some rare minor folds may approach this condition. Second, he apparently mistakenly took intersection lineation for stretching lineation. In the case of Sakar, which he discussed at length, he failed to spot real stretching lineation, which is in fact perpendicular to the fold axes (Fig. 4). Finally, his reasoning was developed for a geological setting, in which he believed the deformation sequence was very simple, the metamorphism was only alpine in age and the granitic plutons in southeast Bulgaria are Cretaceous or at most Late Jurassic in age. In his later works (since 2005) he radically changed his ideas and admitted that the granites are variscan, the metamorphism older and the deformation more complex.

Conclusion

The supra-infrastructure concept requires clarification of the geometrical relationships between the fold generations. It can be done only if overprinting relationships are examined in details. For this reason this concept can help in the understanding of the local geology better than other models. If the criticism on the use of stretching lineation exposed in this paper is correct, then the structural geological basis for the separation of the Ardinska and Asenishka units in the Rhodope Massif are not correct.

Acknowledgements. Funding for the research was received by the National Science Fund – project NZ-1517/05. The idea of the paper evolved from informal discussions with D. Kozoukharov, E. Kozoukharova, I. Maliakov, and I. Zagorchev. The critical comments on the application of the stretching lineation were inspired by reading Bulgarian tectonic literature and by discussion with P.F. Williams and A. Parmenter from UNB, Fredericton, Canada.

References

Bonev, N., J. P. Burg, Z. Ivanov. 2006. Mesozoic-Tertiary structural evolution of an extensional gneiss dome — the Kesebir-Kardamos dome, Eastern Rhodope (Bulgaria-Greece). – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), 95, 318– 340.

- Burg, J.-R., Z. Ivanov, L.-E. Ricou, D. Dimov, L. Klain. 1990. Implication of shear sense criteria for the tectonic evolution of the Central Rhodope Massif, Southern Bulgaria. — *Geology*, 18, 451-454.
- Burg, J.-R., L.-E. Ricou, Z. Ivanov, I. Godfriaux, D. Dimov, L. Klain. 1996a. Syn-metamorphic nappe complex in the Rhodope Massif. Structure and kinematics. — *Terra Nova*, 8, 6, 6-15.
- Burg, J.-P., L. Klain, Z. Ivanov, L.-E. Ricou, D. Dimov. 1996b. Crustals cale thrust complex in the Rhodope Massif. Evidence from structures and fabrics. – In: *Nairn A.E.M., Ricou L.-E., Vrielynck B., Dercourt J. (Eds.) The Ocean Basins and Margins: the Tethys Ocean.* Plenum Publishing Corporation, New York, 125-149.
- Cloos, E. 1946. Lineation. A critical review and annotated bibliography. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, *18*, 122 p. (in Russian)
- Cobbold, P. R., H. Quinquis. 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, 119-126.
- Dimitrov, I. 2001. Comments on the "sinmetamorphic" nature of the thrusts in the Rhodope region. – *Intern. Conference Rodope Geodinamic Hazards, May 2001*, Sofia, 2 p.
- Dimov, D. 1992. Zones of ductule shear and directions of synmetamorphic transport in the metamorphic rocks of Central Rhodope. Abstract of Ph.D. Thesis, 35 p.
- Dimov, D. 1994. Synkinematic shear criteria. Ann. Univ. Sofia, Fac. Geol. Geogr., 86, 1, 49-94.
- Dimov, D., S. Dobrev, Z. İvanov, B. Kolkovski, S. Sarov. 2000. Structure, alpine evolution and mineralization of the central Rhodope area (South Bulgaria). *In:* Geodynamic evolution of the alpine Balkan Carpatian – Dinaride province. *ABCD-GEODE Workshop, Borovets, Bulgaria, Guide to Excursion*, 1-50.
- Escher, A., J. Watterson.1974. Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, *22*, 223-231.

- Gerdjikov, I. 2004. Fold axes parallel to lineation in the metamorphic complexes: models for formation and some examples from the Sakar and the Rhodopes. — Ann. Univ. Sofia, Fac. Geol. Geogr., 96, 1, 21-37 (in Bulgarian).
- Goranov, A., G. Atanasov. 1991. Lithostratigraphy and formation conditions of Maastrichtian-Paleocen in Krumovgrad district. — *Geologica Balc.*, 22, 3, 71-82.
- Ivanov, Z., S. Moskovski, K. Kolceva, D. Dimov, L. Klain. 1984. Geological structure of the Central Rhodopes. Lithostratigraphic subdivision and features of the section of metamorphic rocks in the northern parts of Central Rhodopes. — *Geologica Balc.*, 14, 1, 3-42 (in Russian).
- Ivanov, Z., S. Moskovski, D. Dimov, K. Kolcheva, L. Klain. 1985. Geological structure of the Central Rhodopes. Structural sequences in the synmetamorphic evolution of the Central Rhodope Metamorphic Group. — *Geologica Balc.*, 15, 3-32 (in Bulgarian).
- Kozoukharov, D. 1984. Lithostratigraphy of the Precambrian metamorphic rocks of the Rhodopian supergroup in the Central Rhodope. — *Geologica Balc.*, 14, 1, 43-88 (in Bulgarian).
- Maliakov, I. 1976. On the age and tectonic position of the lowgrade metamorphic rocks of southeast Strandja. — *Geotect. Tecton. and Geodynamics,* 5, 57-78 (in Bulgarian).
- Means, W. 1987. Lineation. In: *Structural Geology and Plate Tectonics (Ed. K. Seiferd),* Van Nostrand Reinhold, Company Inc.
- Wilson, G. 1982. Introduction to Small-scale Geological Structures. George Allen & Unwin, London, 111 p.
- Zagortchev, I. 1994. Alpine Evolution of the Pre-Alpine Amphibolite Facies Basement in South Bulgaria. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 86, 9-21

Recommended for publication by Department of Geology and Paleontology, Faculty of Geology and Prospecting

STRONTIUM ISOTOPE STUDIES OF THE LATE ALPINE EXTENSIONAL MAGMATISM IN EASTERN RHODOPES

Vladimir Georgiev¹, Petar Milovanov², Pavel Monchev¹

¹Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; vladogeo@geology.bas.bg ²Geology and Geophysics Ltd., 1505 Sofia

ABSTRACT. Significant differences in the character of distribution of the initial strontium ratios (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)*i* between the medium acid and the acid magmatic groups (subgroups) of the late extensional magmatism are not observed. This fact may be discussed as indication for a common origin of the initial magmas from the different regions of distribution of this magmatism and of the peripheral magmatic chambers, respectively. The relatively low values of the initial strontium ratios (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)*i* for this magmatism is an indication for mantle origin. The higher values of this ratio in the initial phases of magmatism are probably a result of more pronounced pollution of the initial strontium ratios e close to 0.704, which correlates with the values of this ratio for the contemporary mantle.

СТРОНЦИЕВИ ИЗОТОПНИ ИЗСЛЕДВАНИЯ НА КЪСНОАЛПИЙСКИЯ ЕКСТЕНЗИОНЕН МАГМАТИЗЪМ В ИЗТОЧНИТЕ РОДОПИ

Владимир Георгиев¹, Петър Милованов², Павел Мончев¹

¹Геологически институт, БАН, 1113 София; vladogeo@geology.bas.bg ²Геология и геофизика АД, 1505 София

РЕЗЮМЕ. Не се наблюдават съществени различия в характера на разпределение на началните стронциеви отношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) между среднокиселите и киселите магмени групи (субгрупи) от късноекстензионния магматизъм. Този факт може да се тълкува като указание за единен произход на родоначалните магми от различните ареали на разпределение на този магматизъм, респективно на периферните магмени камери. Сравнително ниските стойности на началните стронциеви отношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) на този магматизъм са указание за мантийния му произход. По-високите стойности на това отношение в началните фази на магматизма вероятно са резултат на позначително замърсяване на изходните магми с коров субстракт. Последните фази на магматизма обаче са слабо обогатени, или почти не са обогатени с коров материал и началните стронциеви отношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) за тях са близки до 0.704, което е съизмеримо със стойностите на това отношения.

Geological structure

Traditionally, two major structural units are recognized in the Rodope Massif – pre-Paleogene metamorphic basement and a Paleogene volcano-sedimentary complex. The metamorphic basement crops out in the uplifted domes whereas the volcanogenic complex fills the superimposed depressions between them.

The Late Alpine extensional processes produced several metamorphic core complexes (domes) – Madan-Davidkovo, Byala reka, and Kesibir (Fig. 1). They comprise a migmatite metamorphic complex in the cores and a "variegated" one along their periphery (review in Georgiev, 2006). The Harmanli block was not affected by extension and at that time and was a passive structure. The superimposed depressions (Georgiev, 2005) developed between the individual domes of the core complexes and along their periphery. Terrigenous sediments and reefal limestones (Paleocene-Eocene) were deposited at the base of the

Paleogene section followed upward by the products of abundant medium acid and acid volcanic structures (Eocene-Oligocene).

The extensional processes were accompanied by intensive magmatism of two types (Georgiev, 2004; 2005). The initial stage of extension is marked by the emplacement of granitoid intrusions in the upper brittle crust of the domes (Ivanov, 2000). Ages of 69-68 Ma have been determined for Chuchuliga and Rosino granites (Marchev et al., 2006) and of 53-52 Ma for Pripek granite (Ovcharova, 2005).

The magmatism of the late extensional stage is concentrated in Momchilgrad, Zlatoustovo and Northeastern Rhodope depressions. They merge in Kurdjali region and together form the East Rhodope Paleogene depression. Numerous medium acid volcanic structures are localized there, which are built of basaltic andesites and andesites to latites. Only acid volcanic products are found in Zlatoustovo depression (Kurdjali region) and Borovitsa caldera. The final phases of magmatism are

Fig. 1. Geological map of the Eastern Rhodopes

represented by acid and medium acid to basic subvolcanic bodies and dykes.

The products of the Paleogene magmatic activity in the Eastern Rhodopes have been subdivided into magmatic groups and complexes (Georgiev, Milovanov, 2003a; 2005; 2006a, b, c, d). The magmatic groups crop out in separate areas and result from the evolution of different peripheral magmatic chambers of medium acid to acid composition. The following groups, subgroups and complexes are distinguished.

In Momchilgrad depression: Dambala magmatic group, subdivided into Putocharka medium acid subgroup (Kalabak andesite, Rabovo latite-andesite, and Zvezdel basaltic andesite complexes), Zdravets acid subgroup (Svety Ilia trachyrhyodacite, Momchilgrad tracgydacite, and Raven rhyolite komlexes) and Pcheloyad dyke complex.

In Northeastern Rhodope depression: Sarnitsa medium acid group (with complexes separated with respect to order of formation as follows: Kolets basalt-latite, Voinovo shoshonitelatite, Nikolovo latite, Bezvoden latite and Dragoinovo latite ones) and Cham Dere acid group (with Borovitsa rhyolite, Panichkovo trachyrhyolite and Tri Mogili dyke complexes).

In Zlatoustovo depression: Madjarovo latite complex and Zlatoustovo acid group (Mezek rhyolite and Cherna Mogila trachyrhyodacite complexes).

In Kurdjali region develop rhyolite extrusions and explosive centers of acid volcanism assigned to Kurdjali acid group (Beli plast rhyodacite, Perperek trachyrhyolite, Stomanovo rhyolite and Ustren rhyolite complexes).

The last stages of magmatism are represented by acid and medium acid to basic subvolcanic bodies and dykes, as well as by acid minor intrusions localized in dyke swarms predominantly of WNW direction. They are intruded both in the depression and in its metamorphic framework. These latest phases in Byala Reka and Kesibir core complexes are united in Byala Reka magmatic group (Planinets rhyolite and Krumovgrad basaltic complexes).

K-Ar ages of the late extensional magnetism vary in the range of 40-28 Ma (Lilov et al., 1987; Yanev, Pecskay, 1997; Georgiev et al., 2003, Milovanov et al., 2005). ⁴⁰Ar/³⁹Ar datings are sporadic and possibly do not characterize the entire age interval of the magmatism. The published data are in the interval 33-31.5 Ma (Marchev, Singer, 1999; 2002) and mark the maximum of magmatic intensity.

Material and methods

Strontium isotope studies were performed during the geological mapping of the Eastern Rhodopes (scale 1:25000) conducted in the period 1993-1999. The method of laboratory investigations is described in Milovanov et al. (2003). Literature data for the Madjarovo latite and Krumovgrad basaltic complexes (Marchev, Rogers, 1998; Marchev et al., 1998; Marchev, Downes, 2002) have been also used (see Table 1).

The available data from the strontium isotope studies are rather irregularly distributed. For some magmatic groups, which unite 5-6 magmatic complexes (phases) with probable common magmatic chamber, only 2-3 analyses are available (Sarnitsa and Cham Dere groups). For other magmatic complexes (Krumovgrad, Madjarovo) there are 9-14 analyses. These complexes have a higher "weight" in the constructed diagrams. In order to avoid this inconsistency, apart from using all analyses, similar diagrams are presented for the mean values of the parameters for the respective magmatic groups and complexes.

Results

Data for the magmatism from the early extensional stage in the studied region are available only for Chuchuliga granite where the strontium ratios $({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)i$ vary in the interval 0.706-0.708 (Table 1, Fig. 2).

The magmatic rocks from the late extensional stage show a wide range of values for the initial strontium ratios – from 0.700 to 0.710. The maximum frequency of these values is in the range 0.703-0.709, which corresponds to the interval of the mean values for the respective magmatic groups and complexes.

A distinct tendency is observed in the trend of $({}^{87}Sr)^{i6}Sr)^{i}$ values, which decrease with decreasing content of Sr. This tendency is even more pronounced for ${}^{86}Sr$. At the same time there is an increase of the ${}^{87}Rb/{}^{86}Sr$ ratio with decrease of the $({}^{87}Sr)^{i}$ values (Fig. 2A, B, C).

The trend of distribution of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})i$ in the magmatic rocks from the late stage of extension is sub-horizontal with respect to SiO₂ (Fig. 2D). This shows absence of direct relationships between $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})i$ and the content of SiO₂. In addition, the most basic and most acid varieties are characterized by low values of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})i$, whereas the medium acid varieties display highest values. The trend of distribution of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})i$ in the magmatic rocks of the late stage of extension (about 0.706) has lower values than that of Chuchuliga granite (about 0.707).

The initial strontium ratios (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)*i* for the magmatism of the late extensional stage are directly proportional to the age (Fig. 2E). The younger phases are characterized by lower (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)*i* values. This tendency is typical both for this magmatism as a whole as well as for the individual depressions. In this sense the earlier medium acid Sarnitsa magmatic group from the Northeastern Rhodope depression shows mean (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)*i* values of 0.7085 while for the later acid Cham dere magmatic group this value is 0.7047. The situation is similar in the Momchilgrad depression. The earlier medium acid Putocharska subgroup of Dambala group has mean values of 0.7061 and for the later acid Zdravets subgroup this value is 0.7043. The lower end of the distribution trend of (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)*i* is about 0.704.

Discussion

The relatively low initial strontium ratios (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)*i* allow to suppose that the magmatism from the second part of the extensional stage is of predominantly mantle origin. Many researchers speak for mantle origin of the initial magmas. There are also different views about the mechanism of intrusion and enrichment with crustal material.

Mavrudchiev (1992) assumed mantle source of the initial magmas with generation of magma sources at three levels – root (57-35 km), intermediate (29-20 km) and peripheral (12-1 km). The magmas enter the peripheral chambers strongly differentiated and as partial magmas. The separation of these melts proceeds in intermediate magmatic chambers.

Marchev et al. (1998; 2004b) propose astenospheric source for the basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, accompanied by insignificant crustal pollution of the initial magma. These authors consider that the Paleogene metamorphic and magmatic evolution in the Rhodopes is well explained with convectional uplifting of the lithosphere and mantle diapirism.

Fig. 2. (87Sr/86Sr)i variation diagrams

Table 1.

87 Sr/86 Sr	composition	for	manmatic	rocks	in th	o Fastorn	Rhodones
°' 3//°° 3/	CONTROSICION	IUI	maumanc	TUCAS	111 111		RIIUUUUUUU

	De els		0:0	870-/860-	, Dhann	C	860-	87Dh /860a	time Me	(870 -/860 -):
sample No	ROCK	Localiti	5102	°'SI/°°SI	Rb ppm	Sr ppm	°°51	"RD/"Sr	time ivia	(°'Sf/°°Sf)I
CHAM DERE GR	OUP, Gradishte	trachyrhyodacite comple	X 74.00	0 70700			00.04	0.040040	00.5	0 700050
1007	RD dm	v. Bryastovo	71,32	0,70783			29,04	2,910813	28,5	0,706652
CHAMDERE GRO	JUP, Panichkov	to trachurhyolite complex		0 -0-10			0.04			
501	Rdm	r. Velichka	//,/9	0,70719	239,00	90,00	6,31	11,453249	26,2	0,702928
SARNITSA GRO	UP, Bezvoden la	atite complez							r	-
9010a	Sh s	v. Dajdovnitsa	56,48	0,70789	119,00	680,00		0,431000	33,5	0,707685
SARNITSA GRO	UP, Voynovo sh	oshonite-latite complex								
J1	Ab I.f.	v. Jenda	51,50	0,70836			64,25	0,383813	37,5	0,708156
SARNITSA GRO	UP, Kolets basa	It-andesite complex								
510	MI	v. Karamantsy	58,93	0,71032	143,00	874,00	85,68	0,480859	37,0	0,710067
504	HKA	v. Kolets	57,05	0,70798	88,00	970,00	82,05	0,309202	43,0	0,707791
KARDZHALY GR	OUP, Ustra rhyd	olite complex								
3213	R dm	v. Vodenicharsko	79,92	0,72878	298,00	13,00	1,42	62,676056	31,5	0,700739
KARDZHALY GR	OUP. Perperek	trachvrhvolite complex	,	,	,	,	,	,	,	
275	Rdm	v. Silen	76.86	0.72109	253.00	16.00	1.58	44,712696	33.0	0.700133
1005	Rb	v Miladinovo		0 71353		,	6.31	13 627140	30.0	0 707724
6056	Rt	v Chiflik	71 99	0 70834	195.00	145 00	13,81	4 262853	31.6	0 706427
KARDZHALY GR		t rhvodacite complex	71,00	0,10004	100,00	140,00	10,01	4,202000	01,0	0,100421
85	HKD h	v Minzuhar	64.80	0 70842	138.00	845.00	78 35	0 413019	35.5	0 708212
1001	PD	v. Ninizunar	68 10	0,70042	223.00	280.00	21.45	2 96/103	38.0	0,706212
204		v. Depovoto	69.40	0,70040	1/0 00	200,00	21,43	2,304103	27.0	0,700000
		V. POPOVEIS	00,40 al tra altrud	0,70729	140,00	903,00	02,70	0,459036	37,0	0,707049
	TD 1	SUBGROUP, Momenligra			72		44.07	4 407450	04.0	0.705000
		t. Momchilgrad	63,70	0,70640			44,87	1,167150	31,0	0,705886
DAMBALA GROU	JP, ZDRAVETS	SUBGROUP, Svety Ilya t	rachyrhyo	dacite comp	lex		44.05			
20	IRD I.f.	v. Chomakovo	67,00	0,70490			11,95	5,000000	31,0	0,702699
DAMBALA GROU	JP, PUTOCHAR	KA SUBGROUP, Zvezde	l basaltic-a	andesite cor	nplex					
3	HKA I.f.	v. Sushevo	58,61	0,70530	85,00	469,00	47,27	0,489105	29,3	0,705096
1	HKBA I.f.	v. Bagryanja	55,42	0,70476	77,00	451,00	52,92	0,531633	31,5	0,704522
179	BA I.f.	v. Star Chal	59,20	0,70911	171,00	483,00	42,46	0,956901	33,0	0,708661
Madjarovo latite o	complex									
95mj	Lb	v. D. Cherkovishte	62,84	0,70663	269,00	418,00	39,16	1,741062	34,0	0,705789
268Bi-MR	L I.f.	Madjarovo volc.	65,80	0,75017	642,90	20,20		92,192200	32,3	0,707875
268Sn-MR	L I.f.	Madjarovo volc.	65,80	0,70848	310,30	725,50		1,237400	32,3	0,707912
268Cp-MR	L I.f.	Madjarovo volc.	65,80	0,70799	8,90	32,50		0,793600	32,3	0,707626
268PI-MR	L l.f.	Madiarovo volc.	65.80	0.70793	79.70	1124.40		0.205000	32.3	0.707836
202Bi-MR	QL I.f.	Madiarovo volc.	59,60	0.71422	290.60	67.10		12,529300	31.6	0.708597
202WR-MR	QL I.f.	Madiarovo volc.	59.60	0.70926	194.60	407.80		1,381100	31.6	0.708640
202PI-MR	QLIf	Madiarovo volc	59 60	0 70861	12 50	1276 50		0 028400	31.6	0 708597
1-MD	 f	Madiarovo volc		0 70925	194 60	407.80		1 380900	32.0	0 708626
2-MD	Mylf	Madjarovo volc		0 70839	123 10	831.90		0.428200	32.0	0 708195
3-MD	1 f	Madjarovo volc.		0,70030	277.00	373.00		2 148900	32,0	0,700133
4 MD	My I f	Madjarovo volc.		0,70330	107.80	470.30		1 10/100	32,0	0,700021
4-MD		Madjarovo volc.		0,70077	200.90	266 50		2 274000	32,0	0,700222
6 MD		Madjarovo volc.		0,70004	70 00	1104 40		2,314900	32,0	0,101100
		Madiarava vela		0,10193	19,00	247.00		0,205300	JZ,0	0,101030
				0,70941	214,90	347,00				I
Krumovgrad basa	in complex		44 70	0 70005	<u> </u>	F00.00			07.0	0 7005 40
BZZ3-1-IVIV			44,70	0,70365	60,90	530,00		<u> </u>	27,6	0,703542
			46,44	0,70345	59,00	637,00			27,6	0,703345
Bz24-2-MV			46,33	0,70356	55,00	773,00			26,4	0,703480
IIEG1-MV			46,74	0,70349	75,00	801,00			26,4	0,703382
Bz26-1MV			45,50	0,70370	62,00	774,00			27,3	0,703606
GJ17-MV			46,75	0,70333	66,00	839,00			27,3	0,703234
Bz25-1MV			46,94	0,70379	73,60	778,00			26,1	0,703703
STR10-MV			48.03	0,70333	72.00	934.00			26.1	0,703240
Bz25-2-MV			46.94	0,70327	9.44	701.00			26.1	0,703254
Chuchuliga Pluton										
1	Grl	v. Brusevtsv	72 80	0,70800	19.98	64 89		0.307840	68.0	0.707703
2	Grl	v Brusevtsv	73 45	0 70680	19.20	58 19		0.330000	68.0	0 706481
5	Grl	v Brusevtsv	73 65	0 70625	24 71	52 08		0 475600	68.0	0 705791
7	skarn		56 00	0 70700	16.10	45.06		0 357070	6,00	0 706655
3	Grl	v. Chernichino	75.10	0 7078/	13.02	50 76		0,007270	68.0	0,707620
6	neamatito	v. Chemichine	10,40	0,70961	26.11	33,10		0,210000	60,0 62 0	0,707029
v	peymallie			0,10001	20,44	51,11		0,099910	00,0	0,101934

Sample number n-MR is data from Marchev, Rogers (1998), n-MD – Marchev et al. (2002), n-MV – Marchev et al. (1998). BA – basaltic andesite; RD – rhyodacite; R – rhyolite; HKBA – high-K basaltic andesite; HKA – high-K andesite; HKD – high-K dacite; Ab – absarokite; Sh – shoshonite; L – latite; M – monzonite; TD – trachydacite; TRD – trachyrhyodacite; QL – quartzlatite; Mx – mixed lava; Gr – granite; dm – dome; b – body; I – intrusion; I.f. – lava flow; t – tuff; s – sill

Yanev et al. (1998) accepted mantle source of the primary magma, which was heterogeneously enriched with components of the subducting lithosphere in the process of delamination.

The magmatism from the second extensional stage (localized mainly in the East Rhodope Paleogene depression and partly in the peripheral domes) is a product of several separate magmatic chambers. They are a result of uniform late post-extensional tectonomagmatic environment but have relatively independent evolution. The magmatism is of mantle origin but the separate magma chambers show specific composition and were possibly enriched to a different extent with crustal substrate. These chambers have similar but not identical and not synchronous evolution (Georgiev, 2004, 2005; Georgiev, Milovanov, 2005).

In the process of exhumation of the core complexes, a process of thinning of the lower plastic layer and of the crust as a whole took place between the separate domes and along the periphery of the Rhodope Massif. In these areas the upper mantle was uplifted and mantle substance penetrated in the crust (Georgiev, 2004; 2005). A differentiation was realized in the intermediate magmatic chambers and the peripheral magmatic chambers are of medium acid to acid composition. The magma of the peripheral magmatic chambers with medium acid composition underwent additional evolution and differentiation and the volcanism of some of them also evolved from medium acid to acid. The products of this magmatism those predominantly in volcanic facies, are localized mainly in the framework of the East Rhodope depression. Separate monzonitoid intrusions as well as rhvolite and basic subvolcanic bodies and dykes were intruded also in the neighboring domes (sub-volcanic to hypoabysall facies).

References

- Georgiev, V. 2004. Late Alpine geodynamics and metallogeny of the Morava-Rhodope zone. – *Annual Scientific Conferense "Geology 2004", Proceeding,* 18-20.
- Georgiev, V. 2005. Late Alpine tectonic and magmatism in the Eastern Phodopes. C. R. Acad. Bulg. Sci., 58, 1, 47-52.
- Georgiev, V. 2006. Tertiary domes and depressions in the Rhodope massif. *Geosciences 2006, Proceedings,* 106-109.
- Georgiev, V., P. Milovanov. 2005. Late alpine magmatic groups and komplexes in the Eastern Rhodopes. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.,* 58, 1, 53-58.
- Ivanov, Z. 2000. Tectonic position, structure and tectonic evolution of Rhodope massif. – *Guide, ABCD-GEODE, Bulgaria,* 1-4.
- Lilov, P., Y. Yanev, P. Marchev. 1987. K-Ar dating of the Eastern Rhodope Paleogene magmatism. – *Geologica Balc.*, 17, 6, 49-58.
- Marchev, P., G. Rogers. 1998. New Rb-Sr data on the bottom and lava flow of the Madjarovo volcano: Inferences for the age and genesis of the lavas. – *Geoch., Miner. Petrol., 34*, 91-96.

- Marchev, P., B. Singer. 1999. Timing of magmatism, alterationmineralization, and caldera evolution in the Spahievo ore field, Bulgaria' from laser-fusion 40Ar/39Ar dating. – In: *Mineral Deposits: Processes to Processing (Eds. Stanley et al.).* Balkema, Rotterdam, 1271-1274.
- Marchev, P., B. Singer. 2002. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of magmatism and hydrothermal activity of the Madjarovo base-precious metal ore district, eastern Rhodopes, Bulgaria. – In: Blundell, D., Neubauer, F., von Quadt, A. (Eds.). The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen. Geol. Soc., London, Spec. Publ. 204, 137-150.
- Marchev, P., Downes, H., Thirwall, M., Moritz, R. 2002. Smallscale variations of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotope composition of barite in the Madjarovo low-sulphidation epithermal system, SE Bulgaria: implication for sources of Sr, fluid fluxes and pathways of the ore-forming fluids. – *Mineral. Deposita, 37*, 669-667.
- Marchev, P., R. Raicheva, H. Downes, O. Vaselli, M. Chiaradia, R. Moritz. 2004. Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. – *Tectonophysics*, 393, 301-328.
- Marchev, P., O. Vaselli, H. Downes, L. Pinarelli, G. Ingram, G. Rodgers, R. Raicheva. 1998. Petrology and geochemistry of alkaline basalts and lamprophyres: implication for the chemical composition of the upper mantle beneath the Eastern Rhodopes (Bulgaria). – Acta Volcanol., 10, 2, 233-242.
- Marchev, P., A. Von Quadt, I. Peytcheva, M. Ovchariva. 2006. The age and origin of the Chuchuliga and Rozino granites, Eastern Rhodopes. – *Geosciences 2006, Proceedings*, 213-216.
- Mavrudchiev, B. 1992. Paleogene Plutonism in the Eastern Rhodopes. D. Sc. Thesis. University of Sofia, 63 p. (in Bulgarian)
- Milovanov, P., V. Georgiev, P. Monchev. 2003. Sr isotope chemistry of the magmatism from the Momchilgrad depression (Eastern Rhodopes). – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 56, 9, 33-36.
- Milovanov, P., V. Georgiev, P. Monchev. 2005. K-Ar dating of the Paleogene Late extensional magmatism in the Eastern Rhodopes. – Ann. Univ. Min. Geol., 48, 1, 95-100.
- Ovcharova, M. 2005. Petrology, Geochronology and Isotopic Studies of the Metagranitoids from the Eastern Part of the Madan-Davidkovo Dome. Ph. D. Thesis, University of Sofia, 282 p.
- Yanev, Y., Innoceti, F., Manetti, P., Serri, G. 1998. Upper Eocene-Oligocene Collision-related Volcanism in Eastern Rhodopes (Bulgaria) – Western Thrace (Greece): petrogenetic affinity and geodynamic significance. – Acta Volcanol., 10, 279-291.

Recommended for publication by Department of Geology and Prospecting of Mineral Deposits, Faculty of Geology and Prospecting
ORPHIC LITHICA AS A SOURCE OF LATE ANTIQUITY MINERALOGICAL KNOWLEDGE

Ruslan I. Kostov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; rikostov@yahoo.com

ABSTRACT. The *Orphic Lithica* of Pseudo-Orpheus is dated most probably from the IV c. AD and is considered as an example of the Late Antiquity lapidary treatises describing the magical and therapeutic properties of about 30 'stones' (minerals, varieties, aggregates and rocks). Based on an English translation from 1865, a contemporary from mineralogical point of view interpretation of their possible identification has been listed and discussed.

ОРФИЧЕСКАТА ЛИТИКА КАТО ИЗВОР НА КЪСНОАНТИЧНОТО МИНЕРАЛОГИЧНО ЗНАНИЕ Руслан И. Костов

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; rikostov@yahoo.com

РЕЗЮМЕ. Орфическата Литика на Псевдо-Орфей се датира най-вероятно от IV век и се разглежда като пример на късноантичните лапидарски трактати, описващи магичните и терапевтичните свойства на около 30 "камъка" (минерали, разновидности, агрегати и скали). Базирана на английския превод от 1865 г., е направена и дискутирана интерпретация от съвременна минералогична точка на тяхната идентификация.

Probably the latest published English translation of the so called Orphic Lithica is to be found in the first edition of the classical work of C. W. King from 1865 "Natural History, Ancient and Modern of Precious Stones and Gems and of Precious Metals" (London, Bell and Daldy, Cambridge, Deighton, Bell and Co., 442 p.). In this treatise on gemmology, the translation has been added as an application "Orpheus on Gems" (King, 1865, 375-396), with a list of the described in the poem 'stones' and notes on its possible authorship. In the next editions of the work of C. W. King this application has been omitted. It has been declared that the text is strongly spoiled and in it have not been included the remarks by Gesner and Tyrwhit (for a commentary on the different aspects of the text compare Giangrande, 1989; 1992; Rebbufat, 1995; Livrea, 1998; 1999). In the present work attention has been paid on the probable or possible better identification of the different 'stones' from a contemporary point of view and knowledge on historical development of the ancient mineralogy. The names of the minerals have been compared with those from the early XIX century Greek edition (Orphica, 1805; the numbers of quotations are for paragraphs in the poem as they do not correspond to such in other translations).

This work, which is attributed to the Alexandrine tradition, is known in several late Medieval Greek and Latin editions, as well as translations in other languages in the XIX century. From the end of the XIX century is the most cited edition of *Orphic Lithica* edited by E. Abel with the corresponding epitomes (*Orphei Lithica*, 1881; *Orpheos Lithika Kerigmata*, 1881; de Mély, 1898, 160-173; *Orphei Lithica*, 1971; *Lithica*, 2005). During the XX century the poem has been translated in

French (*Les lapidaires grecs,* 1985; reviewed by Vian, 1986; Scarborough, 1990), modern Greek (Giannakes, 1982; see Hopkinson, 1984; *Concordantia...,* 2005) and Russian (Semenov, Popov, 1997).

As representatives of ancient sources on "stones" ("minerals") in the broad sense on the word after Theophrastus (371-287 BC) with his work "On Stones" can be listed: Sotacus (V century or the beginning of III century BC, probably of Persian origin), Zoroaster (middle of the III century BC) with "On precious stones", Damigeron (probably before the I century) with "Book on stones" (revised in the V century), Pliny the Elder (23-79 AD) with the encyclopedia "Natural History" (the last 37 book of this work is related exclusively to precious and decorative stones), Xenocrates of Ephesus (I century) with "Lithognomon" and Dionysius Periegetes (end of the I beginning of the II century) with "Description of the World". Data on minerals or metals can be found also in the work of Agatharchides of Cnidus (181-146 BC), in "Historical Library" of Diodorus of Agirion (I century BC), in De Rerum Natura ("On the Nature of the Universe") by Lucretius Carus (99-55 BC), in the "Geography" and "On Mining Facilities" by Strabo (c. 63 BC - 20 AD), in "Natural History Questions" by Seneca (4 BC - 65 AD), in the fifth volume of De Materia medica by Pedanius Dioscorides (I century), in the Lithica of Socrates and Dyonisius (I-III century) and in De mirabilibus mundi (III century; during the Middle ages rewritten under the title "Polyhistor") by Solinus (c. Moore, 1859; Adams, 1938; Les lapidaires grecs, 1985; Kostov, 2003). In the fundamental for antiquity work of Pliny the Elder have been mentioned several other authors, cited in the paragraphs about minerals among them: Sotacus (Persia), Sudines and Zenothemis, Nicander, Democrites, Zoroaster, Callistratus, Metrodorus (Persia), Zachalias of Babylon, Archeleus, Yakh and Vokh, King Juba and Asarub (King, 1865, 3-4).

As related to the late Antiquity period and linked also to the Orphic tradition is the treatise "Cyranides" (book I; I or III-IV century) ascribed to Harpocration and Cyran, as well as to the mythical Hermes Trismegistrus, and "On Rivers and Mountains" (first quarter of the III century) by Pseudo-Plutarch (de Mély, 1898; Evans, 1922; Adams, 1938). In this epoch has to find its place the poem *Lithica* (IV century) related to the mythical Orpheus.

In the Biblical tradition, the interpretation of gemstones in early Christian treatises can be found in the pioneer work of Epiphanius of Salamis (Cyprus; IV century), "Book on the 12 stones on the breastplate of Aaron" (on the symbolism of the twelve precious stones in different sources throughout the centuries see Kostov, 1994). The late antiquity lapidaries finish with the work of the discussed Damigeron, known in Latin, in which 50 minerals have been described with some of their properties and instructions for their use in glyptic art with corresponding image of symbol (*Orphei Lithica*, 1881; 1971, 161-195; *Les lapidaires grecs*, 1985).

The poem Orphic Lithica has been attributed to a Greek from the Asiatic territory from the second half of the IV century (Tyrwhit, cited by King, 1865; Concordantia..., 2005) or from the II century (Les lapidaires grecs, 1985; for the Kerygmata respectively II-XIV century). Most of the researchers of the text, for example Tyrwhit, based on the content, stylistic and composition peculiarities of the text suggest that the author has lived in the period between the time of emperor Constantius (306-337) and that of the emperor Valetis (c. 375-378). According other researchers (Hermann; Ruhnken - cited by Talfourd et al., 1851; Moore, 1859) the authorship has to be attributed to the epoch of emperor Dometianus (81-96 AD) and it has been accepted, that the Lithica is earlier in age than the Orphic Hymns. King (1865) thing that the poem is earlier than II century BC in age, because he finds some similarities in the work of Pliny the Elder "Natural History" (book XXXVII), related to the magical properties of stones, described by the magi. According this argument, it can be accepted also in a reverse manner - in the Orphic Lithica have been included some examples or quotations from the work of Pliny the Elder. The Orphic Lithica has been also attributed to Onomacrites (530-480 BC) (Talfould, 1851, 11), and after Krause (in Pyrgoteles, 6) the work has to be dated from the V century BC. It has been even suggested that the poem has been used as an example for Theriaca of Nicander (King, 1865, 4). Probably for the first time the poem is linked to Orpheus in the XII century by loan Tzetzes in Byzantium (de Mély, 1898, xiv). It is better the author of the poem to be named as Pseudo-Orpheus.

In Antiquity, related to ancient mythological systems, are known different legends about unusual and magic stones, with their cosmogony attribution and astrosymbolism, with theogonic transformations and therapeutic influences (for the mythology-gemmology link see Kostov, 1993a; 1993b). In the *Orphic Lithica* in 774 Greek hexameters (in the edition of Abel from 1881; in the 1805 edition 768 hexameters) are described some properties together with curative powers and magic characteristics of the following about 30 mineral substances (including minerals, rocks and bioobjects) or their synonyms and varieties (with sign \bullet ; the *agate* is described in two places, and obviously the *galactites* must not to be used as a synonym of He *adamanta*) – in antiquity because of the week scientific knowledge most species have been described only as some kind of "stones" (Table 1). The possible interpretation of the "stone" in given in a decreasing order of significance (for a more precise mineralogical nomenclature one can compare names and properties in textbooks of gemmology; see Kostov, 2003).

The story tells how the author Orpheus (in the case Pseudo-Orpheus) meets the sorcerer Theodamus (later by the Troy personage Helenus) on his way to the altar of the God of Sun (Helios), who teaches him the magic properties of stones. Most of the magic магически stones are devoted to Apollo-Helios, and not to Hermes, who is to be mentioned in the beginning of the poem. The cult to the Sun (Helios – Apollo) among the Thracians is recorded also by Sophocles in *Tereus*: "O, Helios – name, dear to the Thracian horsemen! O, glorious flame" (Harrison, 1991, 462).

In the poem are mentioned mainly as metaphors some of the most important metals and alloys known in antiquity: gold (golden scepter; golden bed; gold in the sense of jewel and power), silver (shining as silver), iron (iron souls; iron attracted by magnet), copper and bronze. Among the non-metallic mineral deposits as important is the white "gold" – salt (companion of food).

Crystal (170). The most probable interpretation of crystal is rock crystal, transparent non-coloured quartz. In the poem is mentioned the usage of crystal objects (formed as lenses or spheres) for igniting of fire (compare Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 9-10; Moore, 1859, 189-190; Kunz, 1913, 163; for the role of quartz and its varieties in humans culture during the centuries see Kostov, 1998).

There is an ancient legend that the transparent quartz is ice, which can not be melted again by the Sun, related to the etymology of "crystal" (in Greek – $\Box \Box$ ice). In the *lliad* of Homer we learn how in a cold night the shields of the solders have been covered by ice. The rock crystal and amethyst are mentioned in the first mineralogical Greek treatise of Theophrastus (Kostov, 2008).

There are evidences for quartz lenses in Ancient Egypt even in the Predynastic Period – IV mill. BC, and for concave lenses – from the time of the Minoan culture, II mill. BC (Temple, 2000; quartz crystal lenses have been found in Nimrod, Troy, Ephesus and Knossos; it has been suggested that the telescope has been known in the ancient world). According to the Pythagorean ideas, the 'Crystal Sun' can be accepted as a universe energy which is transformed by the star (as a lens) and reaching the Earth as light and heat.

Adamant (180). Adamant usually is translated as diamond, but even at the time of Pliny the Elder there is a doubt that the hardest mineral was known in the Mediterranean region as a result of trade contacts with India. It is accepted that that is some sort of hard mineral or rock, probably corundum or emery. Adamant has been also used as synonym of the Lethoean stone (180). But in the next text it is attributed to a softer white or yellowish stone - galactites (milky stone) (180).

Galactites is mentioned in the works of Dioscorides and Pliny the Elder, because of the sweet juice one can obtain from it, and related in certain case to another stone *melites* (c. Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 15, 59; Moore, 1859, 137-138). As\ an alternative opinion for interpretation of that stone is some kind of zeolite mineral (Mottana, 2005).

Та	ble	1
10	010	

'Stones' in Orphic Lithica and th	ir possible interpretation	(in italics - ancient names	s with unclear origin;	• – variety; synonym)
-----------------------------------	----------------------------	-----------------------------	------------------------	-----------------------

'Stone' (mineral, rock or	Interpretation	Paragraph
biomineral object)		
Crystal	Rock crystal; quartz	170
Adamant	Hard mineral – possibly corundum, but not diamond	180
 Lethoean stone 	Hard mineral – possibly corundum	180
Galactites [Milkstone]	Galactites	180
Petraces [Agate]	Agate – colourful	230
 Tree-stone (tree-agate) 	Agate – moss (dendrite)	230
Staghorn	Staghorn	240
True stone	<i>Bezoar</i> from the brain of a deer	240
Barbarian stone	Stone from Syria (agate?)	250
Jasper	Green jasper; serpentinite; nephrite	260; 600
Lychnis	<i>Crystal</i> ; amber; red mineral	270
Peridot [Topazios]	Glass-like mineral; chrysolite	280
Opal	Opal	280
Opsian	Soft and inflammable material	280
Tears of pine	Amber	280
Mica-like stone [Talc]	Talc; mica; chlorite	280
Chrysolite [Chrysotrix]	Quartz with inclusions of 'golden' rutile (sagenite; Venus hair;	290
	arrows of Cupid); sunstone; chrysolite	
Loadstone	Magnetite	300
Serpentine; Ophite	Serpentinite ("snake stone", <i>exites</i>)	330; 340; 350; 450
 Viper's 	37	340
Ostrites	Serpentinite; agate; see orites	340
Siderites	Meteorite; exites; draconites	350; 410
 Vocal stone 	Meteorite	350
Orites	See siderites; mountain stone	450
Jet	Jet; coal; bituminous schist	470
Scorpion's stone	Similar in form or colour stone	480; 490
Coral	Red (noble) coral	500
Agate	Agate	600; 630
 Leontoseras 	Agate ("eye"-agate)	610
Emerald	Green mineral or rock; malachite; green beryl (emerald)	600
Sardian	Carnelian or sarder (red to brown chalcedony)	600
Bloodstone	Hematite; heliotrope	640-650
Liparean stone	Lipareon; obsidian (volcanic glass)	680
Nebrites	Amethyst; agate; nephrite; serpentinite; green jasper	740
Prase	Prase (green jasper); chrysoprase	750
Chalazias	Hard mineral; rounded pebbles of quartz composition	750

Petraces (230). The *petraces* (from Greek – "stone") has been translated as a variety of agate with different colour of the chalcedony layers. In the poem is mentioned also a special kind, called *tree-agate*, known to mineralogist as moss or dendrite agate.

Staghorn (240). Horns, as well as bone and tooth material of vertebrata animals have been used for different purpose from prehistorically times – including as biogemmological materials.

True stone (240). The name *bezoar* is usually used for some stones founded in intestines of animals and this stone has thought to have imaginable magical curative properties (usually found in goats – bezoar goat; in the poem – from the brain of a deer).

Barbarian stone (250). It has been mentioned that the stone is to be found at the Syrian seashore. In the region of ancient Syria are known deposits of agates.

Jasper (260; 600). In most of the ancient sources the jasper is described as a stone with a green colour, but among green minerals and rocks are known about ten wide spread species or varieties (c. Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 37). Besides true green jasper, another interpretation can include serpentinite and nephrite. In some case, the jasper is supposed to be a synonym of *adamant* (c. Moore, 1859, 194). The magical powers of the green jasper for attracting rain to the fields from the *Orphic Lithica* can be found as well in the work of Damigeron (Kunz, 1913, 90). The jasper and similar in appearance jasperoid or jasper-like rock are mainly quartzbearing rocks with different mineral inclusions of a metasomatic origin.

Lychnis (270). The name of the stone is for the Greek name of lamp (*lychnos* – lamp, torch). But Pliny the Elder mentions four of its varieties, with properties related to amber (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 29). In most cases the *lychnis* is linked to red or transparent minerals – known in the antiquity as *anthrax антракс* (in Latin - carbuncle) (compare for stones that give light King, 1865, 145; Kunz, 1913, 163). Such red minerals can be garnets, ruby, spinel, pink tourmaline and zircon. In the poem the *lychnis* is related also to the *crystal*, i.e. rock crystal or quartz.

Topazios (280). In the English translation the peridot has been introduced, duplicating the chrysolite (olivine), mentioned further in the text (in the original Greek text the proper name is *chrysotrix*). Most historians of mineralogy translate *chrysolite* (see also Pliny the Elder; Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 42) as topaz, and the ancient *topazios* – as chrysolite. In the poem the stone is described as of a "glassy" nature, which can correspond to the contemporary meaning of the mineral.

Opal (280). In the work of Pliny the Elder there is a number of descriptions of opals, including the name *paederos* (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 21-22; Moore, 1859, 203). It can hardly be judged weather the opal from the poem corresponds to the contemporary meaning of the mineral.

Opsian (280). In the interpretation of *Orphic Lithica* the stone *opsian* is a soft and burning substance, which has to be mixed with amber and other substances in order to provoke the oracle powers (King, 1965, 253). In some cases it has been thought to be a black stone, probably the contemporary obsidian (Blumenbach, 1823).

Tears of pine (280). This poetic metaphor corresponds to amber, known in Ancient Greece as *electron* (c. Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 11-12). There are a lot of legends about amber in the Greek mythology (c. Kunz, 1913, 55; Kostov, 19936).

Mica-like (flaky) stone (280). The interpretation of this stone has to be related to some sort of mica-like mineral (mica, chlorite etc.). In the English translation the name talc has been used.

Chrysotrix (290). This name has been used as in the original (*Orphica*, 1805, 391; Moore, 1859, 189-190) instead of the chrysolite in the English translation. *Chrysotrix* can be translated as "golden hair" or that is the contemporary sagenite quartz (with inclusions of rutile needle-like crystals; "Venus hair", "arrows of Cupid").

Magnitis (magnetic stone; magnetite) (300). In the *Orphic Lithica* the properties of *magnitis* are related to the attraction of love by gods and people (c. King, 1865, 225; Kunz, 1913, 94). In the encyclopedia of Pliny the Elder the *magnitis* is interpreted as well as several other stones – *siderites*, Heraclean stone, stone from Magnesia and hematite (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVI, 25).

Ophite (330; 340; 350; 450). The *ophite* is a synonym of serpentinite (viper's stone, "snake stone"; about the folklore compare Halliday, 1921) or some variety of marble. An alternative interpretation discusses the possibility that the stone has been a fossil, imitating in shape the spirals of snake (ammonite) (Duffin, 2005, 60).

Ostrites (340). The description of the stone follows that of the serpentine, both with identical therapeutic powers. According to Kunz the *ostrites* may be also some sort of agate (Kunz, 1915, 224-225). The fact that the stone is hard, black and round suggests a mineral aggregate for example a concretion. It may have been mistaken with the stone *ophites*, as Pliny the Elder interprets it as a crab's cover (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 65).

Siderites (350; 410). In *Orphic Lithica* the oracle properties of the stone are described for the first time, and that is why it has been names the *Vocal stone* (350). In the text with *siderites* is cited also the *ophites* stone (King, 1865, 280-281; Kunz, 1913, 178). Its description as composed of iron gives the opportunity for an idea that the stone can be a piece of an iron meteorite (D'Orazio, 2007, 222). According to Pliny the Elder *siderites* and *orites* are one and the same stone (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 65, 67), and *ophites* is a synonym of serpentine or sort of marble (King, 1865, 280-281). The *siderites* as an antidote against snake bites has been related also to the stones *exites* and *draconites*, bearing a sexual symbolism (McMahon, 1998). The contemporary nomenclature mineral siderite is an iron carbonate.

Orites ("mountain stone") (450). According Pliny the Elder *siderites* and *orites* are synonymous (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 65). The *orites* has been thought as a magical stone, preventing from fires. Its form gives an alternative view to it as a meteorite (D'Orazio, 2007, 222).

Jet (470). In the work of Pliny the Elder this stone has been described owing its name to a river and town in Lycia (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVI, 34). In the gemmological literature jet is a solid, black in colour and used for cutting brown coal. In antiquity under the same name besides coal or bitumenbearing schist one can find other stones – for example the so called *Thracian stone* (for its interpretation and analogy with the stone *spinos* in antiquity see Kostov, 2007).

Scorpion stone (480; 490). According Pliny the Elder the scorpion stone, named by him scorpitis, bears its name because of the resemblance of its form with the scorpion, or because of with the identical colouration with that animal (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 72).

Coral (500). The coral as an object of biomineralogy is related to the family *Corrallidae*. Theophrastus describes it as a precious stone (Kostov, 2008). In the work of Pliny the Elder the coral is listed among the gifts of the sea (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXII, 11), but the stone *coralius* – among the gem stones (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 56). Most prized as a gemological material is the precious red coral (*Coralium nobile; Coralium rubium*) – it has been described in the *Orphic Lithica*.

Agate (600; 630). The agate is a concentric-zonal (geode) or parallel-layered mineral aggregate composed mainly by chalcedony with quartzine, quartz and opal. The magical powers of the agate (see also Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 54; Moore, 1859, 217) are cited in a lot of Medieval lapidary treatises, probably copied from the Orphic poem (c. Kunz, 1913, 51). The *leontoceras* (610) is a spotty agate, probably the so called "eye" agate, represented by concentric layers of chalcedony with different colour. In the work of Pliny the Elder one can find a stone stone with similar name – *leontios*, also in close similarity with the patterns on the lion's skin (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 73).

Emerald (600). In the modern mineralogical nomenclature the emerald is a transparent green variety of the mineral beryl. In the ancient natural history literature this name corresponds to different green coloured minerals or rocks (usually malachite or serpentinite). Pliny the Elder lists in his work the different sorts and deposits of emeralds (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 16-18). In the poem this could be also a green agate variety.

Sardian (600). The sard (sardian) in the Orphic Lithica and in the work of Pliny the Elder corresponds both to carnelian (red or orange to yellow chalcedony) and sard (brown chalcedony) (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 31). This type of chalcedony has been wide spread in antiquity as a material for glyptic art, mainly for finger rings.

Bloodstone (640-650). In the poem we learn about the friendship between Hector and Dolon, related also to an also to an amulet hematite. In the antique sources the *bloodstone* (from Greek *haima* – blood) is considered to be the ironbearing mineral hematite (c. Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 60). The theogonic role in the origin of hematitea has been mentioned as drops of blood of the god Uranus, who has been injured by the god Kronos-Saturn. (King, 1865, 208; Kunz, 1915, 137-138). As a blood-stone can be accepted also the heliotrope – darkgreen jasper with small red spots due to iron-bearing phases (c. one possible interpretation of heliotrope is also the *Thracian stone*; Kostov, 2007).

Lipareon (680). Pliny the Elder describes the stone *liparea*, with etymology of a "greasy stone" (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 62). It is similar in influence as to the one described in the *Orphic Lithica*, but in this case its smoke can chase away animals. Its identification as a stone from Lipari, i.e. obsidian (volcanic glass, known mainly from the Lipari Island, Italy and the Melos Island, Greece) is less reliable (*obsian* according to Pliny the Elder; c. Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 64).

Nebrites (740). In the *Orphic Lithica* the stone is described in relation to the god of wine – Dionysius. This directs the attention towards the amethyst – the purple or violet quartz, known since the time of Theophrastus (for the legends and symbolism of amethyst compare Kostov 1992). Stone with a similar name *nebris* (named after the spotty skin of the deer for wear on the body) is also known in ancient sources (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 64). The etymology of this stone is suitable for some kind of colourful or spotty agate. Other interpretations include some green coloured mineral or rock.

Prase (750). In the work of Pliny the Elder the *prase* corresponds to its contemporary meaning (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVII, 34) – palegreen to leek-green coloured chalcedony or jasper. One of its varieties (green with red inclusions as blood drops) is sure the heliotrope, which is to be described also as *Thracian stone* (for its interpretation in the ancient literature compare Moore, 1859, 215; Kostov, 2007). Similar to prase in colour is also the chrysoprase (green chalcedony). In the Medieval ages lapidaries similar properties as for the prase in the Orphic poem, as an antidote for poison is believed to have the green jasper (King, 1865, 290).

Chalazias (750). According to Pliny the Elder the *chalazias* looks like hailstone (Greek – *chalaza*), but is very hard (Pliny the Elder, 1991, HN, XXXVI, 43; XXXVII, 73). A possible interpretation of the stone is small quartz pebbles or pieces. Another alternative explanation is the diamond (Mottana, 2005).

As to the sequence of order of the stones in the *Lithica* of Pseudo-Orpheus one can find a tendency for colour symbolism white(transparent) – green(yellow)+black – red(brown). These colours correspond in some way to the triad of colours from the basic orphic teaching (FoI, 2004, 182), the Great Goddess-Mother being in the center. The lack of description of blue coloured stones seems an enigma (such have been well known in the ancient world).

From the ancient literature it is well known that Orpheus enchants the nature and animals with his music. In the "Metamorphoses" of Ovid among the object of nature are mentioned also the stones (Ovid, 1981, 219-220).

There is great number of publications on the mythical Orpheus and his life, as well as of the Thracian orphic traditions (compare Mead, 1896; Guthrie, 1935; Fol, 1986; 1995; 2004; Bogdanov, 1991; Harrison, 1991; Fol, A., V. Fol, 2005; Fol, V. 2008 and the cited there literature). The so-called Orphic hymns are also related to the late Antiquity literature – dated also from the IV century (c. Orpheus, 1989; Fol, 1995).

In the earliest mineralogical treatise of antiquity, the work of Theophrastus "On Stones", there is no mythological or magical interpretations of the described "stones" and "earths", which have been listed mainly with their properties and practical applications (Caley, Richards, 1956; Theophrastus, 2005; Kostov, 2008). In his work are described the following "stones", which are mentioned also in the Orphic poem (1/3 in number): *crystal, adamant, jasper, electron* (amber), *coral, agate, emerald, sard, hematite (bloodstone)* and *prase*. In the encyclopedia of Pliny the Elder "Natural History" magical properties of some "stones" are being cited, in order to display their curative powers, but in most of the cases without comment.

The *Lithica* of Pseudo-Orpheus in the beginning of the XXI century represents a distant echo of ancient times with data on precious and magic stones in their therapeutic interpretation – one direction of representation of science which will prevail in the next centuries of the Medieval period in European and Asian lapidaries and natural history treatises both.

References

- Adams, F. D. 1938 [1954]. The Birth and Development of the Geological Sciences. Dover Publ., New York, 506 p.
- Blumenbach. 1823. The genuine opsian stone. Edinb. Phil. J., XV, 269-270.
- Bogdanov, B. 1991. Orpheus and Ancient Mythology on the Balkans. Sofia, 161 p. (in Bulgarian)
- Caley, E. R., J. F. C. Richards. 1956. *Theophrastus on Stones*. Ohio State Univ. Press, Columbus, Ohio, VII, 238 p.
- Concordantia Orphei Lithicorum (Zusammeng. F. Fajen, M. Wacht). 2005. 188 p.
- D'Orazio, M. 2007. Meteorite records in the ancient Greek and Latin literature: between history and myth. – *Geol. Soc., London, Sp. Publ.* 273, 215-225.
- De Mély, F. 1898. Les lapidaires de l'antiquité et du moyen age. Tome II. F. 1. E. Leroux, Paris, 225 p.
- Duffin, C. J. 2005. The western lapidary tradition in early geological literature: medicinal and magical minerals. *Geology Today*, *21*, 2, 58-63.
- Evans, J. 1922. Magical Jewels of the Middle Ages and the Renaissance Particularly in England. Clarendon Press, Oxford, 264 p.
- Fol, A. 1986. The Thracian Orphism. Univ. Sofia "St. Kl.Ohridski", Sofia, 243 p. (in Bulgarian)
- Fol, A. 1995. *The Hymns of Orpheus*. Borina, Sofia, 240 p. (in Bulgarian)
- Fol, A. 2004. Orphica Magica I. Univ. Sofia "St. Kl.Ohridski", Sofia, 252 p.
- Fol, A., V. Fol. 2005. The Thracians. Tangra, Sofia, 207 p.
- Fol, V. 2008. Orpheus the Thracian. Tangra, Sofia, 146 p.
- Giangrande, G. 1989. On the text of the Orphic Lithica. Habis, 20, 37-70.
- Giangrande, G. 1992. A line of the Orphic Lithica. MPhL, 9, 23.
- Giannakes, G. N. (Ed.) 1982. Orpheus. Orpheos Lithika Kerygmata: Sokratus kai Dionysiu peri lithon (in Greek). D.Vasilopoulos, Athens, 260 p.
- Guthrie, W. K. 1935 [1952; 1993]. Orpheus and the Greek Religion. Methuen, London, 352 p.
- Halliday, W. R. 1921. Snake stones. Folklore, 32, 4, 262-271.
- Harrison, J. E. 1991 [1903]. Prolegomena to the Study of Greek Religion. Princeton University Press, 720 p.
- Hopkinson, N. 1984. The Lithica. Orfeus Liqika by G. N. Giannakes. Classical Review, New Ser., 34, 1, 19-22.
- King, C. W. 1865. Natural History, Ancient and Modern of Precious Stones and Gems and of Precious Metals. Bell and Daldy, London – Cambridge, 442 p.
- Kostov, R. I. 1992. Amethyst. A Geological-Mineralogical and Gemmological Essay. USB, Sofia, 249 p. (in Bulgarian)
- Kostov, R. I. 1993a. Gemmology and mythology. *Priroda, 42*, 4, 54-61 (in Bulgarian).
- Kostov, R. I. 1993b. Mythological Germology. The Precious Minerals Throughout the Centuries. Nauka i Izkustvo, Sofia, 213 p. (in Bulgarian)
- Kostov, R. I. 1994. The Twelve Precious Biblical Stones. Intergeoresource, Sofia, 78 p. (in Bulgarian)
- Kostov, R. I. 1998. The Quartz Enigma. Litera Prima, Sofia, 159 p. (in Bulgarian)
- Kostov, R. I. 2003. Precious Minerals: Testing, Distribution, Cutting, History and Application (Gemmology). Pensoft, Sofia-Moscow, X, 453 p. (in Bulgarian)

- Kostov, R. I. 2007. Notes and interpretation on the 'Thracian stone' in ancient sources. – Ann. Univ. Mining and Geology, 50, Part I, Geology and Geophysics, 99-102.
- Kostov, R. I. 2008. *Theophrastus. On Stones*. Edit. House "St. Ivan Rilski", Sofia, 48 p. (in Bulgarian)
- Kunz, G. F. 1913. The Curious Lore of Precious Stones. Dover Publ. Inc., New York, I-XIV, 1-406 p.
- Kunz, G. F. 1915. The Magic of Jewels and Charms. Dover Publications, New York, I-IX, 1-422 p.
- Les lapidaires grecs: Lapidaire Orphique; Kérygmes lapidaires d'Orphée; Socrate et Denys; Lapidaire nautique; Damigéron-Evax (Eds. R. Halleux, J. Schamp). 1985. Belles Lettres, Paris, 525 p.
- Livrea, E. 1997. "Perdix a perdendo". Simbolismo nel proemio dei *Lithica orfici. SIFC, 15*, 231-241.
- Livrea, E. 1999. I cavalli di S. Marco ed i Lithica orfici. Zeitschr. Papyrologie und Epigraphik, 126, 95-97.
- McMahon, J. M. 1998. Paralysin Cave. Brill, Leyden.
- Mead, G. R. S. 1896 [2005]. *Orpheus*. Elibron Classics. Adamant Media Corporation, London, 315 p.
- Moore, N. F. 1859. Ancient Mineralogy. Harper & Brothers, New York, 250 p.
- Mottana, A. 2005. Storia della mineralogia antica. I. Rend. Fis. Acc. Lincei, s. 9, 16, 227-295.
- Orphei Lithica. Accedit Damigeron De lapidibus (Rec. E. Abel). 1881. Berolini, Calvary, 198 S.
- Orphei Lithica. Accedit Damigeron De lapidibus (Rec. E. Abel). 1971. H.A.Gerstenberg, Hildesheim, 198 S.
- Orpheos Lithika Kerigmata (in Greek). 1881. In: Orphei Lithica. Accedit Damigeron De lapidibus (Rec. E. Abel). 1881. Berolini, Calvary, 138-153.
- Orpheus. 1989. Hymns. Plovdiv, 179 p. (in Bulgarian)
- Orphica (rec. Godofredus Hermannus; cum notis H. Stephani, A. Chr. Eschenbachii, I. M. Gesneri, Th. Tyrwhitti). 1805. C. Fritsch, Lipsiae [Leipzig], 952 S.
- Ovid. 1981. *Metamorphoses*. Narodna Kultura, Sofia, 502 p. (in Bulgarian)
- Pliny the Elder. 1991. Natural History. A Selection. London, Penguin Books, 400 p.; 1999. Naturalis Historia (Ed. by K.F.T.Mayhoff); English Transl. (Ed. by J.Bostock, H.T.Riley) http://www.perseus.tufts.edu/cgibin/ptext?doc=Perseus:text:1999.02.0138:toc
- Rebbufat, E. 1995. Acrostici nei Lithika pseudo-orfici. *Eikasmos*, 6, 215-219.
- Scarborough, J. 1990. Les lapidaires grecs: Lapidaire Orphique; Kerygmes lapidaires d'Orphee; Socrate et Denys; Lapidaire nautique; Damigeron-Evax by Robert Halleux, Jacques Schamp (Eds). – Isis, 81, 2, 332-334.
- Semenov, V. B., A. I. Popov. 1997. Antique Stories on the Power of Stones. 1-2. Lithica, Ekaterinburg, 352+368 p. (in Russian)
- Talfourd, T. N., C. J. Blomfield, E. Pococke, R. Whitcombe, J. B. Otley, H. Thompson. 1851. *History of Greek Literature*. 2nd Ed., J.J.Griffin & Co., London, 396 p.
- Temple, R. 2000. The Crystal Sun. Century, London, 558 p.
- Theophrastus. 2005. On Stones. Vestnik Drevnei Istorii, 3, 306-331 (in Russian).
- Vian, F. 1986. La nouvelle édition des Lithica orphiques. REG, 99, 161-70.

Recommended for publication by Department of "Mineralogy and Petrography", Faculty of Geology and Prospecting

MIDWAY-TYPE BENTHIC FORAMINIFERA FROM THE PALEOCENE OF THE COASTAL PART OF EAST STARA PLANINA (EASTERN BULGARIA). FAMILY BAGGINIDAE CUSHMAN, 1927 TO FAMILY ORIDORSALIDAE LOEBLICH AND TAPPAN, 1964

Boris Valchev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; b_valchev@mgu.bg

ABSTRACT. The present article is the second one from a series of three parts concerning the taxonomy of the so called Midway-type benthic foraminifera from the Paleocene of the Coastal Part of East Stara Planina. Taxonomical descriptions of 14 species are introduced in the article. They belong to 9 genera (*Valvulineria* – 1 species, *Cibicides* – 2 species, *Pullenia* – 1 species, *Allomorphina* – 2 species, *Chilostomelloides* – 1 species, *Quadrimorphina* – 2 species, *Alabamina* – 1 species, *Osangularia* – 1 species, *Oridorsalis* – 3 species), 4 subfamilies, 8 families, 4 superfamilies and 1 suborder. 12 species are first described in Bulgaria. The Loeblich & Tappan's (1988) classification is applied in the article. *Key words*: taxonomy, Midway-type benthic foraminifera, Paleocene, East Stara Planina

БЕНТОСНИ ФОРАМИНИФЕРИ ТИП "MIDWAY" ОТ ПАЛЕОЦЕНСКАТА СЕРИЯ В ПРИМОРСКАТА ЧАСТ НА ИЗТОЧНА СТАРА ПЛАНИНА (ИЗТОЧНА БЪЛГАРИЯ). СЕМЕЙСТВО BAGGINIDAE CUSHMAN, 1927 ДО СЕМЕЙСТВО ORIDORSALIDAE LOEBLICH AND TAPPAN, 1964

Борис Вълчев

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

РЕЗЮМЕ. Настоящата статия е втора от поредицата, посветена на таксономията на бентосните фораминифери тип "Midway" от Палеоценската серия в приморската част на Източна Стара планина. Представени са таксономични описания на 14 вида. Те принадлежат на 9 рода (*Valvulineria* – 1 вид, *Cibicides* – 2 вида, *Pullenia* – 1 вид, *Allomorphina* – 2 вида, *Chilostomelloides* – 1 вид, *Quadrimorphina* – 2 вида, *Alabamina* – 1 вид, *Osangularia* – 1 вид, *Oridorsalis* – 3 вида), 4 подсемейства, 8 семейства, 4 надсемейства и 1 подразред. 12 вида се описват за първи път в България. Използвана е систематиката на Loeblich & Tappan (1988). *Ключови думи*: таксономия, бентосни фораминифери тип "Midway", Палеоценска серия, Източна Стара планина

Introduction

The present article is the second one from a series of three parts concerning the taxonomy of the so called Midway-type benthic foraminifera from the Paleocene of the Coastal Part of East Stara Planina (Eastern Bulgaria). Taxonomical descriptions of 14 species are introduced in the article. They belong to 9 genera 4 subfamilies, 8 families (BAGGINIDAE Cushman, 1927 to ORIDORSALIDAE Loeblich and Tappan, 1964), 4 superfamilies and 1 suborder. 12 species are first described in Bulgaria.

The map with the location of the studied borehole and outcrop sections was published by Valchev (2003). The biostratigraphical framework was discussed in the same article.

The Loeblich & Tappan's (1988) classification is applied in the article.

Taxonomical descriptions

Suborder ROTALIINA Delage and Herouard, 1896 Superfamily DISCORBACEA Ehrenberg, 1838 Family BAGGINIDAE Cushman, 1927 Subfamily BAGGININAE Cushman, 1927 Genus Valvulineria Cuchman, 1926

Type species. Valvulineria californica Cuchman, 1926 (original designation).

Distribution. Paleocene – Holocene; cosmopolitan.

Valvulineria alpina Hillebrandt, 1962 Plate I, Figures 1, 2

1962. Valvulineria alpina n. sp.; Hillebrandt, S. 104, Taf. 8, Fig. 7, 8.

1974. Valvulineria alpina Hillebrandt; Szczechura, Pozaryska, p. 62, pl. 11, figs. 3-5.

Nomenclature. Holotype (Slg. Munchen Prot. 1336a) is from the Lower Paleocene of Austrian Alps. It was figured by Hillebrandt (1962, Taf. 8, Fig. 8).

Material. Byala Formation (24 specimens).

Description. Test is with oval outline, trochospiral, moderately biconvex. Spiral side is evolute; 2-2.5 whorls are visible. Umbilical side is involute, comprising 5-6 triangular chambers gradually increasing in size. Sutures are depressed, straight, and tangential on the spiral side; slightly curved backwards and radial on the umbilical side. Periphery is rounded. Umbilicus is narrow, filled with secondary deposits. Surface is smooth. Aperture is arch-shaped, interiomarginal, umbilical-extraumbilical.

Distribution. The species is known from the Paleocene of the Austrian Alps, and Polish Carpathians.

Occurrence. C-12 (287.90 m – P1c Zone), C-25 (P1b Zone), sections Byala 1 (NP3-5 Zones), Byala 2b (NP3 Zone), Byala 2c (NP1-2 Zones), Byala River and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene).

Superfamily PLANORBULINACEA Schwager, 1877 Family CIBICIDIDAE Cushman, 1927 Subfamily CIBICIDINAE Cushman, 1927 Genus *Cibicides* de Montfort, 1808

Type species. Cibicides refulgens de Montfort, 1808 (original designation).

Distribution. Paleocene – Holocene; cosmopolitan.

Cibicides megaloperforatus Said and Kenawy, 1956 Plate I, Figures 3, 4

1962. *Cibicides megaloperforatus* Said & Kenawy; Hillebrandt, S. 114, Taf. 10, Fig. 5, 6.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

Material. Byala Formation (14 specimens).

Description. Test is small-sized, trochospiral, with slightly convex umbilical side and slightly concave spiral one. 2 whorls are visible on the spiral side; umbilical side comprises 5-6 chambers. Sutures on both sides are radial, depressed, curved backwards. Umbilicus is narrow, depressed. Periphery is rounded. Surface is covered with large pores. Aperture is basal, extraumbilical.

Distribution. The species is known from the Paleocene of the Alps and Egypt.

Occurrence. C-12 (167.00-169.70 m – Lower Paleocene, 268.50 m – P1c Zone), C-21 (22.00, 38.50 m - P1b Zone), C-24 (56.90 m - P1c Zone).

Cibicides simplex Brotzen, 1948

Plate I, Figures 5, 6

1948. Cibicides simplex n. sp.; Brotzen, p. 83, pl. 13, figs. 4, 5.

1960. Cibicides simplex Brotzen; Olson, p. 53, pl. 12, figs. 7-9.

- 1962. Cibicides simplex Brotzen; Hillebrandt, S. 115, Taf. 10, Fig. 11.
- 1965. Cibicides simplex Brotzen; Pozaryska, p. 135, pl. 26, fig. 2.
- 1969. *Anomalina simplex* (Brotzen); Krayeva, Zernetskij, p. 88, pl. 32, fig. 3.

Nomenclature. The holotype (S. G. U. No. 2671) is from the Paleocene of Sweden (Klagscham greensand). It was figured by Brotzen (1948, pl. 13, fig. 4).

Material. Byala Formation (23 specimens), Emine Formation (3 specimens).

Description. Test is trochospiral, with flush spiral and moderately inflated umbilical side. 2 whorls are visible on the spiral side. The umbilical side comprises 5-6 inflated triangular chambers. Sutures are radial, depressed, curved backwards. Umbilicus is narrow, depressed. The wall is finely perforated. Aperture is arch-shaped, extraumbilical.

Remarks. The species differs from the previous one by the slightly inflated triangular chambers.

Distribution. It is known from the Cretaceous of Poland, the Paleocene of Sweden, Poland, New Jersey, the Alps, Paris basin, Crimea, Tunisia.

Occurrence. <u>Byala Formation</u>. C-11 (191.60 m - P1b Zone), C-12 (169.70 m – Lower Paleocene), C-29 (476.30 m - P4 Zone), sections Byala 1 (NP3-4 Zones), Byala 2c (NP1-2 Zones); <u>Emine Formation</u>. Samples from the geological mapping (Paleocene).

Superfamily NONIONACEA Schultze, 1854 Family NONIONIDAE Schultze, 1854 Subfamily PULLENIINAE Schwager, 1877 Genus **Pullenia** Parker and Jones, 1862

Type species. Nonionina bulloides d'Orbigny, 1846 (original designation by monotypy).

Distribution. Late Cretaceous - Holocene; cosmopolitan.

Pullenia quinqueloba (Reuss, 1851)

Plate I, Figure 7

1851. N. (Nonionina) quinqueloba m.; Reuss, S. 71, Taf. 5, Fig. 31.

1959. Pullenia quinqueloba (Reuss); Stancheva, p. 334, pl. 4, Fig. 5.

1969. *Pullenia quinqueloba* (Reuss); Krayeva, Zernetskij, p. 101, pl. 42, fig. 3.

1973. Pullenia quinqueloba (Reuss); Douglas, p. 638, pl. 9, figs. 4, 5.

1992. *Pullenia quinqueloba* (Reuss); Darakchieva, Juranov, p. 65, pl. 2, figs. 1, 4.

Nomenclature. Holotype is the specimen figured by Reuss (1851, Taf. 5, Fig. 31). The species was first described from the Oligocene (septarien clays) of Germany (Hermsdorf surroundings).

Material. Byala Formation (23 specimens), Emine Formation (1 specimen).

Remarks. In Bulgaria the species was described from the Eocene of Pleven District (Stancheva, 1959). It was also established in the Eocene of Bourgas District (Darakchieva, Juranov, 1992). It differs from *P. jarvisi* Cushman by the presence of 5 chambers in the last whorl.

Distribution. It is known from the Senonian of Saratov and Volgograd Districts, Turkmenia, the Paleocene of Denmark, North Caucasus, Turkmenia, Tunisia, the Netherlands, the Upper Paleocene of England, the Eocene of Ukraine, Donets basin, Carpathians, Belgium, the Netherlands, England, Turkmenia, the Oligocene of Germany, Belgium, the Netherlands, Trinidad, Turkmenia, the Upper Miocene of Dominican Republic, the Miocene of Vienna basin, Bavaria, the Miocene and Pliocene of the Netherlands. It was also established during the deep-sea drilling in the Atlantic (Eocene – Oligocene, Upper Miocene, Pleistocene), Bay of Biscay (Upper Eocene - Oligocene), Norwegian Sea (Lower Eocene). Nowadays it lives in calm waters and great depths.

Occurrence. <u>Byala Formation.</u> C-11 (191.60 m - P1c Zone), C-12 (214.90 m - P1c Zone), C-24 (40.00 m - P2 Zone, 107.90 m - P1c Zone), C-25 (26.40-40.40 m - P1b Zone), C-28 (16.00 m - P2 Zone), C-29 (399.20 m - P4 Zone, 433.50-476.30 m -P4 Zone), C-30 (83.90-86.30 m - P4 Zone, 99.50 m - P5 Zone), sections Byala 1 (NP4-5 Zones), Byala 2b (NP3 Zone), Byala 2c (NP1 Zone). <u>Emine Formation.</u> A sample from the geological mapping (Paleocene).

Superfamily CHILLOSTOMELLACEA Brady, 1881 Family CHILOSTOMELLIDAE Brady, 1881 Subfamily CHILOSTOMELLINAE Brady, 1881 Genus *Allomorphina* Reuss, 1849 *Type species. Allomorphina trigona* Reuss, 1850 (subsequent designation by monotypy).

Distribution. Campanian – Holocene; cosmopolitan.

Allomorphina conica Cushman and Todd, 1949 Plate I, Figure 8

1949. *Allomorphina conica* Cushman and Todd, n. sp.; Cushman and Todd, p. 62, pl. 11, fig. 8.

1962. *Allomorphina conica* Cushman and Todd; Hillebrandt, S. 90, Taf. 6, Fig. 21.

Nomenclature. The holotype (Cushman Coll. No. 15458) is from the Paleocene of Trinidad (Lizard Springs formation).

Material. Byala Formation (11 specimens).

Description. Test is trochospiral. 3 whorls are visible on the spiral side; the first two build a cone. Their chambers are very small-sized, compared to these from the last whorl. Here they are 3, gradually increasing in size. Sutures are tangential, curved backwards, depressed. On the umbilical side they are radial, almost straight, depressed. Umbilicus is broad. Surface is smooth. Aperture is elongated, basal, umbilical.

Distribution. The species is known from the Upper Cretaceous and Paleocene of Central America, California, the Paleocene of the Austrian Alps.

Occurrence. C-12 (287.90 m - P1c Zone, 303.40 m - P1b Zone), C-25 (40.40 m - P1b Zone), sections Byala 2b (NP3 Zone), Byala 2c (NP2 Zone), Byala River and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene).

Allomorphina paleocenica Cushman, 1948

Plate I, Figures 12, 13

1948. Allomorphina paleocenica Cushman, n. sp.; Cushman, p. 45, pl. 8, fig. 10.

1962. Allomorphina paleocenica Cushman; Hillebrandt, S. 91, Taf. 6, Fig. 23.

Nomenclature. The holotype (Cushman Coll. No. 56 885) is from the Paleocene of Texas.

Material. Byala Formation (4 specimens), Emine Formation (3 specimens).

Description. Test is trochospiral, elliptical to triangular in outline. Last whorl comprises 3 moderately inflated chambers sharply increasing in size. Sutures are depressed, almost straight, tangential on the spiral side and radial on the umbilical one. Periphery is rounded. Surface is smooth. Aperture is elongated, umbilical, covered partly with lip.

Distribution. The species is known from the Paleocene of Texas, Austrian Alps, Central America, the Eocene of California.

Occurrence. <u>Byala Formation</u>. C-29 (399.20 m - P4 Zone), C-30 (83.90 m - P4 Zone); <u>Emine Formation</u>. Section Kochan (P1c Zone).

Genus Chillostomelloides Cushman, 1926

Type species. Lagena (*Obliquina*) *oviformis* Sherborn and Chapman, 1886 (original designation).

Distribution. Paleocene – Miocene; cosmopolitan.

Chilostomelloides sp.

Plate I, Figure 9

Material. Byala Formation (1 specimen), Emine Formation (56 specimens).

Description. Test is oval to elliptical in outline, planispiral, involute. Only 2 chambers are visible. They differ strongly from each other by their sizes. Sutures are straight, oblique, slightly depressed. Surface is smooth. Aperture is oval, with thick lip.

Occurrence. <u>Byala Formation</u>. C-30 (83.90 m - P4 Zone); <u>Emine Formation</u>. Sections Kochan (P1c Zone), Banya-North (P1c Zone), Emona (NP1 Zone).

Family QUADRIMORPHINIDAE Saidova, 1981 Genus **Quadrimorphina** Finlay, 1939

Type species. Valvulina allomorphinoides Reuss, 1860 (original designation).

Distribution. Coniacian – Holocene; cosmopolitan.

Quadrimorphina allomorphinoides (Reuss, 1860) Plate I, Figures 10, 11

1860. V. (Valvulina) allomorphinoides m.; Reuss, S. 79, Taf. 11, Fig. 6.

- 1926. *Discorbis allomorphinoides* (Reuss); Cushman, p. 606, pl. 20, figs. 18, 19; pl. 21, fig. 5.
- 1952. Valvulineria allomorphinoides Reuss; Tzaneva, p. 497, pl. 1, fig. 2.
- 1962. Allomorphina allomorphinoides (Reuss); Hillebrandt, S. 89, Taf. 6, Fig. 24.
- 1969. Gyromorphina allomorphinoides Reuss; Krayeva, Zernetskij, p. 167, pl. 76, fig. 8.
- 1975. Quadrimorphina allomorphinoides (Reuss); Berggren, Aubert, pl. 3, fig. 1.
- 1988. *Quadrimorphina allomorphinoides* (Reuss); Loeblich, Tappan, pl. 705, figs. 6-9.
- 1999. Quadrimorphina allomorphinoides (Reuss); Darakchieva, p.77.

Nomenclature. Holotype is the specimen figured by Reuss (1860, Taf. 11, Fig. 6). The species was first described from the Upper Cretaceous of Westphalia (Germany).

Material. Byala Formation (260 specimens), Emine Formation (2 specimens).

Remarks. In Bulgaria the species was described from the Paleogene of Varna District as *V. allomorphinoides* (Tzaneva, 1952). It was also established in the Middle and Upper Paleocene, and the Lower Eocene of South Bulgaria (Darakchieva, 1999).

Distribution. It is known from the Upper Cretaceous of Western Europe, North America, Dnepr-Donets basin, the Paleocene of Ukraine, Emba District, Georgia, North America, Austrian Alps, Australia, Tunisia. It was also established during the deep-sea drilling in the Atlantic (Santonian-Maastrichtian) and Norwegian Sea (Lower Eocene).

Occurrence. <u>Byala Formation</u>. C-11 (191.60 m - P1c Zone), C-12 (169.70 m - Lower Paleocene, 205.00-214.90 м - P1c Zone, 219.20-243.00 m - P1b Zone, 268.50-289.20 m - P1c Zone, 303.40 m - P1b Zone), C-21 (22.00-38.50 m - P1b Zone), C-23, (74.00 m - P3 Zone, 271.20 m - P1b Zone), C-25 (26.40-45.00 m - P1b Zone), 15.00-16.00 m - P2 Zone, 513.00 m - P3 Zone), C-29 (365.00 m - P3 Zone, 399.20-420.60 m -P4 Zone, 433.50-440.30, 476.30 m - P5 Zone), C-30 (83.90-86.30 m - P4 Zone, 99.50-107.90 m - P5 Zone), sections Byala 1 (NP3-5 Zones), Byala 2b (NP1-2 Zones), Byala 2c (NP1-2 Zones), Byala River and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene); <u>Emine Formation</u>. Samples from the geological mapping (Paleocene).

Quadrimorphina cretacea (Reuss, 1851)

Plate I, Figures 14, 15

1949. Allomorphina cretacea (Reuss); Cushman, Todd, p. 61, pl. 11, figs. 3, 4.

1962. Allomorphina cretacea (Reuss); Hillebrandt, S. 90, Taf. 6, Fig. 25.

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

Material. Byala Formation (2 specimens).

Description. Test is trochospiral, oval in outline. Last whorl consists of 3 moderately inflated chambers gradually increasing in size. Periphery is rounded. Aperture is archshaped, umbilical, covered with triangular lip.

Remarks. The species differs from Q. allomorphinoides (Reuss) by the lower number of chambers in the last whorl.

Distribution. It is known from the Upper Cretaceous of central Europe and North America, the Paleocene of Central Europe.

Occurrence. C-30 (99.50 m - P5 Zone).

Family ALABAMINIDAE Hofker, 1951 Genus Alabamina Toulmin, 1941

Type species. Alabamina wilcoxensis Toulmin, 1941 (original designation).

Distribution. Santonian - Holocene; cosmopolitan.

Alabamina midwayensis Brotzen, 1948

Plate II, Figures 3, 4

- 1948. Alabamina midwayensis nov. nom.; Brotzen, p. 99 pl. 16, figs. 1, 2, text-figs. 25, 26.
- 1965. Alabamina midwayensis Brotzen; Pozaryska, p. 114, pl. 21, fig. 3.
- 1976. Alabamina midwayensis Brotzen; Aubert, Berggren, p. 428, pl. 8, fig.3.

Nomenclature. The holotype (S. G. U. No. 2598) is from the Paleocene of Sweden. It was figured by Brotzen (1948, pl. 16, fig. 1).

Material. Byala Formation (138 specimens), Emine Formation (2 specimens).

Description. Test is trochospiral, asymmetrically biconvex. 2.5-3 whorls are observable on the spiral side. Here sutures are tangential and curved backwards. 5-6 triangular chambers sharply increasing in size Sutures are radial, slightly curved backwards, depressed. Periphery is tapered and lobated. Umbilicus is comparatively narrow, slightly depressed. Aperture is basal, extending from umbilicus to periphery.

Distribution. The species is known from the Maastrichtian and Paleocene of Poland, Tunisia, the Paleocene of Sweden, Denmark, Egypt, East Kamchatka. It was also established during the deep-sea drilling in the North Atlantic (Lower Paleocene).

Occurrence. Byala Formation. C-11 (191.30-192.40, 247.50 m - P1c Zone), C-12 (167.00-169.70 m - Lower Paleocene, 204.00 m - P1c Zone, 264.50 m - Lower Paleocene, 268.50-289.20 m - P1c Zone, 304.40 m - P1b Zone), C-21 (22.00-38.50 m - P1b Zone), C-23 (74.00 m - P3 Zone, 271.20 m -P1b Zone), 40.00 m - P2 Zone, 107.70 m - P1c Zone), C-25 (26.40-40.40 m - P1b Zone), C-28 (15.00-16.00 m - P2 Zone), C-30 (83.90 m - P4 Zone, 99.50 m - P5 Zone). Emine Formation. Section Emona (NP1 Zone).

Family OSANGULARIIDAE Loeblich and Tappan, 1964 Genus Osangularia Brotzen, 1940

Type species. Osangularia lens Brotzen, 1940 (original designation).

Distribution. Cretaceous - Holocene; cosmopolitan.

Osangularia plummerae Brotzen, 1940

Plate II, Figures 1, 2

1962. Osangularia plummerae Brotzen; Hillebrandt, S. 110, Taf. 9, Fig. 15.

1976. Osangularia plummerae Brotzen; Aubert, Berggren, p. 429, pl. 8, fig. 5.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

Material. Byala Formation (25 specimens).

Description. Test is trochospiral, biconvex, with more inflated umbilical side. 7-8 triangular chambers with gradually increasing sizes are visible on the last whorl. Sutures are slightly depressed, slightly curved backwards in the periphery. Periphery bears thin and narrow keel. Aperture is basal, extended to the periphery.

Distribution. The species is known from the Paleocene of North America, the Alps, Australia, Tunisia, Egypt, East Kamchatka and the deep-sea holes in the Norwegian Sea (Lower Eocene).

Occurrence. C-12 (167.00-169.70 m - Lower Paleocene), C-29 (476.30 m - P5 Zone), C-30 (83.90 m - P4 Zone), sections Byala 1 (NP1 Zone), Byala 2b (NP2 Zone), Byala 2c (NP2 Zone).

Family ORIDORSALIDAE Loeblich and Tappan, 1964 Genus Oridorsalis Andersen, 1961

Type species. Oridorsalis westi Andersen, 1961 (original designation).

Distribution. Oligocene - Holocene; North America, Europe, Caribbeans, Japan.

Remarks. The numerous finds of representatives of the genus in the Upper Cretaceous and Lower Paleogene emend the stratigraphical range given by Loeblich, Tappan (1988).

Oridorsalis lotus (Schwager, 1883) Plate II, Figures 5, 6

- 1883. Pulvinulina lotus Schwag.; Schwager, S. 132, Taf. 28, Fig. 9.
- 1937. Eponides lotus (Schwager); Glaessner, S. 379, Taf. 3, Fig. 26.

1951. Eponides lotus (Schwager) Cushman and Ponton; Cushman, p. 52, pl. 14, fig. 21.

1962. Eponides lotus (Schwager); Hillebrandt, S. 105, Taf. 8, Fig. 15, 16.

1993. Oridorsalis lotus (Schwager); Hauser, Grünig, pl. 8, figs. 1-3.

Nomenclature. Holotype is the specimen figured by Schwager (1883, Taf. 28, Fig. 9). The species was first described from the Eocene of Libya (El-Guss-Abu-Said).

Material. Byala Formation (288 specimens), Emine Formation (4 specimens).

Description. Test is trochospiral, biconvex. Spiral side is more inflated, evolute, comprising 2.5-3 whorls, as the chambers are clear in the last one only. Here sutures are oblique, slightly depressed, straight. 6-7 broad triangular chambers are observable on the umbilical side. Here sutures are radial, curved backwards, slightly depressed. Umbilicus is narrow, flush. Periphery is tapered. Surface is smooth. Aperture is arch-shaped, basal, extraumbilical.

Remarks. The species differs from *O. umbonatus* (Reuss) by the larger number of chambers and the curved sutures in the last whorl.

Distribution. It is known from the Upper Cretaceous of Egypt, the Paleocene of Austrian Alps, Caucasus, Trinidad, Central America, Alabama, Egypt, Tunisia, the Eocene of Libya. It was also established during the deep-sea drilling in the South Atlantic (Lower Eocene).

Occurrence. <u>Byala Formation</u>. C-11 (191.60-191.80 m - P1c Zone), C-12 (167.00 m - Lower Paleocene, 204.00 m - P1c Zone, 264.50 m - Lower Paleocene, 268.50-289.20 m - P1c Zone, 296.10 m - P1b Zone), C-21 (7.50 m - P1c Zone, 38.50 m - P1b Zone), C-24 (40.00 m - P2 Zone), C-25 (22.50 m - P1b Zone, 355.00 m - P2 Zone), C-28 (15.00-16.00 m - P2 Zone), C-29 (365.90 m - P3 Zone, 383.20420.60 m - P4 Zone, 476.30 m - P5 Zone), C-30 (83.90 m - P4 Zone), sections Byala 1 (NP3-5 Zones), Byala 2b (NP1-3 Zones), Byala 2c (NP1-2 Zones), Byala River and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene); <u>Emine Formation.</u> Samples from the geological mapping (Paleocene).

Oridorsalis megastomus (Grzibowski, 1896)

Plate II, Figures 9-11

- 1928. Gyroidina beisseli, n. sp.; White, p. 201, pl. 39, fig. 7.
- 1937. Eponides megastoma (Grzibowski); Glaessner, S. 377, Taf. 3, Fig. 25.
- 1962. *Eponides megastoma* (Grzibowski); Hillebrandt, S. 105, Taf. 8, Fig. 13, 14.
- 1974. *Éponides megastomus* (Rzehak, 1838) emend. (Grzibowski, 1896); Szczechura, Pozaryska, p. 83, pl. 16, figs. 5-7.
- 1976. Eponides megastoma (Grzibowski); Aubert, Berggren, p. 426, pl. 7, fig. 3.
- 1981. *Gyroidina megastoma* (Grzibowski); Liszka, Liszkowa, p. 196, pl. 6, fig. 4.
- 1983. "Pulvinulina megastoma Rzk"; Geroch, Verdenius, pl. 11, fig. 9.
- 1993. Oridorsalis megastomus (Grzibowski); Hauser, Grünig, pl. 7, figs. 5-11.

Nomenclature. I have no data about the holotype. Geroch, Verdenius (1983) refigured the original Grzybowski's image. I compare to it. The species was first described from the Campanian of the Polish Carpathians (red clays from Vadovice area).

Material. Byala Formation (over 500 specimens), Emine Formation (101 specimens).

Description. Test is conical in shape, trochospiral, with convex umbilical and almost flush spiral side. The last one consists of 2.5-3 whorls. Umbilical side comprises 5-6 triangular chambers gradually increasing in size. Sutures are depressed, curved backwards, tangential. Umbilicus is narrow, flush to slightly depressed. Periphery is angled, surface is smooth. Aperture is low arch-shaped, interiomarginal, extending from umbilicus to periphery.

Distribution. The species is known from the Upper Cretaceous, Paleocene and Eocene of the Tethys region.

Occurrence. <u>Byala Formation</u>. C-11 (191.60-247.50 m - P1c Zone), C-12 (167.00 m - Lower Paleocene, 194.00-214.90 m -P1c Zone, 219.00 m - P1b Zone, 268.50-289.20 m - P1c Zone, 296.10 m - P1b Zone), C-21 (22.00-38.50 m - P1b Zone), C-23 (74.00 m - P3 Zone, 215.00-271.20 m - P1b Zone), C-24 (40.00 m - P2 Zone, 56.90 m - P1c Zone, 74.25 m - P1b Zone, 107.70 m - P1c Zone), C-25 (22.50-40.40 m - P1b Zone, 355.00 m - P2 Zone), C-28 (15.00-16.00 m - P2 Zone), C-29 (361.10-364.90 m - P3 Zone, 368.20-420.60 m - P4 Zone, 433.50-476.30 m - P5 Zone), C-30 (83.90-91.90 m - P4 Zone, 99.50-107.90 m - P5 Zone), sections Byala 1 (NP3-5 Zones), Byala 2b (NP1-3 Zones), Byala 2c (NP1-2 Zones), Byala River and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene); <u>Emine</u> <u>Formation.</u> Sections Kochan (P1c Zone), Emona (NP1 Zone) and Banya South-West (Lower Paleocene); samples from the geological mapping (Paleocene).

Oridorsalis whitei (Hillebrandt, 1962) Plate II, Figures 7, 8

1962. Eponides whitei, n. sp.; Hillebrandt, S. 106, Taf. 8, Fig. 11.

Nomenclature. The holotype (Slg. Munchen Prot. 1341) is from the Lower Paleocene of the Austrian Alps.

Material. Byala Formation (58 specimens).

Description. Test is trochospiral, biconvex. Spiral side is more convex, evolute, comprising 2.5-3 whorls. Here sutures are oblique, flush to slightly depressed. 9-10 triangular chambers are visible on umbilical side. They are divided by radial, straight, flush to slightly depressed. Umbilicus is round, flush, comprising up to 1/3 of test diameter, glassy. Periphery is tapered. Surface is smooth. Aperture is arch-shaped, basal, extraumbilical.

Remarks. The species differs from *O. lotus* (Schwager) by the larger number of chambers in the last whorl as well as the broader umbilicus.

Distribution. It is known from the Paleocene of the Alps.

Occurrence. C-12 (243.00 m - P1b Zone, 264.50 m - Lower Paleocene, 268.50-289.20 m - P1c Zone), C-21 (22.00-38.50 m - P1b Zone), C-25 (26.40-40.40 m - P1b Zone), C-28 (16.00 m - P2 Zone), C-29 (364.40 m - P3 Zone, 420.60 m - P4 Zone, 476.30 m - P5 Zone), sections Byala 1 (NP3-5 Zones), Byala 2b (NP1,2 Zones), Byala 2c (NP1-2 Zones), Byala River Valley (Paleocene).

References

- Aubert, J., W. A. Berggren. 1976. Paleocene benthic foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of Tunisia. – Bull. Centre Res. Pau - SNPA, 10, 2, 379-469.
- Berggren, W. A., J. Aubert. 1975. Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy, paleogeography and paleoecology of Atlantic-Tethyan regions: Midway type fauna. – *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.*, 18, 73-192.
- 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. 1948. Additional new foraminifera from the American Paleocene. – Contrib. Cush. Lab. For. Res., 24, 2, 43-45.
- 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., M. R. Todd. 1949. Species of the Genera Allomorphina and Quadrimorphina. – Contrib. Cush. Lab. For. Res., 25, 3, 59-72.
- Darakchieva, S., 1999. Small Tertiary Foraminifers from Bulgaria. Atlas. Sofia, 92 p.
- Darakchieva, S., S. Juranov, 1992. Small Foraminifers from the Middle and Upper Eocene in the Burgas District. Calcareous benthic foraminifers. Part I. – *Geologica Balc.*, 22, 4, 3-42.
- Douglas, R. G. 1973. Benthonic foraminiferal biostratigraphy in the Central North Pacific, Leg 17. – *Init. Repts. DSDP*, 17, 607-671, 111, 1-207.

- Geroch, S., J. G. Verdenius. 1983. Note to the Plates of J. Grzybowski's Micropaleontological Publications. – In: Verdenius, J. G., J. E. van Hinte, A. R. Fortuin (Eds.). Proceedings of the First Workshop on Arenaceous Foraminifera, 7-9 September 1981, 273-303.
- Glaessner, M. 1937. Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus. 1. Die Foraminiferen der Altesten Tertiärschichten des Northwest Kaukasus. – Probl. Paleont., 2-3, 349-410.
- Hauser, E. H., A. K. Grunig. 1993. *Eponides* and some related genera (Cretaceous to Recent): a taxonomic revision. – *J. Foram. Res.*, 23, 4, 238-253.
- Hillebrandt, A. von. 1962. Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. – Bayer. Acad. Wiss., math-natw. Cl., Abh., (N. F.), 108, 1-192.
- Krayeva, E.Y., B. F. Zernetskij. 1969. Paleogene Foraminifers from Ukraine. – Paleont. Misc., 3, 197 p. (In Russian)
- Liszka, S., J. Liszkowa. 1981. Revision of J. Grzybowski's paper (1896) "Foraminifera of the red clays from Wadowice". – Rocz. Pol. Tow. Geol., 51, 1-2, 153-208.
- Loeblich, A. Jr., H. Tappan. 1988. Foraminiferal Genera and Their Classification. Van Nostrand Reinhold, New York, 970 p.
- Olson, R. K. 1960. Foraminifera of the Latest Cretaceous and Earliest Tertiary Age in the New Jersey coastal plain. – *J. Paleontol.*, *34*, 1, 1-58.
- Pozaryska, K. 1965. Foraminifera and biostratigraphy of the Danian and Montian in Poland. – *Paleont. Polonica*, *14*, 156 p.
- Reuss, A. E. 1851. Über die fossilen Foraminiferen und Entomostraceen der Septarienthone der Umgegend von Berlin.– Zeitschr. Deutsch. Geol. Gess., 3, 49-92.

- Reuss, A. E. 1860. Die Foraminiferen der westphalischen Kreideformation. – Sitz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, 40, 3-94.
- Schwager, C. 1883. Die Foraminiferen aus den Eozänablagerungen der Lybischen Wuste und Ägyptens. – Palaeontographica, 30, 81-153.
- Stancheva, M. 1959. Eocene foraminifers from Pleven District. *Treat. Geol. Bulg., Ser. Paleont.,* 1, 321-359. (In Bulgarian).
- Szczechura, J., K. Pozaryska. 1974. Foraminiferida from the Paleocene of Polish Carpatians (Babica clays). – Paleontol. Polonica, 32, 142 p., 38 pls.
- Tzaneva, P. 1952. Family Rotalidae from Stalin District, North-Eastern Bulgaria. – Ann. Ch. Manag. Geol. Min. Res., A, 5, 495-527. (in Bulgarian).
- Valchev, B. 2003. Biostratigraphy of the Paleocene of the coastal part of East Stara Planina based on small benthic foraminifera. – *Geologica Balc.*, 33, 1-2, 47-59.
- Valchev, B. 2007. Midway-type benthic foraminifera from the Paleocene of the coastal part of east Stara Planina (Eastern Bulgaria). Family Textulariidae Ehrenberg, 1838 to Family Stilostomellidae Finlay, 1947. – Ann. Univ. Mining and Geology, 50, Part 1 – Geology and Geophysics, 129-137.
- White, M. P. 1928. Some Index Foraminifera of the Tampico Embayment Area of Mexico. Part I. – J. Paleont., 2, 177-215.

Recommended for publication by Department of "Geology and Paleontology", Faculty of Geology and Prospecting

PLATE I

1, 2. Valvulineria alpina Hillebrandt, 1962. Byala Formation, Byala River Valley, Paleocene; 1 – umbilical view, Sample 6P-6; SEMx63; 2 – spiral view, Sample KU-1; SEMx63.

3, 4. Cibicides megaloperforatus Said&Kenawy, 1956. Byala Formation, Borehole C-12, 169.70 m, Lower Paleocene, Sample C-12-61; 3 – umbilical view, 4 - spiral view; SEMx93.

5, 6. *Cibicides simplex* Brotzen, 1948. Byala Formation, Section Byala 1, Lower Paleocene, NP5 Zone, Sample Ε1-11; 5 – spiral view, 6 – umbilical view; SEMx93.

7. *Pullenia quinqueloba* (Reuss, 1851). Byala Formation, Borehole C-30, 86.30 m, Upper Paleocene, P4 Zone, Sample C-30-8; SEMx65.5.

8. Allomorphina conica Cushman & Todd, 1949. Byala Formation, Koundilaki Cheshme Valley, Paleocene, Sample K4-1, umbilical view; SEMx65.5.

9. Chilostomelloides sp. Byala Formation, Borehole C-30, 83.90 m, Upper Paleocene, P4 Zone, Sample C-30-6; apertural view; SEMx65.5.

10, 11. **Quadrimorphina allomorphinoides** (Reuss, 1860). Byala Formation, Koundilaki Cheshme Valley, Paleocene, Sample K4-1; *10* – spiral view, *11* – umbilical view; SEMx110.

12, 13. Allomorphina paleocenica Cushman, 1948. Byala Formation, Borehole C-29, 399.20 m, Upper Paleocene, P4 Zone, Sample C-29-8; 12 – spiral view, 13 – umbilical view; SEMx81.5.

14, 15. Quadrimorphina cretacea (Reuss, 1851). Byala Formation, Borehole C-30, 99.50 m, Upper Paleocene, P5 Zone, Sample C-30-14; 14 – spiral view, 25 – umbilical view; SEMx81.5.

PLATE II

1, 2. **Osangularia plummerae** Brotzen, 1940. Byala Formation, Borehole C-30, 83.90 m, Upper Paleocene, P4 Zone, Sample C-30-6; 1 – umbilical view, 2 – spiral view; SEMx85.

3, 4. *Alabamina midwayensis* Brotzen, 1948. Byala Formation, Section Byala 2b, Lower Paleocene, NP3 Zone, Sample Б-2b-14; 3 – umbilical view, 4 – spiral view; SEMx50.5.

5, 6. *Oridorsalis lotus* (Schwager, 1883). Byala Formation, Section Byala 2b, Lower Paleocene, NP3 Zone, Sample E2b-13; 5 – umbilical view, 6 – spiral view; SEMx97.

7, 8. Oridorsalis whitei (Hillebrandt, 1962). Byala Formation, Section Byala 2b, Lower Paleocene, NP3 Zone, Sample Б2b-13; 7 – umbilical view, 8 – spiral view; SEMx53.

9-11. **Oridorsalis megastomus** (Grzybowski, 1896). Byala Formation; 9, 11 - Borehole C-30, 107.90 m, Upper Paleocene, P5 Zone, Sample C-30-19; 9 – umbilical view, 11 – spiral view; SEMx75; 10 – Byala River Valley, Paleocene, apertural view, Sample EP-6; SEMx110.









MIDWAY-TYPE BENTHIC FORAMINIFERA FROM THE PALEOCENE OF THE COASTAL PART OF EAST STARA PLANINA (EASTERN BULGARIA). FAMILY HETEROLEPIDAE GONZALES-DONOSO, 1969 TO FAMILY ROTALIIDAE EHRENBERG, 1839

Boris Valchev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; b_valchev@mgu.bg

ABSTRACT. The present article is the third one (last) from the series concerning the taxonomy of the so-called Midway-type benthic foraminifera. Taxonomical descriptions of 8 species are introduced in the article. The species belong to 5 genera (*Anomalinoides* – 4 species, *Heterolepa* – 2 species, *Gyroidinoides* – 1 species, *Karreria* – 1 species, *Rotalia* – 1 species), 4 families, 6 superfamilies and 1 suborder. 4 species are first described in Bulgaria, 1 species is first described from the Paleocene, and 4 species is first described from the Paleocene of Bulgaria. The Loeblich & Tappan's (1988) classification is applied in the article. *Key words*: taxonomy, Midway-type benthic foraminifera, Paleocene, East Stara Planina

БЕНТОСНИ ФОРАМИНИФЕРИ ТИП "MIDWAY" ОТ ПАЛЕОЦЕНСКАТА СЕРИЯ В ПРИМОРСКАТА ЧАСТ НА ИЗТОЧНА СТАРА ПЛАНИНА (ИЗТОЧНА БЪЛГАРИЯ). СЕМЕЙСТВО HETEROLEPIDAE GONZALES-DONOSO, 1969 ДО СЕМЕЙСТВО ROTALIIDAE EHRENBERG, 1839

Борис Вълчев

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

РЕЗЮМЕ. Настоящата статия е трета (последна) от поредицата, посветена на таксономията на бентосните фораминифери тип "Midway". Представени са таксономични описания на 8 вида принадлежащи на 5 рода (*Anomalinoides* – 4 species, *Heterolepa* – 2 species, *Gyroidinoides* – 1 species, *Karreria* – 1 species, *Rotalia* – 1 species), 4 семейства, 6 надсемейства и 1 подразред. 4 вида се описват за парви път в България, 1 вид е установен за първи път в Палеоценски скали, а 4 са установени за първи път в скалите на Палеоценската серия в България. Използвана е систематиката на Loeblich & Tappan (1988). *Ключови думи*: таксономия, бентосни фораминифери тип "Midway", Палеоценска серия, Източна Стара планина

Introduction

The present article is the third one (last) from the series concerning the taxonomy of the so-called Midway-type benthic foraminifera. Taxonomical descriptions of 8 species are introduced in the article. The species belong to 5 genera, 4 families (HETEROLEPIDAE Gonzales-Donoso, 1969 to ROTALIIDAE Ehrenberg, 1839), 6 superfamilies and 1 suborder. 4 species are first described in Bulgaria, 1 species is first described from the Paleocene, and 4 species is first described from the Paleocene of Bulgaria.

The map with the location of the studied borehole and outcrop sections was published by Valchev (2003). The biostratigraphical framework was discussed in the same article.

The Loeblich & Tappan's (1988) classification is applied in the article.

Taxonomical descriptions

Suborder ROTALIINA Delage and Herouard, 1896 Superfamily CHILLOSTOMELLACEA Brady, 1881 Family HETEROLEPIDAE Gonzales-Donoso, 1969 Genus **Anomalinoides** Brotzen, 1942 *Type species. Anomalina plummerae* Brotzen, 1942 = *Anomalina pinguis* P. H. Jennings, 1936 (original designation). *Distribution.* Albian - Holocene; cosmopolitan.

Anomalinoides acutus (Plummer, 1926) Plate I, Figures 1, 2

- ____
- 1947. Anomalina acuta Plummer; Subbotina, p. 133, pl. 4, figs. 23-25. 1947. Cibicides acutus sp. nov.; Samoilova, p. 97. figs. 40-42.
- 1954. Anomalina (Pseudovalvulineria) acuta var. acuta Plummer; Vassilenko, p. 113, pl. 16, figs. 3, 4.
- 1959. Anomalina acuta Plummer; Stancheva, p. 341, pl. 4, fig. 2.
- 1961. *Anomalina acuta* var. *acuta* Plummer; Dikova, p. 210, pl. 12, figs. 12, 13, pl. 13, fig. 4.
- 1969. Anomalina acuta acuta Plummer; Krajeva, Zernetskij, p. 85, pl. 34, fig. 1.
- 1974. Anomalina acuta Plummer; Szczechura, Pozaryska, p. 103, pl. 26, figs, 1-3, 6, 7.
- 1976. Anomalinoides acuta (Plummer); Aubert, Berggren, p. 429, pl. 9, fig. 1.
- 1993. *Anomalinoides acutus* (Plummer); Darakchieva, Juranov, p. 70, pl. 3, figs. 1, 2.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

Material. Byala Formation (about 400 specimens).

Remarks. In Bulgaria the species was described from the Eocene of Pleven District (Stancheva, 1959), and the Upper Cretaceous of NE Bulgaria (Dikova, 1961). It was also established in the Eocene of Bourgas District (Darakchieva, Juranov, 1993).

Distribution. It is known from the Upper Cretaceous and the Paleocene of Texas, the Paleocene of Trinidad, Arkansas, the Netherlands, Sweden, Tunisia, Caucasus, Middle Asia, the Lower Eocene of England, the Eocene of Ukraine, Byelorussia, Caucasus, Ural, North Turkmen, Germany, Belgium. It was also found during the deep-sea drilling in Norwegian Sea (Lower Eocene) and the Atlantic (Eocene).

Occurrence. C-11 (191.60-192.40 m - P1c Zone), C-12 (167.00 m - Lower Paleocene, 204.00 m - P1c Zone, 219.00 m - P1b Zone, 268.50 m - P1c Zone), C-21 (22.00-38.50 m - P1b Zone), C-23 (139.50 m - P1b Zone), C-24 (23.00 m - P3 Zone, 40.00 m - P2 Zone, 107.70 m - P1c Zone), C-25 (22.50-40.40 m - P1b Zone, 355.00 m - P2 Zone), C-28 (15.00-16.00 m - P2 Zone, 56.90 m - P1c Zone), C-29 (361.10-365.90 m - P3 Zone, 383.20-420.60 m - P4 Zone, 433.50-476.30 m - P5 Zone), C-30 (83.90-86.30 m - P4 Zone, 99.50-107.90 m - P5 Zone), section Byala 2b (NP3 Zone).

Anomalinoides danicus (Brotzen, 1942)

Plate I, Figures 3, 4

- 1948. Anomalinoides danica (Brotzen); Brotzen, p. 87, pl. 14, fig. 1, text-fig. 22.
- 1954. Anomalina (Anomalina) danica (Brotzen); Vassilenko, p. 67, pl. 4, fig. 3.
- 1961. Anomalina danica Brotzen; Dikova, p. 316, pl. 2, fig. 3.
- 1962. Gavelinella rubiginosa (Cushman); Hillebrandt, S. 102, Taf. 8, fig. 1.
- 1965. Anomalina danica Brotzen; Pozaryska, p. 128, pl. 24, figs. 1-3.
- 1976. Gavelinella danica (Brotzen); Aubert, Berggren, p. 433, pl.11, fig. 5.
- 1983. Gavelinella danica (Brotzen); Tjalsma, Lohman, p. 13, pl. 5, fig.7.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

Material. Byala Formation (217 specimens), Emine Formation (2 specimens).

Remarks. In Bulgaria the species was described from the Paleogene of Varna District (Dikova, 1961).

Distribution. It is known from the Upper Cretaceous of Germany, the Maastrichtian of Tunisia, Ukraine, the Netherlands, the Paleocene of North Europe, Poland, Ukraine, North Caucasus, Crimea, Tunisia, deep-sea holes in the Atlantic (Paleocene – Lower Eocene), and Norwegian Sea (Lower Eocene).

Occurrence. Byala Formation. C-11 (191.60-192.40 m - P1c Zone), C-12 (167.00 m - Lower Paleocene, 204.00 m - P1c Zone), C-23 (128.00 m - P3 Zone, 271.20 m - P1b Zone), C-24 (23.00 m - P3 Zone, 40.00 m - P2 Zone, 107.70 m - P1c Zone), C-25 (22.50-40.40 m - P1b Zone, 355.00 m - P2 Zone), C-28 (15.00-16.00 m - P2 Zone), C-29 (361.10-365.00 m - P3 Zone, 383.20-420.60 m - P4 Zone, 433.50-476.30 m - P5 Zone), C-30 (83.90-91.90 m - P4 Zone, 99.50-107.90 m - P5 Zone). Emine Formation. Section Kochan (P1c Zone), and a sample from the geological mapping (Paleocene).

Anomalinoides praeacutus (Vassilenko, 1950)

Plate I, Figures 5, 6

1950. Anomalina praeacuta n. sp.; Vassilenko, p. 208, pl. 5, figs. 2, 3.

- 1954. Anomalina (Pseudovalvulineria) praeacuta Vassilenko; Vassilenko, p. 11, pl. 16, figs. 1, 2.
- 1951. Anomalina acuta Plummer; Cushman, p. 62, pl. 18, figs. 5, 6.
- 1962. Anomalinoides praeacuta (Vassilenko), Hillebrandt, S. 112, Taf. 9, Fig. 8.
- 1976. Anomalinoides praeacuta (Vassilenko); Aubert, Berggren, p. 430, pl. 9, fig. 2.

Nomenclature. Holotype (VNIGRI Coll. № 2247) is from the Paleocene of Romnen region (Dnepr-Donets basin, Ukraine). It was figured by Vassilenko (1950, pl. 5, fig. 2).

Material. Byala Formation (190 specimens), Emine Formation (1 specimen).

Description. Test is trochospiral, symmetrically biconvex. 2-2.5 whorls are visible on the spiral side. Umbilical side reveals 10-11 triangular chambers with gradually increasing sizes. Sutures are radial, slightly elevated, curved backwards. Umbilicus is small, slightly depressed. Periphery is broadly rounded. Aperture is medial.

Remarks. This species differs from *A. acutus* (Plummer) by clearly distinctive whorls on the spiral side and the rounded periphery.

Distribution. It is known from the Maastrichtian and Lower Paleocene of the Russian Plateau, Caucasus, Western Siberia, Polish Carpathians, the Paleocene of Ukraine, Carpathians, Sweden, Arkansas, Alabama, Austrian Alps, Tunisia, East Kamchatka, the Eocene of Arkansas and Alabama, deep-sea holes in the Atlantic (Paleocene – Lower Eocene).

Occurrence. <u>Byala Formation</u>. C-12 (167.00-169.70 m -Lower Paleocene, 203.00-204.00 m - P1c Zone, 264.50 m -Lower Paleocene), C-21 (7.50 m - P1c Zone, 22.00 m - P1b Zone), C-23 (74.00-123.00 m - P3 Zone, 139.50-215.00 m -P1b Zone), C-24 (40.00 m - P2 Zone, 107.70 m - P1c Zone), C-25 (22.50-45.00 m - P1b Zone, 355.00 m - P2 Zone), C-28 (15.00-16.00 m - P2 Zone), C-29 (361.10-365.00 m - P3 Zone, 383.20-420.60 m - P4 Zone, 433.50-476.30 m - P5 Zone), C-30 (83.90-86.30 m - P4 Zone, 99.50-107.90 m - P5 Zone). <u>Emine Formation</u>. Section Kochan (P1c Zone).

Anomalinoides welleri (Plummer, 1927)

Plate I, Figure 7

- 1951. Anomalina welleri (Plummer); Cushman, p. 63, l. 18, fig.12.
- 1954. Anomalina (Anomalina) welleri (Plummer); Vassilenko, p. 62, pl. 3, figs. 6, 7.

1975. Anomalinoides welleri (Plummer); Berggren, Aubert, p. 151, pl. 5, fig. 3, pl. 13, fig. 7, pl. 18, fig. 6, pl.19,fig.1.

1976. Anomalinoides welleri (Plummer); Aubert, Berggren, p. 430, pl. 9, fig. 5.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

Material. Byala Formation (22 specimens).

Description. Test is trochospiral, biconvex, moderately flattened. Spiral side is evolute and it reveals 2-2.5 whorls, as the chambers are distinct in the last one only. 10-12 triangular chambers with gradually increasing sizes are visible on the umbilical side. Sutures are radial, slightly depressed, curved backwards. Umbilicus is narrow, deep, usually filled with secondary deposits. Periphery is broadly rounded. Wall is finely perforated. Aperture is slit-like, extended from periphery to umbilicus.

Distribution. The species is known from the Maastrichtian and Paleocene of the Tethys region. It was also established in the deep-sea holes in the North Atlantic (Paleocene).

Occurrence. C-11 (191.60-247.50 m - P1c Zone), C-21 (38.50 m - P1b Zone), C-28 (15.00 m - P2 Zone), C-30 (83.90 m - P4 Zone), sections Byala 1 (NP4-5 Zones), Byala 2b (NP1 Zone), Byala 2c (NP1 Zone).

Genus Heterolepa Franzenau, 1894

Type species. Heterolepa simplex Franzenau, 1894 = *Rotalina dutemolei* d'Orbigny, 1846 (subsequent designation by Loeblich and Tappan, 1962).

Distribution. Maastrichtian - Holocene; cosmopolitan.

Heterolepa grimsdalei (Nuttal, 1930)

Plate I, Figures 9, 10

1930. *Cibicides grimsdalei* Nuttal, n. sp.; Nuttal, p. 291, pl. 25, figs. 7, 8, 11.

1973. *Cibicidoides grimsdalei* (Nuttal); Douglas, p. 650, pl. 15, figs. 1-6.

1975. *Heteropepa grimsdalei* (Nuttal); Braga et al., p. 98, T. 2, fig. 18. *Nomenclature*. I have no data about the holotype. The species was first described from the Eocene of Mexico.

Material. Byala Formation (397 specimens), Emine Formation (3 specimens).

Description. Test is trochospiral, with almost flat spiral side and dome-like umbilical one. 2 whorls with oblique, depressed and curved backwards sutures are visible on the spiral side. Umbilical side reveals 9-10 triangular chambers. Here sutures are flush or slightly depressed, curved backwards. Umbilicus is flush. Periphery is narrowly rounded. Aperture is interiomarginal. Spiral side is covered with large pores and pistules.

Distribution. The species is known from the Eocene of Mexico, Apennines, the deep-sea drilling in the Atlantic (Eocene-Lower Oligocene), and the Pacific (Eocene – Lower Miocene).

Occurrence. <u>Byala Formation</u>. C-11 (192.40 m - P1c Zone), C-12 (194.00214.90 m - P1c Zone, 219.20 m - P1b Zone, 264.50 m - Lower Paleocene, 268.50-289.20 m - P1c Zone, 296.10 m - P1b Zone), C-21 (22.00-38.50 m - P1b Zone), C-23 (139.50-271.20 m - P1b Zone), C-24 (23.00 m - P3 Zone, 40.00 m - P2 Zone, 107.70 m - P1c Zone), C-25 (22.50-45.00 m - P1b Zone, 355.00, 454.60 m - P2 Zone), C-28 (15.00-16.00 m - P2 Zone, 512.00-513.00 m - P3 Zone), C-29 (364.40-365.00 m - P3 Zone, 399.20 m - P4 Zone, 440.30-476.30 m - P5 Zone), C-30 (86.30 m - P4 Zone). <u>Emine Formation</u>. Section Banya-Southwest (Lower Paleocene).

Heterolepa perlucida (Nuttal, 1932)

Plate I, Figures 11, 12

- 1947. Cibicides perlucidus Nuttal; Subbotina, p. 137, pl. 7, figs. 22-25.
- 1950. *Cibicides* (*Gemelides*) *perlucidus* Nuttal; Vassilenko, p. 191, pl. 24, figs. 2, 4, 5.
- 1959. Cibicides perlucidus Nuttal; Stancheva, p. 342, pl. 5, fig. 2.
- 1961. Cibicides perlucidus Nuttal; Dikova, p. 322, pl. 5, fig. 1.
- 1973. *Cibicidoides perlucidus* (Nuttal); Douglas, p. 650, pl. 15, figs. 7-9.
- 1993. *Heterolepa perlucida* (Nuttal); Darakchieva, Juranov, p. 70, pl. 2 , figs. 10, 11.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

Material. Byala Formation (over than 400 specimens).

Remarks. In Bulgaria the species was described from the Eocene of Pleven District (Stancheva, 1959), and the

Paleogene of the NE part of the country (Dikova, 1961), as in both cases it was referred to genus Cibicides de Montfort. It was also established in the Eocene of Bourgas District (Darakchieva, Juranov, 1992). It differs from *H. grimsdalei* (Nuttal) by its smaller pore's diameter on the spiral side.

Distribution. This species is known from the Paleocene of Caucasus, Crimea, the Upper Paleocene and Eocene of Turkmenia, the Eocene of North Caucasus, Crimea, the Upper Eocene of Poland, the Oligocene of Mexico, France.

Occurrence. C-11 (191.60-192.40 m - P1c Zone), C-12 (167.00-169.70 m - Lower Paleocene, 204.00 m - P1c Zone, 264.50 - Lower Paleocene), C-21 (22.00-38.50 m - P1b Zone), C-23 (74.00 m - P3 Zone, 139.50-271.20 m - P1b Zone), C-24 (23.00 m - P3 Zone, 40.00 m - P2 Zone), C-25 (22.50-45.00 m - P1b Zone, 355.00, 454.60 m - P2 Zone), C-28 (15.00-16.00 m - P2 Zone, 512.00-513.00 m - P3 Zone), C-29 (361.10-365.00 m - P3 Zone, 383.20-420.60 m - P4 Zone, 433.50-476.30 m - P5 Zone), C-30 (83.90-91.90 m - P4 Zone, 99.50-107.90 m - P5 Zone).

Family GAVELINELLIDAE Hofker, 1956 Subfamily GYROIDINIDAE Saidova, 1981 Genus **Gyroidinoides** Brotzen, 1942

Type species. Rotalia nitida Reuss, 1844 (original designation).

Distribution. Cenomanian - Holocene; cosmopolitan.

Gyroidinoides octocameratus (Cushman and Hanna, 1927) Plate I, Figure 8

1937. *Gyroidina soldanii* d'Orbigny var. *octocamerata* Cushman et G. D. Hanna; Glaessner, S. 379, Taf. 3, Fig. 27.

- 1948. *Gyroidinoides soldanii* (d'Orbigny) var. *octocamerata* (Cushman & Hanna); Brotzen, p. 76, pl. 2, fig. 3.
- 1953. Gyroidina octocamerata (Cushman and Hanna); Mjatljuk, p. 60, pl. 4, figs. 7, 8.
- 1962. *Gyroidinoides soldanii octocameratus* (Cushman and Hanna); Hillebrandt, S. 108, Taf. 9, Fig. 6.
- 1993. *Gyroidinoides octocameratus* (Cushman and Hanna); Darakchieva, Juranov, p. 72, pl. 3, figs. 10, 11.

Nomenclature. I compare to the refigured by Mjatljuk (1953, pl. 4, fig. 7) holotype. The species was first described from the Eocene of California.

Material. Byala Formation (44 specimens).

Remarks. In Bulgaria the species was described from the Upper Eocene of Bourgas District (Darakchieva, Juranov, 1992).

Distribution. It is known from the Maastrichtian and Paleocene of Poland, the Paleocene of Sweden, Slovakia, the Alps, Caucasus, Australia, East Kamchatka,, the Upper Paleocene of France, the Eocene of California, Caucasus, North Italy, Belgium, the deep-sea holes in the Atlantic (Campanian - Maastrichtian), bay of Biscay (Upper Eocene – Lower Oligocene).

Occurrence. C-12 (204.00 m - P1c Zone), C-21 (38.50 m - P1b Zone), C-25 (22.50-26.40 m - P1b Zone), C-29 (364.40 m - P3 Zone, 44.30-476.30 m - P5 Zone), C-30 (83.90 m - P4 Zone, 99.50 m - P5 Zone), sections Byala 1 (NP5 Zone), Byala 2b (NP1-3 Zones), Byala 2c (NP1-2 Zones), Byala River and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene).

Family KARRERIIDAE Saidova, 1981 Genus **Karreria** Rzehak, 1891 *Type species. Karreria fallax* Rzehak, 1891 (original designation).

Distribution. Albian - Holocene; cosmopolitan.

Karreria fallax Rzehak, 1891

Plate I, Figures 13, 14

- 1895. Karreria fallax m.; Rzehak, S. 226, Tab. 7, Fig. 7, 8.
- 1928. Karreria fallax Rzehak; White, p. 229, pl. 41, fig. 2.
- 1948. *Karreria fallax* Rzehak; Brotzen, p. 113, pl. 18, fig. 3, text-figs. 34-37.
- 1954. Karreria fallax Rzehak; Vassilenko, p. 201, pl. 36, figs. 3, 4.
- 1974. *Karreria fallax* Rzehak; Szczechura, Pozaryska, p. 114, pl. 18, figs. 1-5.

1976. Karreria fallax Rzehak; Aubert, Berggren, pl. 12, fig. 5.

1988. Karreria fallax Rzehak; Loeblich, Tappan, pl. 724, figs. 1-4.

Nomenclature. I have no data about the holotype. The species was first described from the Lower Paleogene of the Carpathians.

Material. Byala Formation (70 specimens).

Description. Test is free, heteromorphous. Initial portion is trochospiral, the late one is uniserial. Spiral side is flush or slightly concave, the umbilical one is convex. 5-6 inflated chambers with gradually increasing sizes are visible in the last whorl. Sutures are distinct, deep, and radial almost straight. Periphery varies from broadly rounded to slightly tapered. Surface is smooth. Aperture is terminal, oval.

Distribution. The stratigraphical range of the species is Upper Cretaceous – Eocene; cosmopolitan.

Occurrence. C-11 (191.60 m - P1b Zone), C-12 (204.00 m - P1b Zone, 289.20 m - P1c Zone, 296.10 m - P1b Zone), C-21 (29.50-38.50 m - P1b Zone), C-28 (16.00 m - P2 Zone), C-29 (420.60 m - P4 Zone, 440.30-476.30 m - P5 Zone), C-30 (83.90 m - P4 Zone, 107.90 m - P5 Zone), sections Byala 1 (NP3 Zone), Byala 2b (NP1-3 Zones), Byala 2c (NP1-2 Zones), Byala River and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene)

Superfamily ROTALIACEA Ehrenberg, 1839 Family ROTALIIDAE Ehrenberg, 1839 Subfamily ROTALIINAE Ehrenberg, 1839 Genus **Rotalia** Lamarck, 1804

Type species. Rotalites trochidiformis Lamarck, 1804 (subsequent designation by Childrean, 1823); *Distribution.* Coniacian – Eocene; cosmopolitan.

Rotalia hermi Hillebrandt, 1962

Plate I, Figures 15-17

1962. *Rotalia hermi* n. sp.; Hillebrandt, S. 116, Taf. 10, Fig. 13, 14; Taf. 15, Fig. 16, 17; Texttab. 10.

Nomenclature. Holotype (Slg. München Prot. 1363a (P 2140)) is from the Lower Paleocene (Graue Mergel in der Fazies der Nierentaler Schichten) of the Austrian Alps.

Material. Byala Formation (199 specimens).

Description. Test is trochospiral, biconvex. Spiral side is more convex and it shows 2-2.5 whorls. Here sutures are flush or slightly elevated. 11-12 triangular chambers are visible on the umbilical side. Sutures are radial, deep, slightly curved backwards. Umbilicus is comparatively broad (1/4 to 1/5 of test diameter), flush or slightly concave. In the last case it is filled with secondary deposits. Periphery bears narrow and thick keel. Surface is covered with pores. Aperture is basal, extraumbilical, simple. *Distribution*. The species is known from the Paleocene of the Austrian Alps.

Occurrence. C-11 (191.60-192.40 m - P1c Zone), C-12 (219.20 m - P1b Zone), C-21 (29.50-37.00 m - P1b Zone), C-24 (40.00 m - P2 Zone, 56.90 m - P1c Zone, 74.25 m - P1b Zone), C-25 (40.40 m - P1b Zone, 355.00, 454.00 m - P2 Zone), C-28 (15.00 m - P2 Zone), C-29 (383.20-420.60 m - P4 Zone, 440.30-476.30 m - P5 Zone), C-30 (83.90-86.30 m - P4 Zone, 99.50 m - P5 Zone).

References

- Aubert, J., W. A. Berggren. 1976. Paleocene benthic foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of Tunusia. - Bull. Centre Res. Pau - SNPA, 10, 2, 379-469.
- Berggren, W. A., J. Aubert. 1975. Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy, paleogeography and paleoecology of Atlantic-Tethyan regions: Midway type fauna. – Paleogeogr. Paleoclim. and Paleoecol., 18, 73-192.
- Braga, G., R. de Biase, A. Grunig, F. Proto Decima. 1975. Foraminiferi bentonici del Paleocene ed Eocene della sezione di Possagno. – *Schweiz. Palaeont. Abh.*, 97, 85-199.
- Brotzen, F. 1948. The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna. Sverig. Geol. Unders., Ser. C 493, 4, 2, 3-140.
- 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.
- Darakchieva, S., S. Juranov. 1993. Small Foraminifers from the Middle and Upper Eocene in the Burgas District. Calcareous benthic foraminifers. Part II. – *Geologica Balc.*, 23, 1, 59-77.
- Dikova, P. 1961. Upper Cretaceous and Tertiary Anomalinidae from Northeastern Bulgaria. – *Treat. Geol. Bulg., Ser. Paleont., 3*, 311-342 (in Bulgarian).
- Douglas, R. G. 1973. Benthonic foraminiferal biostratigraphy in the Central North Pacific, Leg 17. – *Init. Repts. DSDP*, 17, 607-671, 111, 1-207.
- Glaessner, M. 1937. Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus. 1. Die Foraminiferen der Altesten Tertiärschichten des Northwest Kaukasus. – Probl. Paleontol., 2-3, 349-410.
- Hillebrandt, A. von. 1962. Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. – Bayer. Acad. Wiss., math-natw. Cl., Abh., (N. F.), 108, 1-192.
- Krayeva, E.Y., B. F. Zernetskij. 1969. Paleogene foraminifers from Ukraine. – *Paleont. Misc.*, *3*, 197 p. (in Russian)
- Loeblich, A. Jr., H. Tappan. 1988. Foraminiferal Genera and Their Classification. Van Nostrand Reinhold, New York, 970p.
- Mjatljuk, E. V. 1953. Spirilinids, Rotaliids, Epistomonids, and Asterigerinids. – *Treat. VNIGRI, New Ser.,* 71, 274 p. (in Russian)
- Nuttal, W. L. F. 1930. Eocene foraminifera from Mexico. *J. Paleont.*, *4*, 271-293.
- Pozaryska, K. 1965. Foraminifera and biostratigraphy of the Danian and Montian in Poland. – *Paleont. Polonica*, 14, 156 p.

- Rzehak, A. 1895. Über einige merkwurdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. – Ann. k. k. Naturhist. Hofmus., 10, 2, 213-230.
- Samojlova, R. B. 1947. Some New and Characteristic Foraminiferal Species from the Upper Paleogene of Crimea. – *Bull. Mosc. Soc. Test. Nat.*, 22, 4, 77-99 (in Russian).
- Szczechura, J., K. Pozaryska. 1974. Foraminiferida from the Paleocene of Polish Carpatians (Babica clays). – *Paleontol. Polonica*, 32, 142 p., 38 pls.
- Stancheva, M. 1959. Eocene foraminifers from Pleven District. – *Treat. Geol. Bulg., Ser. Paleont.,* 1, 321-359 (in Bulgarian).
- Subbotina, N. N. 1947. Danian and Paleogene Foraminifers from North Caucasus. – In: *Microfauna from the Oil Deposits of Caucasus, Emba and Middle Asia.* VNIGRI, 39-160 (in Russian).
- Tjalsma, R. C., G. P. Lohman. 1983. Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean. – *Micropaleont., Spec. Publ.*, 4, 90 p.
- Valchev, B. 2003. Biostratigraphy of the Paleocene of the Coastal Part of East Stara Planina based on Small Benthic Foraminifera. *Geologica Balc.*, 33, 1-2, 47-59.

- Valchev, B. 2007. Midway-type benthic foraminifera from the Paleocene of the coastal part of East Stara Planina (Eastern Bulgaria). Family TEXTULARIIDAE Ehrenberg, 1838 to Family STILOSTOMELLIDAE Finlay, 1947. – Ann. Univ. Mining and Geology, 50, Part I, Geology and Geophysics, 129-137.
- Valchev, B. 2008. Midway-type benthic foraminifera from the Paleocene of the coastal part of East Stara Planina (Esatern Bulgaria). Family BAGGINIDAE Cushman, 1927 to Family ORIDORSALIDAE Loeblich and Tappan, 1964. – Ann. Univ. Mining and Geology, 51, Part I, Geology and Geophysics, 119-126.
- Vassilenko, V. P. 1950. Paleocene foraminifers from the central part of Dnepr-Donets Lowering. – In: *Microfauna* USSR, 4, 177-224. (in Russian).
- Vassilenko, V. P. 1954. Anomalinids. *Treat. VNIGRI, New* Ser., 80, 282 p. (in Russian).
- White, M. P. 1928. Some Index Foraminifera of the Tampico Embayment Area of Mexico. Part I. – *J. Paleont.*, 2, 177-215.

Recommended for publication by Department of "Geology and Paleontology", Faculty of Geology and Prospecting

PLATE I

1, 2. Anomalinoides acutus (Plummer, 1926). Byala Formation, Borehole C-30, Upper Paleocene, 83.90 m, P4 Zone, Sample C-30-6; 1 – umbilical view, 2 – spiral view; SEMx101.

3, 4. Anomalinoides danicus (Brotzen, 1948). Byala Formation, Byala River Valley, Paleocene, Sample БР-7; 3 – spiral view, 4 – umbilical view; SEMx50.5.

5, 6. *Anomalinoides praeacutus* (Vassilenko, 1950). Byala Formation, Section Byala 2b, Lower Paleocene, NP3 Zone, Sample Б-2b-13; 5 – spiral view, 6 – umbilical view; SEMx63.

7. Anomalinoides welleri (Plummer, 1927). Byala Formation, Section Byala 1, Lower Paleocene, NP5 Zone, Sample 51-10; umbilical view; SEMx60.

8. *Gyroidinoides octocameratus* (Cushman&Hanna, 1927). Byala Formation, Byala River Valley, Paleocene, Sample EP-6; umbilical view; SEMx60.

9, 10. Heterolepa grimsdalei Nuttal, 1930. Byala Formation, Section Byala 1, Lower Paleocene, NP5 Zone, Sample 51-9; 9 – spiral view, 10 – umbilical view; SEMx50.5.

11, 12. Heterolepa perlucida (Nuttal, 1932). Byala Formation, Section Byala 2b, Lower Paleocene, NP3 Zone, Sample Б2b-15; 11 – spiral view, 12 – umbilical view; SEMx85.

13, 14. Karreria fallax Rzehak, 1891. Byala Formation, Section Byala 2b, Lower Paleocene, NP3 Zone, Sample E2b-15; 13 – spiral view, 14 – umbilical view; SEMx40.8.

15-17. **Rotalia hermi** Hillebrandt, 1962. Byala Formation, Byala River Valley, Paleocene, Sample БР-6; 15 – spiral view, 17 – umbilical view; SEMx75; 16 – apertural view; SEMx110.



ИЗМЕРЕНИ И МОДЕЛИРАНИ ОТРАЖАТЕЛНИ СПЕКТРИ НА ГРАНИТИ

Деница Борисова, Илко Илиев

Централна лаборатория по слънчево-земни въздейстия, БАН, 1113 София; dborisova@stil.bas.bg; iiliev@stil.bas.bg

РЕЗЮМЕ. С помощта на конструираната в ЦЛСЗВ-БАН апаратура SPS-1 са измерени в лабораторни условия отражателните спектри на петрографски образци гранити, взети от различни райони на България (Централно Средногорие, Пирин и Югоизточна България). Същевременно със същата апаратура са проведени и измервания на отражателните спектри както на основните скалообразуващи минерали като мономинерални образци от кварц, калиев фелдшпат и мусковит, така и като минерали участващи в състава на скалите. Работният диапазон на SPS-1 е във видимата и близката инфрачервена част от електромагнитния спектър от 550 nm до 1100 nm. Сравнени са получените и моделираните, въз основа на теорията за смесените класове обекти, отражателни спектри на изучаваните гранити. Получените корелационните зависимости показват, че тази методика може да бъде приложена и за други скални разновидности, представени на територията на България.

MEASURED AND MODELED GRANITE REFLECTANCE SPECTRA

Denitsa Borisova, Ilko Iliev

Solar-Terrestrial Influences Laboratory, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; dborisova@stil.bas.bg; iiliev@stil.bas.bg

ABSTRACT. Laboratory spectroscopy measurements of petrographic granite samples from different regions of Bulgaria (Central Srednogorie, Pirin, and South-East Bulgaria) are carried out using designed and constructed in STIL-BAS spectrometric system SPS-1. The system works in visible and near-infrared (VNIR) range of electromagnetic spectrum between 550 nm and 1100 nm. Parallel laboratory measurements of the rock-forming minerals as monominerals (quartz, feldspar, and muscovite) and as a part of the granite samples are performed. Reflectance spectra of the granites are modeled using the theory of mixed classes. Measured and modeled spectra are compared. Established high correlation between measured and modeled reflectance spectra of the studied granites confirms that this methodology could be extended for other rock types presented in the territory of Bulgaria.

Въведение

Дистанционните изследвания на скали и минерали са актуални в настоящия момент във връзка с редица европейски програми, основно GMES (Global Monitoring of Environment and Security). За целта на настоящата работа са проведени спектрометрични измервания на гранити и техните скалообразуващи минерали в два варианта - като минерали в самите скални образци и като отделни кристали. Всички образци са от територията на България – Централно Средногорие, Пирин и Югоизточна България. Киселите скали са широко разпространени в земната кора, като плутоничните им представители преобладават многократно над вулканските. Гранитоидите са съществена част от континенталната земна кора където участват в изграждането на огромни сложно устроени батолити в орогенните пояси. Според модалната QAP класификация на МСГН (Международен съюз по геологически науки) въз основа на различните съотношения на К-фелдшпати и плагиоклазите сред плутонични скали разграничават киселите се алкалнофелдшпатов гранит, гранит, гранодиорит и тоналит.

Гранитите са светлосиви, сиви, сивожълтеникави до розови. Структурата им е едро-, средно-, дребнозърнеста, равномернозърнеста или неравномернозърнеста (пофироидна), гранитова, а текстурата – масивна. Главните скалообразуващи минерали са кварц, кисел плагиоклаз и К-Na фелдшпат. Второстепенните минерали са биотит, амфибол и значително по-рядко – мусковит и гранат, а акцесорните – циркон, аланит, титанит, рутил, апатит и турмалин. Цветният индекс на гранитите е около 10. Съдържанието на SiO₂ е между 68 и 73%, а на алкалните оксиди Na₂O+K₂O – 4.8-10%. Основните разновидности гранити са биотитов, амфибол-биотитов и двуслюден.

Гранодиоритите са сивозелени, едро-, средно-, дребнозърнести, равномерно- и неравномернозърнести (порфироидни). Структурата им е гранитова, по-рядко монцонитова, а текстурата – масивна. Главните скалообразуващи минерали са плагиоклази, кварц, К-Na фелдшпат, амфибол и биотит, а акцесорните – титанит, апатит, циркон, аланит и магнетит. Цветният индекс е около 20. Съдържанието на SiO₂ е между 64 и 68%, а на алкалните оксиди Na₂O+K₂O – 3-10%. Според съдържанието на цветни минерали гранодиоритите се поделят на амфиболови, биотит-амфиболови, авгит-амфиболови.

Гранитите и гранодиоритите участват в изграждането на магмени тела (щокове, батолити, плутони) с размери от няколко десетки до няколко хиляди квадратни километра.

Сравнени са получените и моделираните, въз основа на теорията за смесените класове обекти, отражателни спектри на изучаваните гранити. Получените корелационни зависимости показват, че тази методика може да бъде приложена и за други скални разновидности, представени на територията на България.

Материали и методи

Обекти на проведените експериментални изследвания са скални образци от групата киселите скали. Също така са изследвани главните скалообразуващи минерали, изграждащи гранитите. Те са измерени като отделни образци от калиев фелдшпат, кварц и мусковит, а също и като минерали участващи в състава на изследваните скали. За проведените експериментални измервания е използвана спектрометрична система SPS-1 с работен диапазон 550-1100 nm, конструирана в ЦЛСЗВ-БАН (Илиев, 2000а; 2000б). На фиг. 1а и 16 са представени отражателните спектри на отделни минерали и на минерали изграждащи скалните образци.

Като една от най-употребяваните количествени характеристики на отражателните свойства на обекта спектралният коефициент на отражение *r* е основен тип спектрални данни, които се използват при моделирането на спектрални смеси. Използвайки дефиницията за спектралния коефициент на отражение и като се знае свойството адитивност на отразената радиация (Гарелик, 1989; Mishev, 1991) е в сила следният израз за регистрираната за дадена дължина на вълната λ_i яркост:

$$L_{\Sigma}(\lambda_{i}) = \sum_{j=1}^{n} p_{j}L_{j}(\lambda_{i}), \qquad \sum_{j=1}^{m} p_{j} = 1 \quad (1)$$

където p_j е относителната площ, заемана от обекта; $L_j(\lambda_i)$ е яркостта на същия обект; i=1...n; j=1...m,

се получава:



Фиг. 1. Отражателни спектри на изследваните скалообразуващи минерали на гранитите: калиев фелдшпат (KFsp), кварц (Q), мусковит (Mu): а – отделни минерали; б – минерали изграждащи скалните образци

$$r_{\Sigma}(\lambda_{i}) = p_{11}(\lambda_{i}) + p_{22}(\lambda_{i}) + \dots + p_{mm}(\lambda_{i}) = \sum_{i=1}^{m} p_{j}r_{j}(\lambda_{i})$$
(2)

или за конкретна дължина на вълната:

$$r_{\Sigma}(\lambda) = \sum_{i} p_{i} r_{i}(\lambda)$$
(3)

където $r_{\Sigma}(\lambda)$ са *резултантните* отражателни спектри на смесения клас, $r_i(\lambda)$ – отражението от всеки компонент в спектралната смес, p_i – относителното дялово участие (процентно съдържание, коефициент на проективно покритие) на всеки компонент.

За определяне на резултантната (сумарната) спектрална отражателна характеристика на смесения клас $R_{\Sigma}[r_{\Sigma}(\lambda_i)]$ е необходимо да се реши система линейни алгебрични уравнения за всяка дължина на вълната λ_i (*i*=1,...,*n*). По такъв начин измерваната резултантна отражателна характеристика зависи от дяловото участие на всеки отделен клас, т.е. от заеманата от всеки от *компонентите* (чистите класове, базовите класове) относителна площ в рамките на пиксела (фиг. 26). Тогава отражателните спектри на смесения клас гранит $r_{\Sigma}(\lambda)$ за дадена дължина на вълната λ се определят от израза:

дылкина на вылата и се определят от израза.

$$r_{\Sigma}(\lambda) = p_{Fsp} r_{Fsp}(\lambda) + p_{Q} r_{Q}(\lambda) + p_{Bio} r_{Bio}(\lambda) + p_{Mu} r_{Mu}(\lambda) + p_{Amf} r_{Amf}(\lambda)$$
(4)

като

$$p_{Fsp} + p_{Q} + p_{Bio} + p_{Mu} + p_{Amf} = 1$$
 (5)

където *p* е коефициентът, отговарящ на процентното съдържание (дяловото участие) на съответните минерали: Fsp – фелдшпати, Q – кварц, Віо – биотит, Мu – мусковит и Amf – амфибол. Като цяло участието на цветните минерали е много малко (5-10%), поради което в последващите изчисления при моделирането тези членове на уравнение (4), респективно в (5) се пренебрегват.

Резултати и дискусия

На фиг. 2а са представени измерените спектрални отражателни характеристики на изследваните гранити с SPS-1. На фиг. 26 са показани моделираните спектри, които са получени като са използвани формули (4) и (5) и се приложи теорията за смесените класове (Mishev, 1991).



Фиг. 2. Отражателни спектри на гранити: а – измерени; б – моделирани

При получените моделирани спектри се наблюдава разпръскване на графиките, което би могло да се дължи основно на пренебрегване на част от априорната информация. Това доказва, че при използването на данни от дистанционни изследвания, проведени на всички нива – лабораторни, полеви, от летящи носители в атмосферата и от спътници съществено значение има допълнителната информация. Създаването на база данни ще доведе до по-качествена интерпретация на спектралните данни от различни обекти за различни цели, в частност на мониторинга на околната среда.



Фиг. 3. Стойности на измерените и моделираните отражателни спектри за дължина на вълната 0.76 µm

За по-достоверно представяне на сравнението между измерените и моделираните спектрални данни е направен анализ. Подбрана е дължина на вълната 0.76 µm, за която на фиг. З са представени данните в двумерното пространство "наблюдавани-моделирани" данни.

Заключение

Проведените лабораторни спектрометрични измервания на гранити, техните главни и второстепенни скалообразуващи минерали имат за цел да служат като подпомагащ и потвърждаващ материал при анализиране и дешифриране на цифрови изображения, получени при аеро- и космически заснемания и преобразуването на пикселите от изображението в литоложки единици въз основа на техните спектрални характеристики.

Получените корелационни зависимости показват, че тази методика може да бъде приложена и за други скални разновидности, представени на територията на България, което е предвидено да се направи в предстоящи работи.

Благодарности. Авторите изказват благодарност на доц. д-р Б. Банушев (Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски") за предоставени образци и консултации. Настоящата работа е подпомогната финансово от НСНИ-МОН по договори ИНИ-12/05, НЗ-1410/04 и МУНЗ-1502/05.

Литература

- Гарелик, И. 1989. Определение динамики развития растительности по производной вегетационного индекса. – Исследование Земли из космоса, 3, 61-65.
- Илиев, И. 2000а. Многоканални спектрометрични дистанционни изследвания на Слънцето и земната атмосфера. Дисертация за получаване на научната и образователна степен "Доктор", 150 с.
- Илиев, И. 2000б. Спектрометрична система за слънчеви и атмосферни изследвания. *E+E*, *3-4*, 43-47.
- Mishev, D. 1991. Spectral characteristics of mixed classes of natural formations. – Acta Astronautica, 25, 8-9, 443-446.

Препоръчана за публикуване от Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

МОДЕЛ ЗА ПРОГНОЗИРАНЕ НА ПОТРЕБЛЕНИЕТО НА ПРИРОДЕН ГАЗ

Мартин М. Бояджиев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; martinb@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. В настоящата статия се разглежда актуален проблем, свързан с практиката при прогнозиране потреблението на природен газ в битовия и обществено административен сектор на базата на прогнозни данни за метеорологичните условия. На основата на използвани данни за периода 2004-2008 е представен математически модел, чрез който е определена функция описваща потреблението на газ в зависимост от средно дневните температури.

MODEL FOR FORECAST OF NATURAL GAS CONSUMPTION

Martin M. Boiajiev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; martinb@mgu.bg

Въведение

Прогнозирането на потреблението на природния газ е от значение за газопреносните, газоразпределителните компании и важно за държавните агенции свързани с регулирането на сектора природен газ. Особен интерес представлява краткосрочното прогнозиране на газоснабдяването с природен газ за периоди от 1 до 5 дни. Този тип прогнозиране е от особено значение в случай, че находищата на природен газ са на големи разстояния от основните центрове на консумация. Това обстоятелство, създава необходимост от развиването на надеждни модели за прогнозиране на консумацията няколко дни предварително и обосновава инвестициите в локални газохранилища. Подобни модели се използват от газоразпределителните компании за определяне на месечните сметки на потребителите, когато това е необходимо. Тъй като режимът на работата на газоразпределителните е нестационарен. За тяхното нормално функционирене и управление е от съществено значение краткосрочното прогнозиране на потреблението на природен газ.

Настоящият модел е приложим за потреблението в битовия и стопански сектори, чието снабдяване с природен газ е обвързано чрез дългосрочни договори и е предназначено за отопляване на помещения и сгради.

Основни закономерности в потреблението на природен газ

Най-важните фактори, които оказват влияние върху консумацията на природен газ в битовия и стопански сектор са температурата и денят от седмицата (работен или почивен). Други фактори, които биха могли да окажат влияние са: вятърът неговата посоката и скорост, влажността и т.нат. Поради липсата на надеждна информация по отношението прогнозите за тези параметри, те не са включени в настоящия модел.

Съществуват няколко подхода за предвиждане на дневното потребление на природен газ базирани на различни методи. Традиционно се използва връзката между дневната температура и консумацията на газ. На тази основа са развити прогнози чрез използване на *регресионен анализ* и Изкуствена Невронна Мрежа (ИНМ).

Представеният модел за краткосрочно прогнозиране се базира на данни за дневната и месечната консумация на природен газ. Методът позволява да се получи дневното разпределение на консумацията на базата на месечното потребление на клиента. В този случай отпада необходимостта от следене на дневното потребление при всеки клиент.

За определяне на коректни зависимости, от които да може да се прогнозира бъдещото потребление на природен газ са анализирани данните за консумацията на природен газ по групи потребители: битов и стопански за град в Южна България. Определена е средната годишна консумация на потребители по сектори за изследвания период 2004-2007 г. Установена е зависимост и коефициент на годишно вариране (изменение в тенденциите). Фигура 1 (а, б) илюстрира тази ситуация за двата типа потребители – битови и стопански. Поведението им се изразява със следния линеен израз:

$$Q_{usr}^{(i)}(t) = Q_{usr_0}^{(i)} \cdot (1 + f_{usr}^{(i)} \cdot (t - t_0)),$$
(1)



Фиг. 1. Средно годишно потребление за потребители: битов (а) и стопански (б)

където, $Q_{usr}^{(i)}(t)$ е средногодишното потребление в сектора, (битов или търговски) за време t; $Q_{usr_0}^{(i)}$ средногодишното потребление за началния период t₀;

 $f_{usr}^{(i)}$ - коефициент определщ годишното вариране на $Q_{usr}^{^{(i)}}(t)$.

Изменение на среднодневното потребление за консуматор по години е отразено в таблица 1.

Таблица 1

	2004	2005	2006	2007
Бит,	2,28	2,64	2,77	2,46
OAC	93,95	88,93	88,77	72,53

Изменението на броя на консуматорите е изразено на фигура 2. Получената зависимост също е линейна във времето.

Функцията, която описва това разпределение е представена чрез формула 2.

$$N^{(i)}(t) = N_0^{(i)}(t) \cdot (1 + f_N^{(i)} \cdot \Delta t), \qquad (2)$$



Фиг. 2. Тенденции в изменение на броя на потребителите

където:

 $N^{^{(\prime)}(t)}$ е брой потребители от тип (i) за търсената година, означена с t,

 $\mathcal{N}_{\circ}^{\scriptscriptstyle(i)}$ - потребители от тип (i) за базовата годината $t_0,$

 Δt (= t-t₀) брой години между t и t₀.

f⁽ⁱ⁾_N е факторът, описващ нарастването на броя на потребители от съответния тип (i) за изследвания регион.

Параметрите $N_{_0}^{^{(i)}}$ и $f_{_N}^{^{(i)}}$, както и $Q_{_{usr_0}}^{^{(i)}}$ и $f_{_{usr}}^{^{(i)}}$ са получени по метода на най-малките квадрати .

От изразите (1) и (2) се получава годишното потреблението за конкретния регион по типове потребители, т.е.:

$$Q_{annual}^{(i)}(t) = Q_{usr_0}^{(i)} \cdot N_0^{(i)} \cdot (1 + f_{user}^{(i)} \cdot \Delta t) \cdot (1 + f_N^{(i)} \cdot \Delta t) \approx$$
$$= Q_{annual_0}^{(i)} \cdot (1 + [f_{user}^{(i)} + f_N^{(i)}] \cdot \Delta t), \qquad (3)$$

където: $Q_{_{annual_0}}^{^{(i)}}$. = $Q_{_{usr_0}}^{^{(i)}}$ * $N_{_0}^{^{(i)}}$,

Тези параметри характеризират обобщеното потребление на природен газ за даден регион и за определен сегмент от потребители. Общото средно изменение на потреблението за региона се изразява чрез израза:

$$Q_{annual}^{(i)}(t) = Q_{0_{annual}}^{(i)}(1 + f_{\varrho}^{(i)}) \Delta t, \qquad (4)$$

където:
$$f_Q^{(i)} = f_{user}^{(i)} + f_N^{(i)}$$
. (5)

Получения израз може да се използва за определяне на потреблението на природен газ по сектори за предстоящи периоди. Очакваното потребление на природен газ за 2008 г. за изследвания град е около 9 милиона кубически метра за битов и стопански сектор.

Модел за краткосрочно прогнозиране

Моделът за краткосрочно прогнозиране на потреблението на природен газ в стопански и битов сектор се основава на съществуващата зависимост между дневното потребление и температурата на околната среда. За установяване на такава връзка се използва понятието отоплителен ден-градус (HDD). То представлява сума от разликата между средната часова температура Ті и температурата взета за база Т_{ref}. Тази температура в България за климатична зона 8, където е разположен изследвания град е приета за 19°С [Наредбата за енергийните характеристики на обектите], а изчислителната външна температура е -14°C. Поспециално HDD се дефинира като:

$$HDD = \sum_{i} (T_{ref} - T_{i})$$
(7)

Където сумата е изведена за всички часове на деня, за които $T_{ref} > T_i$. Изчисляването на HDD изисква налична информация за температурата за всеки час от деня. Тази информация е на разположение *постфактум* и е трудно да се предвиди предварително.

На базата на метеорологични изследвания, съпоставяйки данни за съответните температури за предходни години е установено, че параметърът HDD е свързан със средно дневната температура $\langle T_{cp} \rangle$. Това наблюдение означава, че може да се замести HDD със средната температура $\langle T_{cp} \rangle$, която може да бъде предвидена с голяма достоверност няколко дни напред.

В представения модел е въведено и понятието ефективна температура (Теф), което се базира на наблюдението, че потребителите реагират по един и същ начин не само на конкретни температури, но и на определени температурни сценарии. Това становище се потвърждава и от анализа на данните за потреблението, както на природен газ, така и на друга енергия за отопление. При една и съща дневна температура консумацията е много по-голяма в зимен ден, отколкото в летен или пролетен ден. Тази инерция се доказва и от факта, че потребителите не включват отоплението си. докато температурите не се задържат ниски в продължение на няколко дни. По същия начин потребителите не изключват отоплението си докато повишаването на температурите не се запази в продължение на няколко дни.

Този ефект от инерция в консумацията е отразен в модела с въвеждането на "ефективна температура", $T_{e\varphi}$, която е представена, като линейна зависимост от средната температура $\langle T_{cp} \rangle$ за разглеждания ден и движението на средната сума на температурите $\langle T_n \rangle$, за п предходни дни. Обикновено п варира в зависимост от наличните данни между 3 и 5.

$$\langle T_n \rangle = \frac{1}{n} \sum_{i=-1}^{i=n} \langle T \rangle_i , \qquad (8)$$

Самата ефективна температура може да се дефинира с израза:

$$T_{eff} = w.T_{cp} + (1 - w).\langle T_{cp} - n \rangle.$$
(9)

Където w е тежест и нейната стойност е между 1 и 0.

По този начин автоматично се включва ефекта от инерцията, характерен за консумацията на газ. Възможно е използвайки този параметър, да се свърже потреблението $Q^{(i)}$ с ефективната температура T_{eff} чрез

следната функция:

$$Q^{(i)}(T_{eff}) = Q_0^{(i)} \cdot (1 + f_c^{(i)} \cdot \tanh(\frac{T_{eff} - T_0}{\Delta T}))$$
(10)

В този случай всички параметри T_o , ΔT , $f_c^{(i)}$ и Q_0 зависят от конкретния регион, обект на прогнозиране и от типа потребител.

Инфлексната точка на кривата се определя от координати ($T_{_0}, Q_{_0}^{_{(i)}}$). $Q_{_0}^{_{(i)}}$ е потреблението при T_{eff} = T₀ и е свързано със средногодишното дневно потребление.

све средногодишното дневно потреоление.

Проучванията показват, че параметрите T_o,ΔT, $f_c^{(i)}$ не се променят във времето. Те в някаква степен са характерни за жителите на определен регион.

За изследвания на зависимостта между потреблението и температурата е представена фигура 3.



Фиг. 3. Зависимост температура/потребление на газ

Конкретната функционална зависимост за изследвания град е получена с помощта на пакет "Математика" и съдействието на колегите от катедра "Информатика" при МГУ. Тангенсхиперболичната функция описва най-добре тази връзка. Функционална зависимост за прогнозиране потреблението в битовия сектор изглежда по този начин:

$$\boldsymbol{Q}^{*} = \boldsymbol{Q}_{0} \cdot \left(1 + 0.8 t g h \frac{\left(\boldsymbol{T}_{0} - \boldsymbol{T}\right)}{\Delta T}\right), \quad \mathrm{m^{3}/d}$$

Където: Т е средната температура за денонощието ΔT – средномесечна разлика между максималната и минималната температура през зимните месеци; (7 °C) $Q_0;T_0$ – инфлексни точки от функцията описваща зависимостта между температурата и потреблението на газ в битов сектор ($Q_0 = 5.56; T_0 = 7.5$)

Tgh – функция тангенс хиперболичен

Определяне на дневното потребление в стопанския сектор може да се извърши при следната последователност:

1. Определяне на среднодневното потребление за един потребител:

$$Q^{**} = Q_0 \left(1 + 0.6 tgh \frac{(T_0 - T)}{\Delta T} \right), \text{ m}^3/\text{d}$$

Q^{**} - среднодневна консумация на потребител в сектора,
Q₀; T₀ – координати на инфлексните точки от функцията описваща зависимостта между температурата и консумацията на газ в стопанския сектор, (Q₀=140; T₀=7.5)
2. Определяне на дневното потребление за сектора:
Q= N.Q^{**}/1000, хиляди метра кубични за денонощие
N – брой потребители в стопанския сектор

На фигура 4 е представена зависимостта между температурата и потреблението на газ в стопанския сектор и получения доверителен интервал. И при двата вида потребители коефициентът на корелация е над 94%, което говори за много добро описание на функцията чрез избрания модел.





Обобщение

Представеният метод за прогнозиране на потреблението на природния газ в краткосрочен план може да бъде приложен за прогнозирането на потреблението в битовия и стопански сектор. Освен това е приложим за прогнозиране на максималното потреблението в средно срочен план. Тази информация е необходима за адаптиране на инфраструктурата на транспортиране на газа и за пресмятане на оптималният резервен капацитет. Методът може да бъде разглеждан като приближение от първа степен, на базата на което могат да се правят по сложни анализи за усъвършенстване на прецизността му, като например намаляване на отклонението на данните, спазвайки параметрите на модела. На фигура 5 е представена съпоставка между реални и прогнозни данни за изследвания период. Полученото средно квадратично отклонение е 0,22 %.



Фиг. 5. Прогнозни и реални данни за периода октомври 2007 – май 2008 г.

Моделът може да разкрие и съотношения между дневното и месечното разпределение на консумацията. Това позволява изчисляване на пиковете на потребление в средно срочен план и определяне на фактора натоварване на мрежата. Тази възможност е и икономически привлекателна, поради факта, че не изисква разходи за допълнителни ежедневни измервания. Авторския колектив предвижда развиването на модела в тази посока. Коректността на модела или необходимостта от неговото подобрение ще се изясни след края на прогнозния период.

Авторът изказва благодарност на фирма "Овергаз Инк" АД, и катедра "Информатика" при МГУ за оказаното съдействие и техническа подкрепа при разработването на модела и провеждането на изследванията и анализите.

Литература

- БДС ISO 17 400:1998 Природен газ. Добиване, съхраняване, транспортиране и потребление. Термини и определения.
- БДС ISO 13686:1998 (E) Природен газ. Определяне на качеството.
- Бояджиев, М. М. Основи на регулирането и измерване дебита на газа.
- Енциклопедия на газовата промишленост. 1996. М.
- Наредба N18/12.11.2004 г. за енергийните характеристики на обектите.
- Николов, Г. Н. Разпределение и използване на природен газ.
- Общи условия за продажба на природен газ на потребители за битови нужди. ДКЕВР, 2004 г.
- Показатели за качеството на газоснабдяването. ДКЕР, юни 2004 г.
- Hsu, H. P. 1994. *Applied Fourier Analysis*. Thomson Publ. Co. ISO 14 532 *Natural Gas -Terminology*.
- Modelo de Prediccin del Consumo de Gas Natural de la Argentina. Jorhge Defereri Enargas, Argentina.
- Physical Properties of Natural Gas. 1998. Gasunie
- Short-term Natural Gas Consumption Forecast. D. Ivezic.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Сондиране и добив на нефт и газ", ГПФ

ЕЛЕКТРОТОМОГРАФСКИ ИЗСЛЕДВАНИЯ ЗА ОЦЕНКА СЪСТОЯНИЕТО НА РЕКУЛТИВИРАНИ ХВОСТОХРАНИЛИЩА

Стефан Димовски, Александър Цветков

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; dimovski@mgu.bg, atzvetkov@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. В редица случаи се налага получаването на представа за състоянието на рекултивирани хвостохранилища. За целта успешно могат да се използват електрични геофизични методи. Приложени са електротомографски изследвания за изясняване на геоелектричната характеристика на приповърхностния разрез в обхвата на рекултивираното хвостохранилище "Устрем-3" с цел оценка на възможността за надграждане на основната стена на хвостохранилище "Устрем-2001". Получените резултати от измерванията по 7 проучвателни профила много добре диференцират състоянието на приповърхностния геоелектричен строеж на рекултивираното хвостохранилище. Отделят се три среди с различни електрични съпротивления. Първата електросъпротивителна среда се идентифицира с материалите, които запълват хвостохранилището, втората – с неговата основа и третата с непроменените коренни скали. Върху съставените геоелектрични разрези и карти не са получени аномалии от нееднородности в приповърхностния разрез на рекултивираното хвостохранилище, които биха нарушили неговата здравина.

ELECTRICAL TOMOGRAPHY SURVEYING FOR STUDYING THE CONDITION OF RECULTIVATED TAILINGS PONDS Stefan Dimovski, Alexander Tsvetkov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; dimovski@mgu.bg, atzvetkov@mgu.bg

ABSTRACT. In many cases is necessary to acquire information for the present condition of recultivated tailings ponds. Electrical geophysical techniques can be successfully applied for this purpose. Electrical tomography surveying is performed for studying the geoelectrical characteristics of the near-surface section in the area of recultivated tailings pond "Ustrem-3". Estimated are the possibilities for increasing the height of the main wall of tailings pond "Ustrem-2001". The results obtained along the seven surveyed lines differentiate very well the near-surface geoelectrical section of the recultivated tailings pond. Three zones characterized by different values of electrical resistivity are well-distinguished. The first zone maps the spread of tailing materials, the second – the extent of the pond foundation, and the third – the unaltered bedrocks. On the composed geoelectrical sections and maps are observed no anomalies caused by non-uniformities in the near-surface section in the area of recultivated tailings pond.

Въведение

Хвостохранилищата са последното звено от веригата рудници – преработвателни заводи. В редица случаи се налага получаването на представа за състоянието на рекултивирани хвостохранилища. За целта успешно могат да се използват електрични геофизични методи. Ефективността на тези методи се илюстрира от резултатите. получени от електротомографските изследвания на състоянието на хвостохранилище "Устрем-3". Получените електросъпротивителни разрези от измерванията по 7 проучвателни профила много добре състоянието диференцират на приповърхностния геоелектричен строеж в обхвата на хвостохранилището. Отделят се три среди с различни електрични съпротивления. Първата електросъпротивителна среда се идентифицира материалите, които запълват С хвостохранилището, втората – с неговата основа и третата с непроменените коренни скали. Върху съставените геоектрични разрези и карти не са получени аномалии, които да показват наличие на кухини в хвоста и предпоставки за замърсяване на околната среда.

Геофизичните изследвания в обхвата на хвостохранилище "Устрем-3" са проведени с цел изучаване на приповърхностния разрез в района на опашката на хвостохранилището. Полевите геофизични измервания обхващат участък с размери около 115х50 m в непосредствена близост до стъпката на въздушния откос на основната стена на хвостохранилище "Устрем-2001". Основните задачи на геофизичните проучвания се изразяват в следното: изясняване на геоелектричната характеристика на приповърхностния разрез в обхванатата площ, необходима за оценка на възможността за надграждане на основната стена на хвосто-хранилище "Устрем-2001"; локализиране на евентуални празнини в хвоста от изследваната плош на хвостохранилише "Устрем-3", на дълбочини до около 15 m от повърхността с относително по-големи размери, които биха застрашили сигурността на бъдещото съоръжение.

Приложен е методът на двумерното (2D) електропроучване – електротомография. Измерванията са

проведени по седем профила с направление югоизток – северозапад с обща дължина 805 m, като всичките са с една и съща дължина – 115 m. По всеки един от

профилите е получен геоелектричен разрез. Разположението на профилите в района на изследване е представено на фиг. 1.



Фиг. 1. Разположение на геоелектричните профили в района на въздушния откос на хвостохранилище "Устрем-2001"

При проведените електротомографски изследвания в района на хвостохранилище "Устрем-3" измерванията са проведени по 3 електродна схема полюс-дипол (Димовски и др., 2007; Димовски и др., 2008). Използвани две коси от 12 жилен кабел с разстояние между електродите 5 m (общо 24 електрода на разстановка) по профилите, всеки един от които е с дължина 115 m. Избраното разстояние между диполите е съобразено с постигането на достатъчна дълбочинност на изследванията, която достига над 40 m в средата на профилите, като е осигурено надеждно изследване на нееднородностите на дълбочина поне 15 m за почти цялата дължина на профилите, без около 5-10 m от двата края на всеки профил.

Регистрацията е извършена с помощта на апаратура Terrameter SAS 1000, производство на шведската фирма ABEM. Тя работи с изходно напрежение 400 V и максимален изходен ток 1000 mA. Състои се от предавател, приемник и микропроцесор, обединени в едно тяло. Принципът на измерване включва натрупване на сигнала с последователни измервания и аналогово филтриране, като резултатите се извеждат на дисплей. Това позволява да се контролира процесът на измерване и да се подтискат по избор 2, 4 и 8 пъти статистически разпределени шумове в приемната верига. По този начин се постига по-висока точност на измерванията, която е особено необходима при работа с по-слаби сигнали.

Данните от полевите измервания са интерпретирани с компютърна програма RES2DINV (Griffiths, Barker, 1993; Loke, 2001), която определя разпределението на действителните съпротивления в подповърхностното пространство. Като входни данни в програмата е въведена информация за координатите на електродите и за стойностите на привидното съпротивление във всяка точка от псевдоразреза, получени след предварително преизчисляване на измерените с полевата апаратура съпротивления. Програмата поделя подповърхностното пространство на определен брой блокове и по метода на най-малките квадрати определя съпротивлението на всеки блок така, че изчисленото привидно съпротивление от модела да съвпада възможно най-добре с измереното електрично поле. Като краен резултат от обработката на първичните данни посредством програмата RES2DINV се получават по 3 вертикални карти – А, Б и В (фиг. 2).



Фиг. 2. Илюстрация на резултатите, получени в резултат от обработката на първичните данни по профил 1 посредством програмата RES2DINV : (A) – псевдоразрез на измерените в полеви условия привидни съпротивления; (Б) – псевдоразрез на изчислените чрез модела привидни съпротивления; (В) – разрез на изчислените посредством модела истински съпротивления

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 средно-квадратичната програмата грешка RMS. Сравняването на получените псевдоразрези показва една добра съпоставимост между измерените и изчислените привидни съпротивления, което гарантира надеждността на интерпретацията.

Резултати от измерванията. Анализ и интерпретация

Анализът на получените резултати от електротомографията по седемте профила (виж Фигура 3) позволява да се направят следните по-важни изводи:

- Електричното съпротивление на средите, които изграждат изследвания приповърхностен разрез, варира в относително широки граници – от около 10 Ωm до около 150 Ωm и повече.
- Най-обобщено изследваният геоелектричен разрез се представя от три разновидности (три електросъпротивителни среди):
 - Първата електросъпротивителна среда (зона 1) обхваща горната част на разреза и се привързва към обема на отложения хвост. Като цяло тази среда се характеризира с ниски стойности на електрично съпротивление – в диапазона на 7.5-15 Ωm, тъй като оводненият хвост притежава много добре изразена йонна електропроводност. Големи вариации в изменението на електричното съпротивление се наблюдават в най-горна част на тази среда. Това се дължи на разликите в степента на нейната водонаситеност. За сухите участъци (подзона 1a) електричното съпротивление има относително високи стойности в диапазона на 50-150 Ωm.

- Втората електросъпротивителна среда (зона 2) се характеризира със стойности на електрично съпротивление в диапазона от 20 до 50 Ωm. Тази зона се привързва към скалите, върху които е изградено хвостохранилището. По геоложки данни те представляват изветрели, отчасти грусирани на пясък гранитогнайси с аплитови и кварцови прожилки.
- Третата електросъпротивителна среда (зона 3) се характеризира с относително високи стойности на електрично съпротивление – над 100 Ωm. Тя се привързва към свежата част на гранитогнайсите и оформя най-добре изразената геоелектрична граница в изучената с настоящите изследвания част на разреза в изследвания район.
- Резултатите ОТ електротомографията ПО отделните профили могат да се анализират в съответствие с направените обобщения за спецификата на геоелектричния разрез И дефинираните базови предпоставки за диференциране на разреза.

Получените резултати от проведените електротомографски проучвания по профил 1 са представени на фиг. 3а.

Профил 1 е прокаран в непосредствена близост до стената на хвостохранилище "Устрем-2001" и съответно до мястото на предвиденото надграждане на стената. По време на измерванията голяма част от североизточната половина на този и почти всички останали профили (в интервала от 70-80 до 115 m) беше силно оводнена, което очевидно се отрази върху разпределението на електричното съпротивление в най-приповърхностната част от разреза. На всички съставени разрези границите на коментираните по-горе среди с различно електрично съпротивление са прокарани с пунктирни линии, като само предполагаемата долна граница на хвостохранилище "Устрем-3" е маркирана с плътна черна линия.

В съответствие с получените данни, по профил 1 дъното на хвоста е средно на кота 158 m, което отговаря на дебелината около 7-8 m. Вижда се, че материалите, изграждащи хвостохранилището, се отделят с най-ниските електрични съпротивления в целия разрез и попадат в обхвата 7.5-15 Ωm. Изключение прави най-югозападната част от профила (първите 30 m). Открояващата се тук среда с по-високо съпротивление ни дава основание да отделим в хвостохранилището подслоя 1а, който считаме за много по-сух. По профил 1 той е с дебелина не повече от 2 m.

С най-голяма дебелина (около 30 m) по този профил се отделя втората среда, която разглеждаме като подстилаща материалите на хвостохранилището. Тя завършва с контрастна граница на кота 127.5 m дълбочина. По профила не се забелязват признаци за наличие на празнини с относително по-големи размери в хвостохранилище "Устрем-3". Този извод е еднозначен за сухата част на хвоста в югоизточната част от профила, но ако празнините са изцяло запълнени с вода отделянето им може да се окаже силно затруднено поради липса на достатъчно различие по електрично съпротивление.

Електротомографският разрез по профил 2, отдалечен на 5.5 m от профил 1, е представен на фиг. 36.

Разрезите по първите два профила са доста сходни, поради което основните изводи при описанието на разрезите по тях са аналогични. Единственото посъществено различие е, че на профил 2 сухата част на хвоста се отделя много по-контрастно и обхваща вече около 40 m от югоизточната част на профила. В края на геоелектричния разрез по профил 2 се наблюдава ситуация, която би могла да се тълкува като затъване на среда 1, но според нас това се дължи на краеви ефекти, които са наблюдавани и в други условия. Същата особеност се набелязва и в северозападния край на профил 1, но тук закривяването на изолиниите е по-слабо изразено.

Резултатите от електротомографските проучвания по профили 3 и 4 са показани на фиг. Зв и 3г. Разстоянието между профил 2 и профил 3 е 6.5 m, а между профил 3 и профил 4 е 8 m.

На тези профили дъното на хвостохранилището по геофизични данни е малко по-дълбоко в сравнение с първите два профила, като на профил 4 то достига средно до кота 155-157 m, което отговаря на дебелина на хвоста около 10 m. Постепенно нараства дебелината на сухата му част, която в началото на профил 4 достига до 3-3,5 m. Обезводняването на най-горната част от разреза обхваща все по-големи части от двата профила, като на профил 4 то включва 65 m от началото на профила.

По тези два профила се наблюдава слабо издигане на контрастната граница, бележеща горнището на свежите гранитогнайси с около 1-1.5 m. И тук не можем да предполагаме наличие на по-големи кухини сред хвоста.

Резултатите за профилите 5, 6 и 7 са представени на фиг. 3д, 3е и 3ж. Трите профила са прокарани през 10 m. По тези три профила все по-ясно се проследяват набелязаните тенденции в пространственото положение на отделените три среди с различни електрични съпротивления. Продължава плавното увеличаване на дълбочината на дъното на хвостохранилището, като по профил 5 то е средно на кота 155 m, на профил 6 – на кота 152.5 m и на профил 7 – на кота 149 m. По този начин на разстояние около 50 m от основната стена на 2001". хвостохранилище "Устрем дебелината на хвостохранилище "Устрем-3" се увеличава с около 9 m спрямо профил 1, зададен в непосредствена близост до нея

Трябва да се отбележи, че в най-северозападната част на профили 6 и 7 се наблюдава намаляване мощността на хвоста. Продължава увеличаването на размерите на обезводнената част на хвоста както по хоризонтала, така и по вертикала. В началото на профил 7 тя става дебела около 6 m и обхваща над 80 m от профила. Както и на останалите профили дебелината на слой 1а постепенно изплитнява на северозапад. И на тези разрези се наблюдава слабо издигане на границата на свежите коренни скали, като на профил 7 тя е на около 30 m от повърхността.

Многобройните комбинации от измервания между разположените по всеки профил 24 електрода позволяват да се изчислят стойностите на привидните съпротивления (рпр), измерени с някои 1D схеми на електрично профилиране и електрично сондиране.

Подходяща изследване вертикални за на нееднородности е триелектродната схема на електрично профилиране. По тази причина бяха извършени съответните преизчисления за да се построят карти на привидното електрично съпротивление с три различни полудължини на захранващата линия – АО=27.5 m, АО=37.5 m и АО=47.5 m с една и съща дължина на приемната линия MN=5 m. Те дават възможност да се проследи изменението на този параметър в план на три различни дълбочини които по общи съображения се оценяват приблизително на около 7-8 m за първата, 9-10 т за втората и 12-13 m за третата схема.

За разлика от електротомографските разрези, по разпределението на привидното съпротивление в картите могат да се направят изводи за промените на този параметър в хоризонтална посока до посочените дълбочини, без да се разчита на точни количествени данни.

На фиг. 4 са показани карти на разпределение на привидното съпротивление за различна дължина на захранващата линия.

Характерна особеност на съставените карти е сравнително малката промяна привидното на съпротивление в площта, обхваната с геоелектрични измервания. В конкретния случай това става в диапазона от 15 до 36 Ωm и за да се отговори на методичните изисквания са прокарани само няколко изолинии, които дават сравнително схематична представа за измененията направление хоризонтално на електричните в съпротивления. Вижда се, че най-оводнената част на хвостохранилището в приповърхностната част от разреза

обхваща най северозападната част на профилите – от 95 до 115 m. По профили 6 и 7 оводняването е по-слабо изразено. В посока към североизток се наблюдава плавно повишение на привидното съпротивление, което се дължи на набелязаната по разрезите тенденция за увеличаване дълбочината на сухата част от хвоста.

Трябва да обърнем внимание на локалната аномалия на понижено съпротивление по профил 6, защото е регистрирана в близост до установеното на 70-ия метър от началото на профила пропадане с диаметър около 2 m на дълбочина около 40 cm. Аномалията се оформя само по една стойност, което поражда съмнение за нейната достоверност.

В съответствие с теорията, при триелектродната схема вертикалните или стръмно наклонени нееднородности се отбелязват с максимум и минимум, а мястото на обекта е между двата екстремума. В случая е регистриран само минимум на привидното съпротивление, поради което не може да се твърди уверено, че е регистрирано пропадане в хвоста.

От тези картите на привидното съпротивление с AO=37.5 m и с AO=47.5 m се вижда, че на малко по-големи дълбочини размерите на силно оводнената част на хвоста бързо намаляват и по-съществено насищане на хвоста с вода се регистрира само в най-северозападната част на профили 1÷5 (след 100-я метър на тези профили).

Прави впечатление, че разискваната по-горе аномалия на привидното съпротивление в близост до пропадането по профил 6 се наблюдава и на тези карти, като интензитетът на минимума отслабва, а размерите му нарастват и обхващат вече и пети и даже четвърти профил. Това дава основание да се смята, че по-вероятно става дума за влияние на локален участък с относително по-силно оводняване, чиято дълбочина достига поне 12-13 m. Местоположението му може да се оцени приблизително по отделените минимуми на рпр върху картите, съставени с АО=37,5 m и АО=47,5 m (фиг. 4в и 4г).



Фиг. 3. Схеми на разпределение на електричното съпротивление във вертикалните равнини на профил 1 (а), профил 2 (б), профил 3 (в), профил 4 (г), профил 5 (д), профил 6 (е) и профил 7 (ж); разположението на профилите е показано на фиг. 1



Фиг. 4. Схеми на разпределение на привидното съпротивление за триелектродна схема при AO = 17,5 m, MN = 5 m (a), AO = 27,5 m, MN = 5 m (б), AO = 37,5 m, MN = 5 m (в) и AO = 47,5 m, MN = 5 m (г); разположението на профилите е показано на фиг. 1

Заключение

За решаване на поставените задачи за изучаване на приповърхностиния строеж на хвостохранилище "Устрем 2001" беше избран методът на електричната томография. Това е съвременен метод, който напоследък намира все по-широко приложение в практиката за картиране на разрези, както и за прецизна оценка на конкретната хидрогеоложка обстановка. Върху съставяните разрези по електрично съпротивление ясно се различават пространствените нееднородности в изучаваната среда – зони с различна водонаситеност, празнини, замърсени зони във водоносните структури, пространствени хетерогенности на геоложката среда.

За да се осигури необходимата ефективност на електротомографските изследвания се използват специални програми за изчисляване на действителните съпротивления в подповърхностното пространство. В конкретния случай е използвана компютърна програма RES2DINV, която дава много добри резултати при обработка и интерпретация на данните от полевите измервания.

Многобройните измервания по профилите дават възможност чрез подходящо преизчисляване да се получат резултати от измервания с различни схеми на електрично профилиране и сондиране. В случая тази възможност е използвана за да се изчислят четири карти на привидното съпротивление при профилиране с триелектродна схема с различна дълбочинност в диапазона от 2-5 до 12-13 m.

Изследванията обхващат участък с размери 115х50 m. Максимална дълбочинност е постигната върху част от него с размери 100х50 m. Измерени са 7 профила, разположени успоредно на основната стена на хвостохранилище "Устрем 2001". Средата на профилите е съобразена да попадне най-близко до пиезометричен сондаж П2. Първите три профила са сгъстени с оглед по-детайлно изучаване на пространството в близост до основната стена, а последните три профила са през 10 m.

Анализът на получените резултати по седемте профила показва, че в изследвания приповърхностен разрез се отделят три среди с различни специфични електрични съпротивления.

Първата електросъпротивителна среда (зона 1) обхваща най-горната част на разреза и отразява според нас ефекта от материалите на хвостохранилишето. Τя ce характеризира с ниски стойности на електрично съпротивление – наситени с вода тези материали притежават добре изразена йонна електропроводност. Техните съпротивления в разрезите най-често попадат в диапазона от 7.5 до 15 Ωm. В съответствие със съставените разрези долната граница на зона 1, която според нас съвпада с долнището на хвоста, постепенно затъва – от кота 158 на профил 1 (непосредствено до подпорната стена) до кота 149 на профил 7, разположен на 50 m на североизток от профил 1.

В горната част на среда 1 се наблюдават големи вариации в изменението на електричното съпротивление. Това се дължи на разликите в степента на нейната водонаситеност. В сухите участъци, които отделяме като подзона 1а. електричното съпротивление рязко се различава и достига относително високи стойности в диапазона 50-150 Ωm. Фактически долната граница на подзона 1а показва положението на водното огледало в изследвания участък. Прави впечатление, че по време на измерванията водното огледало е много близо до земната повърхност, а в близките до основната стена на хвостохранилище "Устрем 2001" профили практически излиза на повърхността. Този факт би следвало да се отчете при проектирането на заплануваното надграждане на стената. Сухата част на хвоста е разположена в югоизточната част на проучваната площ. Нейното положение лесно може да се проследи в най-горните части на съставените разрези, тъй като се откроява ясно по съпротивление. Тя заема все по-големи части върху отдалечените от стената профили, където закономерно се увеличава и нейната дебелина, достигайки максимална стойност около 6 m в югоизточната част на профил 7.

Както се вижда от приложените карти на привидното електрично съпротивление с различна дълбочинност, на по-големи дълбочини размерите на силно оводнената част бързо намаляват и на практика само в диапазона от 100 до 115 m на профили 1÷4 могат да се очакват по-сериозни оводнявания на хвоста на дълбочини от порядъка на десетина метра.

Втората електросъпротивителна среда (зона 2) се характеризира със стойности на електрично съпротивление в диапазона от 20 до 50 Ωm. Тази зона се привързва към скалите, подстилащи хвостохранилището. По геоложки данни те представляват изветрели, отчасти грусирани на пясък гранитогнайси с аплитови и кварцови прожилки. Тези скали не се открояват много контрастно по съпротивление от материалите на хвоста, но разликата все пак е достатъчна за да проследим тази среда по всички профили. Нейната дълбочина в близост до стената е около 30 m, но с отдалечаването от нея намалява до около 15 m на профил 7. Тези промени се дължат на обратните тенденции в поведението на дебелината на хвостохранилището и границата на коренните скали в североизточна посока.

Третата електросъпротивителна среда (зона 3) се характеризира с относително високи стойности на електрично съпротивление – над 100 Ωm. Тя се привързва към свежата част на гранитогнайсите и представлява найдобре изразената геоелектрична граница в изучената с настоящите изследвания част на разреза. Според получените данни тя постепенно се издига в североизточна посока от кота 128.5 на профил 1 до кота 135 на профил 7.

Върху всички съставени разрези и карти не са получени аномалии, които да показват наличие на кухини в хвоста с относително по-големи размери. Това може да се твърди еднозначно в границите на подслоя 1а по всички профили. В силно оводнените участъци на хвостохранилище "Устрем-3" геофизичните данни не дават категоричен отговор на въпроса за тяхното наличие, поради очакваните малки разлики в съпротивленията на евентуални запълнени с вода кухини и силно оводнената част на хвоста. По-сигурни можем да бъдем ако се проведат геофизични изследвания в друга климатична обстановка, при която оводняването на материалите на хвоста не е толкова повсеместно.

Литература

- Димовски, С., Н. Стоянов, Ч. Гюров. 2007. Ефективност на електротомографията за детайлно геоелектрично картиране на приповърхностния геоложки разрез. – *BULAQUA*, 4, 47-55.
- Димовски, С., Р. Радичев, Ч. Гюров. 2008. Електротомографски изследвания на площадка за изграждане на депо за битови отпадъци. – Минно дело и геология, 2, 42-46.
- Griffiths, D. H., R. D. Barker. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. – J. Appl. Geophysics, 29, 211-226.
- Loke, M. H. 2001. A practical guide to RES2DINV ver. 3.4; Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the leastsquares method. – *Geoelectrical Imaging 2D & 3D*. Geotomo Software, Penang, Malaysia.

Препоръчана за публикуване от Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

РОЛЯТА НА ПОДЗЕМНИТЕ ВОДИ В РАЗВИТИЕТО НА ДУРАНКУЛАШКОТО ЕЗЕРО

Павел Пенчев, Константин Спасов, Калина Шопова

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; kshopova@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Дуранкулашко езеро е защитен природен обект, разположен в северната част на българското черноморско крайбрежие. Съществуването си влажната зона дължи основно на подхранването от подземните води, които формират около 88% от приходната част на водния й баланс. Очертана е водосборната област на езеро Дуранкулак. Направена е характеристика на отделните подземни тела, подхранващи и /или дрениращи влажната зона. Направен е обзор на съществуващата геоложка и хидрогеоложка информация за района, като е проследена динамиката на хидрогеоложките условия през последните четири десетилетия в следствие на настъпили естествени и антропогенни промени. Съставена е съвременна хидрогеоложка карта, изясняваща хидродинамиката на подземните води в района на езерото.

THE ROLE OF THE GROUND WATERS FOR THE DURANKULAK LAKE DEVELOPMENT

Pavel Penchev, Konstantin Spasov, Kalina Shopova

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; kshopova@abv.bg

ABSTRACT. The Durankulak Lake is a protected natural site, located in the Northern part of the Bulgarian Black Sea coastline. The reason for existence of the wetland is mainly due to ground waters, which constitute 88% of the inflow rate to its water balance. The water catchment area of Durankulak Lake is outlined. A characteristic is made to the single underground objects, nourishing and/ or draining the wetland. An overview is made to the available geologic and hydrologic information for the area, and the dynamics of the geological conditions during the last four decades is analyzed as a result of the natural and anthropogenic changes occurred. A hydrogeologic map is set up in order to make clear the hydrodynamics of the ground waters in the lake area.

Посвещава се на доц. Д. Данчев

Въведение

Дуранкулашко езеро се намира в североизточната част на българското черноморско крайбрежие, в източната част на Югоизточна Добруджа, в землищата на селата Дуранкулак и Ваклино (фиг. 1-2). То е отделено от морето чрез пясъчна коса с ширина 100-200 m. Между южната и северната, наречена Орлово блато част на Дуранкулашко езеро съществува земнонасипна дига. Директният водообмен между двете части се осъществява само чрез прорязания в дигата канал.



Фиг. 1. Дуранкулашкото езеро

До 1971 г. съществува естествена връзка или изкуствено прокопан канал през пясъчната коса между Черно море и Дуранкулашко езеро. През 1999 г. е отстранена част от дига "Орлово блато – юг" и връзката с морето е възстановена.

Дуранкулашко езеро се подхранва изключително с подземни води, дрениращи се в неговата югозападна част. Физико-географските и геоложките условия в района на езеро Дуранкулак не са благоприятни за формиране на повърхностен отток. Хидрографската мрежа е представена от условно наречени реки, които са по-точно суходолия. По- големи от тях са р. Ваклинска, реките минаващи през селата Било-Смин, Захари Стояново-Стаевци и Граничар-Дуранкулак. Те са само с временен отток.

Тектоника

Разглежданата територия е част от Мизийската платформа. Самото формиране на влажната зона в близки до днешния план условия става през холоцена, когато след последния ледников период става рязко повишаване на водното ниво в Черно море с около 100 m и когато се възстановява връзката му със Средиземно море и Световния океан.
Дуранкулашката тектонска структура, която представлява антиклинално издигане по горнището на валанжина, дооформено от олигоценския комплекс с посока СИ-ЮИ, е усложнена от субпаралелни и субмеридиални разломи. Тази структура вероятно оказва голяма роля за различните хидрогеоложки условия на влажна Дуранкулашко езеро от комплекса Шабла-Езерец разположен на юг.

Геоложки строеж

Геоложка изученост

Първите сведения за геоложкия строеж в изследвания район се свързват с имената на А. Boué (1828) и L. de Launay (1906). По-късно и български геолози правят проучвания – Златарски (1927), Г. Бончев (1943), Е. Бончев, Чешитев и Карагюлева (1956), Стоянов (1952; 1960) и Панайотов (1960). Проучванията на Стоянов (1952), Филипов (1969) и други автори са обобщени от Филипов и др. в Геоложка карта на България М 1:100000 - картни листове Генерал Тошево и Мангалия. Съществено значение за изясняване хидрогеологията на Югоизточна Добруджа имат проучванията на Василев (1943) и Бояджиев (1950; 1951). Изследвания върху хидрогеоложките условия в района на Шабла-Блатница се провеждат от Антонов и Марковски (1951). Дългогодишни хидрогеоложки изследвания в североизточна България провежда Евстатиев (1957; 1962; 1966) за нуждите на напояването. В този район работи и Димитров (1953). За целите на водоснабдяването в района работят Балев (1973; 1981; 1984), Грънчаров (1963), Радушев (1967), Цонев (1967) и други изследователи.

От 1955 г. започват и хидрогеоложките изследвания на Данчев в североизточна България като продължават до 1996 г. Той проучва подземните води в сарматския водоносен хоризонт (Парашкевова, Данчев, 1967; Данчев, 1968; Данчев, 1977; Данчев, Шопова, 1996) и валанжгорноюрският водоносен хоризонт в североизточна България (Данчев, 1966). Извършва хидрогеоложки връзка изследвания във СЪС съставянето на хидрогеоложки карти в М 1:25000 на територията на Югоизточна Добруджа и Варненското плато (Данчев, 1974). Заедно с Антонов през 1980 г. издават Подземните води в България. През 1997 г. е извършено обобщение на наличната хидрогеоложка информация в "Северобългарското сводово издигане и неговите склонове (Варненски басейн)" от работен колектив на "Геология, проектиране и проучване" ЕООД, Варна (Несторова, 1994).

Геолого-литоложки строеж

С най-голямо практическо значение за езеро Дуранкулак са седиментите на миоцена и кватернера. В миоценския карбонатен комплекс се формират подземните води, подхранващи езерото. Миоценските отложения са представени от сарматските варовици на Одърската и Карвунската свити. Одърската свита в разглежданата територия е представена от бежово до почти бели варовици, оолитни, детритусни и по-рядко глинести и песъчливи. В основата са прослоени от глини и дребно до финозърнести пясъчници с глинеста спойка. Те са кавернозни, с дебелина от 40 до 119 m. Върху варовиците на Одърската свита залягат седиментите на Карвунската свита. Залягането е нормално, но трансгресивно след размив и контакта се маркира от тънък червено оцветен глинест пласт. Карвунската свита се характеризира по-често с сивобели до кремави на цвят здрави изветрели и кавернозни на повърхността органогенни черупчести варовици с дебелина от 20-50 m.

Между двете свити нормално би трябвало да се намират седиментите на Тополската свита – мергели, фини пясъчници и глинести варовици. По времето на отлагане на седиментите на Тополската свита от Дуранкулак и прилежащите му части сарматското море се е оттеглило и са се развивали интензивни карстови процеси и денудация, която е редуцирала до известна степен варовиците на Одърската свита. Общата мощност на карбонатния окарстен комплекс е от 60-70 до 170-180 m, като дебелината нараства от запад на изток.

Кватернерните образувания в разглежданата площ се отнасят към Плейстоценската и Холоценската серия. Еолично-алувиалните образувания на Плейстоценската серия са представени от червени песъчливи глини, които са отложени върху неогенските седименти. Глините са варовито-алевролитови, плътни, безструктурни, с характерен червеникав до бежовокафяв цвят ("терра роса"). Те се явяват като постоянна подложка на льоса. Глините са водоупорни и спомагат за формиране на водонаситена зона в льосовите отложения (района на с. Крапец).

Еоличните образувания на Плейстоценската серия са представени от широко разпространения в разглежданата територия льос. Той заема основно вододелните масиви и покрива по-старите скали. Дебелината му е разнообразна и варира от 0 до 20-25 m. Тя е малка до 0.00 m в периферните части на вододелните масиви. Льосът отсъства на много места по склоновете на речните долини. Активната пористост поради дребнозърнестия му строеж е малка – до 5-6%, а от тук и филтрационните му свойства са малки – 0.5 до 1.5-2.5 m/ден.

Езерно-блатните образувания на Холоценскаплейстоценската серия са отложени върху силно денудиралите скали в Дуранкулашкото езеро. Представени са от сиви до тъмносиви блатни глини и дребнозърнести пясъци. Глините се срещат в дънните части на езерото и речните долини. Те имат особено място в съществуването на езерото, тъй като в тях се формира неговата чашка. Дебелината им в езерото достига до 15-18 m. Те са богати на органичен-растителен и животински останки. Глини с такава характеристика се наслагват в обсега на езерото и в настояще време. Като прослойки в тях се срещат глинести пясъци, тини и торф.

Континенталните алувиални образувания на Холоценската серия са отложени по руслата и заливните тераси на реките и по-големите долове. Представени са от чакъли, пясъци, глини и преотложен льос. Дебелината им не надвишава 2-5 m. Съвременните морски образувания на Холоценската серия са с ограничено площно разпространение. Представени са от предимно фини до едрозърнести пясъци. Пясъците оформят сравнително тясна крайбрежна ивица, която между морето и Дуранкулашкото езеро е по-широка и върху нея са образувани високи дюни.

Хидрогеоложки условия



Фиг. 2. Дуранкулашкото езеро – географска локализация

От практически интерес ще се разгледат само подземните води в сарматските седименти, тъй като те са главния приходен елемент от водния баланс на Дуранкулашко езеро. В сарматските отложения – в седиментите на Одърската и Карвунската свити, са формирани пукнатинно-карстови до карстови по тип ненапорни по характер подземни води, които образуват общ водоносен хоризонт. Последният има повсеместно разпространение в Североизточна България.

Размивния контакт между варовиците на Одърската и Карвунската свита влияе на водно-солевия режим на подземните води. Тънкия червенооцветен глинест пласт има ролята на водоупор. Този факт е от важно практическо значение за разполагане на вододобивните съоръжения, особено в крайбрежната ивица. Те трябва да се заложат във варовиците на отгорезалягащата Карвунската свита, за да се избегне засоляване на добитите количества вода в следствие на интрузия на морски води във варовиците на отдолузалягащата Одърска свита.

Дебелината на наситените с вода сарматски седименти е различна. В западната част на водосборната област на езерото тя е от порядъка на 35-50 m и постепенно нараства в източна посока. В близост до Черно море и района на езерото дебелината на водоносния хоризонт достига до 120-150 m. Нарастването на дебелината на водоностния хоризонт на изток е свързано и с нарастване дебелината на варовиковия комплекс в тази посока и с постепенното снижаване на горнището му до морското ниво. Посоченото е причина за насищане с вода почти на цялата дебелина на варовиците.

Нивото на подземните води по цялата площ на разпространението им се установява в самите варовици и е на дълбочина 50-60 m до 10-12 m и на по-малко метра в района на езерото и Черноморското крайбрежие. Хипсометрично нивото постепенно спада – от около 180 m в западната част на водосборната област до почти 0.00 m при езерото и морето. Генералната посока на движение на подземните води е на изток, при среден хидравличен градиент 0.003-0.002 до под 0.001. Филтрационната характеристика на водоностния хоризонт е изключително разнообразна- коефициента на филтрация варира от 2-3 до 180-200 m/ден, което характеризира седиментите като средно до силно водообилни.

Подхранването на сарматския водоносен хоризонт се осъществява основно от инфилтрация на валежни и частично от временно формирали се повърхностни води. Дебелината на скалите от зоната на аерация и литоложкия им състав имат значение за по-бързо или по-забавено достигане на инфилтриралите се води до подземните. Дебелата зона на аерация играе регулираща роля и подземните води получават относително равномерно подхранване във времето. Благоприятна роля за последното играят добрите водопоглъщаща и водоотдаваща способност на скалите от зоната на аерация- почвен слой, льос и варовици. Заедно с горното положителна роля в подхранването има и равнинния релеф, който създава условия за по-продължително задържане на валежните води на повърхността и попродължително време за инфилтрацията им.

Подхранването на подземните води от сарматския водоносен хоризонт е определено по данни от дългогодишни наблюдения върху нивото на подземните води в кладенец от опорната хидрогеоложка мрежа на НИМХ разположен в с. Божаново (Данчев, Шопова, 1996). Изчисленото подхранване на периода 1960-1993 г. показва, че то е в границата 16-120 mm/год или средномногогодишно то е 58.4 mm. Модулът на подземния поток е от 0.51 до 3.55 l/s/km² или средният многогодишен е 1.86 l/s/km².

Получените данни приведени за цялата територия на подземната водосборна област на езеро Дуранкулак (542 km²) показват, че средномногогодишното подхранване е 31,79.10⁶ m³ или 1008 l/s. Подземната вода от сарматския водоносен хоризонт се дренира по естествен път от Черно море и от Дуранкулашкото езеро и по изкуствен път от вододобивните съоръжения- сондажи, шахтови кладенци и дренажи. Водовземните съоръжения в по-голямата си част са в околоезерното пространство. Черпената вода се използва за питейно-битово водоснабдяване и напояване.

Разходът на филтрационния поток се изчислява по хидродинамичния метод по закона на Дарси:

- Q=k.H.B.I, където
- Q разход на подземния поток, m³/ден;
- К коефициента на филтрация, т/ден;
- Н мощността на водоносния хоризонт, т;

В - ширина на фронта на подземния водоносен хоризонт m;

I - напорен градиент.

Данните за В и I се вземат от хидродинамична карта (фиг. 3-4), а коефициента на филтрация к – от направени опитно-филтрационни изследвания в района.



се в Дуранкулашко езеро към 25.08.1994 г.

Фиг. 3. Хидродинамична карта





Фиг. 4. Хидродинамична карта

Хидродинамичната карта (фиг. 3-4) се съставя въз основа на измервания на водните нива в кладенци, разположени в подземната водосборна област на Дуранкулашкото езеро в определено време (фиг. 2). Разходът на подземния поток, формиран в сарматските варовици, във водосборната област на Дуранкулашко езеро, определен по хидродинамичния метод през 10.1996 г. е 1.077 m³/s (Данчев, Шопова, 1996). Десет години покъсно разходът на филтрационния поток е 1.708 m³/s (фиг. 3-4).

За определяне на количеството подземна вода, която подхранва Дуранкулашко езеро следва общия разход от водоносния хоризонт да се раздели на този, които се дренира към езерото и на този, които се дренира към морето. При определянето на съставните части се допуска известна неточност. Последната се състои в това, че разделянето на общата дебелина Н на водоносния хоризонт на Нез., която участва при подхранването на езерото и на Нм, която участва в подхранването на морето е условно. Разделянето на посочените дълбочини се извършва на базата на движението на подземните води в слоисти водоносни хоризонти. За случая с Дуранкулашко езеро се приема, че частта от водоносния хоризонт, която подхранва езерото, включва част от сарматския водоносен хоризонт и дебелината на глините под езерото - т.е. 19-20 m. Тогава определеното количеството подземен отток, което подхранва езерото е следното: през октомври 1996 г. - 0.293 m³/s или 9.24 млн.m³/год; през август 2006 г. -0.463 m³/s или 14.60 млн.m³/год.

Резултатите от изчисленията показват, че количеството подземна вода, която се дренира в Дуранкулашко езеро от сарматския водоносен хоризонт при естествени условия (без вододобив) е значително и представлява основната приходна част от водния баланс на влажната зона.

Литература

- Антонов, Х., В. Марковски. 1951. *Хидрогеоложки условия в района на Шабла-Блатница*. С., Архив ХЕП.
- Балев, Х. 1973. Доклад за резултатите от XГП на обект Реконструкции и модернизации на Напоително поле "Дуранкулак". С., Архив Геоводинженеринг.
- Балев, Х. 1981. Напоително поле "Дуранкулак"-Резултати от допълнителното хидрогеоложко проучване. С., Архив Геоводинженеринг.
- Балев, Х. 1984. Доклад за резултатите от ХГП на обект Реконструкции и модернизации на Напоително поле "Дуранкулак". С., Архив Геоводинженеринг.
- Бончев, Г. 1943. Скалите в Добричко. *Спис. БАН, 68, кл. прир. мат.*, 33, 1-34.
- Бончев, Е., Г. Чешитев, Е. Карагюлева. 1956. Бележки върху стратиграфията на апта в североизточна България. – Изе. Геол. инст., 4, 59-76.
- Бояджиев, Н. 1950. Хидрогеоложки проучвания за водоснабдяване на Добруджа. А. Хидрогеоложко проучване на І-ви район. – *Спис. БГД*, 20, 2-3, 71-138.
- Бояджиев, Н. 1964. Карстовите басейни в България и подземните им води. Изв. Инст. хидрология и метеорология, 2, 45-96.
- Василев, Д. 1943. Югоизточна Добруджа и нейното водоснабдяване. С., 249 с.
- Грънчаров, Д. 1963. Доклад за хидрогеоложките проучвания за водоснабдяване на стопанския двор на ТКЗС с. Козлодуйци, Толбухински окръг – технически стадий. С., Архив Водпроект.
- Данчев, Д. 1967. Валанж-горноюрският артезиански басеин в СИ България и определяне подхранването на валанж-горноюрския водоносен хоризонт в СИ България по данни от хидрометрични наблюдения. – *Труд. Инст. хидрология и метеорология, 16*, 3.
- Данчев, Д., Х. Антонов. 1968. Подземните води в сарматските отложения на югоизточна Добруджа. – *ВМГИ, НИС*.
- Данчев, Д., И. Пенев. 1974. Доклад за извършените проучвания по съставяне на хидрогеоложка карта на обект: Западна Добруджа в М 1:25000, Силистренски и Толбухински окръзи. С.
- Данчев, Д. 1977. Режим и баланс на подземната вода в сармата на Южна България. – Тема XI-01, ВМГИ, НИС.
- Димитров, Ц. 1953. Обяснителна записка за идейния проект за водоснабдяване от блато Блатница, ок. Балчишка. С., Архив Геоводинженеринг.
- Евстатиев, А. 1957. *Хидрогеоложки условия в района на с. Езерец.* С., Архив Водпроект.
- Евстатиев, А. 1962. Водоснабдяване от съществуващия каптаж на ТКЗС с. Ловчанци, Толбухинско. С., Архив Водпроект.
- Евстатиев, А. 1966. Доклад за хидрогеоложките проучвания за водоснабдяване на стопанския двор на ДЗС "Рогозино", Толбухинско, филиал Дуранкулак. С., Архив Водпроект.

- Златарски, Г. 1927. *Геология на България.* С., Унив. библиотека №65, 266 с.
- Несторова, Р. 1997. Създаване на мониторинг на подземните води в България. Многоетажна система с пресни и термални води в Северобългарското сводово издигане и неговите склонове (Варненски басейн). С., Геофонд КГМР, №V-487.
- Панайотов, Л. 1960. Отчет за структурното сондиране извършено през 1951-52 и 1959 година в Твърдишка площ. УГП, Варненска проучвателна бригада.
- Парашкевова, В., Д. Данчев. 1967. Варненския артезиански басеин. Доклади, VII, Архив И-т хидрология и метеорология.
- Радушев, Р. 1967. *Резултати от хидрогеоложките* проучвания за водоснабдяване на ДЗС "Рогозино" филиал Бежаново. С., Архив Водпроект.
- Стоянов, Е. 1952. Доклад върху геологията на Добруджанското плато. С., Геофонд КГМР.

- Стоянов, Е. 1960. Геоложки строеж на Югоизточна Добруджа. Год. Упр. Геол. проучв., Отд. А, 11, 35-61.
- Цонев, Л. 1962. Обяснителна записка от строителството на тръбен кладенец за водоснабдяване на оранжениите в с.Крапец, Толбухинско. С., Архив Водоканалпроект.
- Boué, A. 1928. Zusammenstellung der bekannten geognostischen Thatsachen über die europaische Türkei und über Kleinasien. *Leonard's Ztschr. Mineral., 22, 1, 270-282.*
- Launay, L. 1906. L'hydrologie souterraine de la Dobroudja bulgare. Annales des Mines, Sér. X, 10, 115-175.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

ХАРАКТЕРИСТИКА НА ГРАВИТАЦИОННОТО ПОЛЕ НА ПАНАГЮРСКИЯ РУДЕН РАЙОН И ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАЗПРЕДЕЛЕНИЕТО НА РУДНИТЕ НАХОДИЩА

Ради Радичев, Стефан Димовски

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; radirad@mgu.bg, dimovski@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Основните елементи на гравитационното поле за територията на Панагюрски руден район се свързват с определени закономерности в разпределението на рудните находища. Рудните находища и рудопроявления, както и интензивната разломна тектоника, се разполагат по градиентния югозападен преход на гравитационен минимум, картиран върху регионалната компонента на полето. Анализът на остатъчните полета и на вариационните аномалии дава основание да се обособят два дълбочинни интервала спрямо проявлението на орудяванията – за дълбочинния интервал до около 8 km и за дълбочинния интервал до около 3 km. За първия дълбочинен интервал зони на позитивни аномалии се привързват към масивно-сулфидните находища (Челопеч, Красен и Елшица), а зони на негативни – към медно-порфирни находища (Елаците, Медет, Асарел и Цар Асен). Върху схемите на локалните полета, които отразяват дълбочинния интервал до около 3 km всички рудни находища се привързват към позитивни локални аномалии.

CHARACTERISTICS OF THE GRAVITATIONAL FIELD IN THE PANAGYURISHTE ORE REGION AND REGULARITIES IN THE DISTRIBUTION OF ORE DEPOSITS

Radi Radichev, Stefan Dimovski

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; radirad@mgu.bg, dimovski@mgu.bg

ABSTRACT. The main elements of the gravitational field on the territory of Panagyurishte Ore Region are connected to specific regularities in the ore deposits spreading. The ore deposits and ore shows, as well as the intensive fault tectonics are situated along the southwestern transition of the gravity minimum mapped on the scheme of the regional component of the gravitational field. The analysis of the residual fields and the variation anomalies gives reasons to distinguish two depth intervals in the mineralization distribution – one depth interval down to about 8 km and one depth interval down to about 3 km. For the first depth interval zones of positive anomalies are connected to massive sulphide deposits (Chelopech, Krassen and Elshitsa) and zones of negative anomalies are linked to porphyry copper deposits (Elatsite, Medet, Assarel and Tsar Assen). On the schemes of the local fields reflecting the depth interval down to about 3 km all ore deposits are associated to positive local anomalies.

Въведение

Панагюрският руден район е разположен в Централна Средна гора около град Панагюрище, като обхваща и южни покрайнини на Стара планина. Той представлява елемент горнокредния Апусени-Банат-Тимок-Средногорски от магматичен и металогенен пояс (Попов и др., 2003). Отнася се към Средногорската структурно-металогенна зона с късна младоалпийска възраст. Зоната се определя като линиаментно-геосинклинална структура, разположена върху хетерогенна основа. На север районът достига до град Етрополе на Балканската зона. В него са съсредоточени големи промишлени находища от меднопиритната и меднопорфирната формация на горнокредния магматизъм. Разположението находишата ce на контролира от обща магмо и рудоконтролираща структура СЪС субмеридионална посока. Пространствено меднопиритните находища се привързват към андезитдацитовите вулкански скали, а меднопорфирните – с хипоабисалните интрузиви и центровете на вулканоплутонична дейност.

Разпределението на гравитационното и геомагнитното поле отразява спецификата на геоложкия строеж на Панагюрския руден район. Специален интерес представляват рудоносните проявления върху основни елементи на регионалните и локалните компоненти на гравитационното поле. За относителното отделяне на тези компоненти са извършени проблемно насочени преобразувания.

Основен интерес представляват аналитичните продължения на полето в горното полупространство на избрани височини (изчисляване на регионалната и остатъчната съставящи) и вариационните аномалии, изчислени с определени радиуси (локална компонента).



Фиг. 1. Схема на аналитичното продължение на гравитационното поле в горното полупространство на височина H=10 km и разположението на основните рудни находища и рудопроявления; във врезка са показани разломите в района (Попов и др., 2003)

Закономерности в разпределението на орудяванията върху регионалната компонента на гравитационното поле

Разпределение на регионалното гравитационно поле от аналитичното продължение в горното полупространство на височина 10 кm се представя на фиг. 1. Схемата отразява основните елементи на всички регионални полета.

Разпределението на регионалната компонента на гравитационното поле картира западната част на обширна негативна аномалия. Мащабите и вида на аномалията за изследвания дълбочинен интервал (под 8-10 km) показват, че тя се обуславя от монолитна хомогенна плътностна среда, която се идентифицира с батолит с дълбоки корени, изграден от гранитоиди с относително понижена плътност. Панагюрски руден район заема западната периферия на обширната негативна аномалия.

Рудните находища и рудопроявления, както и интензивната разломна тектоника, се разполагат по градиентния югозападен преход на гравитационния минимум. Интерполирано местата на орудяванията и интензивното проявление на разломната тектоника, оформят зона, оста на която е дъга, разположена по фрагмент от регионалния гравитационен преход. Това дава основание да се смята, че внедряването на горнокредния магматизъм се развива по контакта на монолитния гранитоиден батолит, където съществуват благоприятни условия за формиране на магмопроводяши канали.

Описано с трапец, местоположението на рудопроявленията и интензивната разломна тектоника е зона с ориентация близка до меридионалната (под ъгъл около 160°), която се коментира от Цветков, Йосифов и Обретенов (Цветков и др., 1978).

Закономерности в разпределението на орудяванията върху локалната компонента на гравитационното поле

Разпределението на плътностните нееднородности в геоложки разрез с акцентиране върху различни дълбочини до около 10 км е изследвано въз основа на: остатъчните полета от аналитично продължение в горното полупространство на височина от 1 до 10 km със стъпка 1 км и аритметично усредняване с радиус 3, 5, 10 и 15 km, както и вариационните аномалии, изчислени с радиус 1, 3, 5 и 10 km За всички карти изолиниите имат сложна мозаечна конфигурация. Закономерно при преминаване към по малки дълбочини детайлизацията нараства.

Анализът на остатъчните полета и на вариационните аномалии дава основание да се обособят два дълбочинни интервала спрямо проявлението на орудяванията – за дълбочинния интервал до около 8 km и за дълбочинния интервал до около 3 km.

Основните елементи на всички полета, които отразяват влиянието на плътностните нееднородности до около 8 km са еднакви. Роза-диаграмите на разпределението на изолиниите отразяват доминираща посока ЮИ-СЗ. Съвместният анализ на схемите, при отчитане на разкритията на основните скални комплекси, както и физико-петрографската диференциация на геоложкия разрез показват, че в дълбочинния интервал до около 8 km основно отражение намира сложното взаимодействие между разпределението на метаморфния комплекс с повишена плътност и палеозойските гранитоиди и скалите от горнокрвдния вулканско-интрузивен комплекс с относително понижена плътност (Radichev, Dimovski, 2004).

Обобщено с позитивен фон се отделя ефектът от гнайсите, а с отрицателен фон – влиянието на палеозойските гранитоиди.

При преминаване към по-детайлен анализ се констатира добро зониране спрямо местоположението на основните масивно-сулфидни и медно-порфирни орудявания (фиг. 2).

Зони на позитивни аномалии се привързват към масивносулфидните находища (Челопеч, Красен, Елшица), а зони на негативни - към недно-порфирни находища (Елаците, Медет, Асарел, Цар Асен). Напълно приемливо е при геолого-геофизичната интерпретация да се изхожда от следните предпоставки:

• при диференциацията на магмата, от която се отделят хидротермални разтвори, за условията на масивносулфидните орудявания преобладават деривати с побазичен състав (горнокредните вулканити се отнасят към базалт-андезитовата формация);

• при меднопорфирните орудявания доминират деривати с по-кисел състав (ларамийските неоинтрузии се отнасят към монцонит-гранитовата формация).

Това обстоятелство благоприятства за проявлението на двата типа орудявания с различен вид аномалии в разглеждания мащаб и дълбочинен интервал. Върху схемата не намират еднозначни проявление масивносулфидното рудно находище Радка и порфирното находище Влайков връх.

При формирането на аномалиите за всяко конкретно рудно поле съществена е ролята на разломната тектоника и обхвата на вторичните процеси, съпровождащи рудообразуването. Така например, Челопешката позитивна аномалия много добре се корелира със Задбалканската разломна зона.

Следва да се отбележи, че пространственото обединение в обособени територии на двойките позитивна-негативна аномалия за находищата Челопеч -Елаците е в съгласие с изказваните становища за магмено огнище от което се развива двойка масивносулфидно и медно-порфирно орудяване (Hedenquist, Lowenstern, 1994).

Нееднозначното проявление на масивно-сулфидното рудно находище Радка и порфирното находище Влайков връх за разглежданите дълбочини също вероятно е свързано със значителния фонов ефект от относително близко разположените находища от съответната двойка, но с обратно плътностно въздействие.



Фиг 2. Схема на вариационните аномалии с радиус на осредняване R=10 km и зониране на разположението на основните рудни находища и рудопроявления; във врезка е показана роза-диаграмата на пространствената ориентация на изолиниите

Върху схемите на локалните полета, които отразяват дълбочинния интервал до около 3 km доминиращо влияние оказва диференциацията по плътност на среди с относително по-малки малки обеми и следователно се засилва влиянието както на концентрацията на по-тежки рудни минерали в обхвата на отделните находища, така също и влиянието на вторините хипергенни и хидритермално-метасоматични процеси.



Фиг. 3. Схема на аналитичното продължение на гравитационното поле в долното полупространство на дълбочина H=3 km и разположението на основните рудни находища и рудопроявления

Картата на аналитичното продължение на гравитационното поле в долното полупространство на дълбочина 3 km се илюстрира на фиг. 3. Аномалиите са значимо локализирани.

При детайлен анализ се канстатира привързване на всички рудни находиша към позитивни локални аномалии. В този дълбочинен интервал диференцирано се проявяват сравнително добре и находищата Радка и Влайков връх.

Заключение

Анализът и интерпретацията на гравитационното поле за Панагюрски руден район дава основание да се направят следните основни изводи.

- Наблюдаваното гравитационно поле за територията на Панагюрски руден район има сложна конфигурация, която отразява силно изразената хетерогенност на геоложкия строеж по плътност. За относително разделяне на съставните компоненти на полето спрямо разположението на смутителите в е приложена пространството методика на изчисляване на полетата на различни нива спрямо земната повърхност.
- Регионалната компонента на гравитационното поле за дълбочини под 8-10 km еднозначно картира западната част на много добре оформена обширна негативна аномалия. Мащабите и вида на аномалията за изследвания дълбочинен интервал показват, че тя се обуславя от монолитна хомогенна плътностна среда, която се идентифицира с гранитоиден батолит с дълбоки корени. Панагюрски руден район заема западната периферия на тази обширна негативна аномалия.
- Рудните находища и рудопроявления, както и интензивната разломна тектоника се привързват към градиентните преходи на гравитационния минимум. Това дава основание да се смята, че по контакта на плътните гранитоидди с вместващите скали се оформя зона със сравнително по-голяма проницаемост и по канали в тази зона се извършва проникването на магма, с последвала реализация на хидротермални рудообразователни процеси на повисоки нива.
- В дълбочинния интервал до 5-8 km на фона на позитивния ефект от метаморфния комплекс с относително повишена плътност и негативния фон от палеозойските гранитоиди с относително понижена плътност се констатира добре изразена закономер-

ност в проявлението на рудните полета, към които се привързват рудни находища от определен тип. Зони на позитивни аномалии картират масивно-сулфидните, а зони на негативни аномалии – меднопорфирните. Това дава основание да се направи извода за добро обособяване на плътностни смутители в дълбочинния интервал 5-7 km: при диференциацията на магмата за условията на масивно-сулфидните орудявания преобладават деривати с по-базичен състав (базалти, трахобазалти до андезити; при медно-порфирните орудявания доминират деривати с по-кисел състав и кварцдиорити до гранити.

 Върху схемата на аналитичното продължение на гравитационното поле в долното полупространство, което отразява плътностните нееднородности до около 3 км аномалиите са значително полокализирани. Това отразява сложния псевдоплътностен строеж, върху който съществено влияние оказват вторичните процеси и приповърхностната разломна мрежа. Независимо от сложната картина, детайлният анализ показва, че рудните находища се разполагат в обхвата на позитивни аномалии или на градиентни преходи.

Литература

- Димовски, С., Р. Радичев. 2004. Плътностна характеристика на основните видове скали от участък "Цар Асен" – Панагюрски руден район. – *Геология и минерални ресурси*, 7-8, 10-16.
- Попов, П., С. Страшимиров, К. Попов, Р. Петрунов, М. Каназирски, Д. Цонев. 2003. Главни особености в геологията и металогенията на Панагюрския руден район. Год. МГУ, 46, Св. I, Геология и геофизика, 155-161.
- Цветков, К, Д. Йосифов, Н. Обретенов. 1978. Белези на основната рудоконтролираща структура в Централно Средногорие. – Сп. БГД, 39, 1, 41-49.
- Hedenquist J. W., J. B. Lowenstern. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. – *Nature*, 370, 519-527.
- Radichev, R., S. Dimovski. 2006. Characteristics of the geological and geophysical structure of the Panagyurishte Ore Region according to gravitational data. – Ann. University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 49, Part I, Geology and Geophysics, 203-208.

Препоръчана за публикуване от Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

КОМБИНИРАНО ХИМИЧНО И БИОЛОГИЧНО ПРЕРАБОТВАНЕ НА ЗЛАТОСЪДЪРЖАЩ СУЛФИДЕН КОНЦЕНТРАТ

Ирена Спасова, Стоян Грудев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски" 1700 София; spasova@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Златосъдържащ сулфиден концентрат бе окислен посредством смесена култура на ацидофилни хемолитоторофни бактерии, за да разкрият златото и среброто, които бяха фино впръснати в сулфидната матрица. Окисленият концентрат бе излужен след това чрез разтвори, съдържащи аминокиселини от микробен произход и тиосулфат като злато-комплексиращи агенти. Над 90% от златото и над 70% от среброто бяха извлечени от окисления концентрат, при който степента на окисление на сулфидите бе около 50%. Разтворените благородни метали бяха утаени от продукционните разтвори след излугването посредством циментация с елементарен цинк (Zn^o).

A COMBINED CHEMICAL AND BIOLOGICAL PROCESSING OF GOLD-BEARING SULPHIDE CONCENTRATE Spasova Irena, Groudev Stoyan

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; spasova@mgu.bg

ABSTRACT. A gold-bearing sulphide concentrate was oxidized by means of a mixed culture of acidophilic chemolithotrophic bacteria to liberate the gold and silver finely disseminated within the sulphide matrix. The pretreated concentrate was then leached by means of solutions containing amino acids of microbial origin and thiosulphate as gold-complexing agents. Over 90% of the gold and over 70% of the silver were extracted from a pretreated concentrate in which the degree of sulphide oxidation was as high as about 50%. The dissolved precious metals were precipitated from the pregnant solutions after leaching by means of cementation with metallic zinc.

Въведение

Бактериалното окисление е ефикасен метод за разкриване на златото, фино впръснато в сулфидни минерали, като по този начин то се прави достъпно за излугване с подходящи реагенти (Van Aswegen et al., 1991, Brierley, 1995). Този метод има редица преимущества пред алтернативните процеси за предварително окислително въздействие, като пържене, излугване под налягане в автоклави и излугване чрез азотна киселина. Бактериалното окисление може да се приложи върху концентрати в реактори с разбъркване и аериране, както и върху руди в специално конструирани халди. Промишлени операции от тези два типа са осъществени в редица страни (Brierley, 2007). В тези операции излугването на златото и предварително окислените минерални суровини се осъществява чрез цианиране, което понастоящем представлява най-широко използваният метод за извличане на злато фино впръснато в окисни руди. Цианидите обаче са силно токсични и могат да причинят съществени екологични проблеми. Освен това, цианидите са скъпи реагенти, което в някои случаи прави тяхното използване икономически неизгодно.

Установено е, че златото се извлича ефикасно от окисни руди и посредством слабо алкални разтвори, съсъдържащи тиосулфат и аминокиселини като златокомплексиращи агенти (Groudev, Groudeva, 1993). Установено е още, че използването на някои микробни белтъчни хидролизати като източници на златокомплексиращи аминокиселини е много удачно (Groudev et al., 1996; Spasova, Groudev, 2003). В тази статия са показани данни от изследване върху двустадиен процес, включващ предварително бактериално окисление на златосъдържащ сулфиден концентрат и следващо излугване на окисления твърд остатък чрез разтвори, съдържащи горепосочените злато-комплексиращи агенти.

Материали и методи

Данни относно химичния състав на златосъдържащия флотационен концентрат са посочени в Таблица 1. Пиритът бе главният руден минерал в концентрата и бе единственият злато-съдържащ сулфид. Галенитът бе главния минерал, сдържащ сребро в концентрата, като останалата част от среброто се съдържаше в пирита. Данни относно фазовия състав на благородните метали са посочени в Таблица 2.

Размерът на частиците на концентрата бе под 0.08 mm, като благородните метали се съдържаха главно в пофините частици, с размери под 0.037 mm. Концентратът бе промит с ацетон за отстраняване остатъчните концентрации на флотационни реагенти, които могат да подтиснат силно бактериалната активност.

Таблица 1

Химичен състав на концентрата, използван в това изследване

Компонент	Съдържание, %
Обща сяра	4.84
Сулфидна сяра	3.99
Желязо	6.20
Мед	1.43
Цинк	0.12
Олово	5.90
Злато	14.21 g/Mg
Сребро	893.23 g/Mg

Таблица 2

Фазов състав на благородните метали в концентрата

	Злато	Сребро
Фази	в % от общото	съдържание
	на съответ	ния метал
Свободен метал	11.3	-
Метал капсулиран в		
железни окиси (извлекаем	35.2	37.0
чрез цианиране)		
Метал фино впръснат в	50.3	59.4
сулфиди		
Метал фино впръснат в	3.2	3.6
силикати		
Общо съдържание	100.0	100.0

Предварителното бактериално окисление на концентрата бе проведено както при периодично, така и при непрекъснато култивиране. Периодичното окисление бе проведено в стъклени цилиндрични реактори с отбойници, с работен обем по 2 l, с разбъркване и аериране с въздух с повишено съдържание на СО2. Разреден воден разтвор на сярна киселина (с pH 1.7), съдържащ (NH₄)₂SO₄ и KH₂PO₄ в концентрации съответно 0.25 и 0.10 g/l, бе използван като излугващ разтвор и за бактериите. Този разтвор бе хранителна среда инокулиран със смесена култура на ацидофилни хемолитотрофни бактерии в логаритмичната фаза на растеж. Културата съдържаше мезофилните видове Acidithiobacillus ferrooxidans, As. thiooxidans v Leptospirillum ferrooxidans и бе предварително адаптирана към концентрата посредством последователни пасажи в суспензии с нарастваща плътност на пулпа. Окислението бе проведено при плътности на пулпа от 15-40%, скорости на разбъркване от 180 до 320 об/min, при 35°С, за периоди с продължителност до 14 дни.

Непрекъснатото окисление бе проведено в инсталация, съсътояща се от пет последователно свързани реактори от горепосочения тип. Концентрат и излугващ разтвор постъпваха в желаното съотношение в първия реактор, който преливаше в следващия и т.н. Разреден воден разтвор на сярна киселина (с рН 1.7), съдържаща горепосочените хранителни вещества и 10⁸ бактерии/ml бе използван като излугващ разтвор. Температурата при култивирането бе 35°С. Третираната минерална суспензия се събираше ежедневно след преминаване през последния реактор. Продукционните разтвори и твърдите остатъци след окислението се разделяха чрез филтруване през определени интервали и се анализираха, за да се определи настъпването на стабилно състояние на системата. Развитието на бактериалното окисление се контролираше чрез анализ на разтвора за съдържание на феро и фери йони, сулфати, pH, Eh и численост на желязоокисляващите хемолитотрофни бактерии.

Твърдите остатъци след бактериалното окисление се промиваха с вода, неутрализираха се с амоняк и се излугваха с различни развори за разтваряне на златото и среброто. Съставите на тези разтвори са посочени подолу:

- Разтвор № 1: микробен белтъчен хидролизат от 1.0 до 10.0 g/l, химичен окислител на златото и среброто (KMnO₂, NaNO₂ или H₂O₂) – от 1.0 до 20.0 g/l, pH от 9 – 11 (с NaOH);
- Разтвор № 2: микробен белтъчен хидролизат от 1.0 до 10.0 g/l, pH от 9 11 (с NaOH);
- Разтвор № 3: микробен белтъчен хидролизат от 1.0 до 10.0 g/l, тиосулфатни йони (добавени чрез амониев тиосулфат) – от 10 до 50 g/l, Cu²⁺ (добавени чрез CuSO_{4.}5H₂O) – от 0.25 до 2.0 g/l, сулфатни йони – от 1.0 до 5.0 g/l, рН от 9 – 11 (чрез амоняк);
- Разтвор № 4: с горепосочения състав, но без микробен белтъчен хидролизат;
- Разтвор № 5: NaCN от 2.0 до 10.0 g/l, pH от 9 11 (NaOH).

Белтъчният хидролизат представляваше смес от белтъчни хидролизати, получени от отпадъчна биомаса от три различни вида микроорганизми. Отделните хидролизати съдържаха различни злато-комплексиращи аминокиселини и бяха смесени в подходящи съотношения.

Излугването на благородните метали посредством горепосочените излугващи разтвори бе проведено в реактори с по 2 I работен обем, различна плътност на пулпа – от 15 до 40%, температура – от 20 до 50°С и скорост на разбъркване – от 200 до 600 оборота/min. Продукционните разтвори след излугването бяха преработвани чрез циментация с елементарен цинк (Zn°), провеждана в циментатор с подвижно легло.

Определянето на разтворените метали при предварителното бактериално окисление на концентрата и при излугването на благородните метали от окисления концентрат бе извършено чрез спектрометрия на индуцирано свързана плазма и атомно адсорбционна спектрометрия. Определянето на съдържанието на злато и сребро в твърдите проби бе извършено чрез купелуване. Концентрациите на аминокиселини бяха определени посредством амино анализатор. Тиосулфатните йони се определяха титриметрично с йод.

Изолирането, видовото определяне и количественото отчитане на микроорганизмите бе проведено чрез методите, описани в посочената литература (Karavaiko et al., 1988; Грудев, 1990).

Резултати и обсъждане

Извличането на благородни метали от изходния, не подложен на окисление концентрат не бе ефикасно поради фината впръснатост на големи части от тези метали в сулфидните минерали на концентрата (Табл. 2). Добавянето на химични окислители към микробния белтъчен хидролизат, действащ като комплексиращ агент за тези метали, повиши значително степента на извличането им (Таблица 3). Оптималните концентрации на тези окислители бяха в границите от около 5 - 10 g/l. Тези концентрации бяха достатъчни да се поддържа сравнително висок редокс потенциал (Eh) на излугващите разтвори (над 400 mV) за сравнително кратък период (около 50-60 h). В опити с по-голяма продължителност (над 60 часа) бе необходимо количеството на съответния окислител да бъде добавяно към излугващия разтвор не еднократно в началото на експеримента, а на порции по време на протичането му. Този начин на добавяне позволяваше поддържането на сравнително постоянен редокс потенциал на системата и снижаване в известна степен разходите на окислителите. Въпреки това, разходите на тези реагенти по време на излугването бяха много високи (в границите от около 0.4-0.75 g/g концентрат), което правеше такова преработване икономически неприемливо. Тези големи разходи се дължаха на взаимодействието на използваните химични окислители не само с благородните метали, но и със сулфидите в концентрата и аминокиселините, съдържащи се в микробния белтъчен хидролизат.

Таблица 3

Излугване на злато и сребро от концентрата посредством различни излугващи разтвори

	Изхо	оден	Предва	арител-
Излугващ разтвор	конце	нтрат	но окислен	
			конце	нтрат
	Изв	пичане н	а метал	и, %
	Au	Ag	Au	Ag
Nº1				
с микробен белтъчен хи,	дролиза ⁻	г + химич	нен окис.	пител
KMnO ₄	42.4	31.4	90.1	73.4
NaNO ₂	35.0	27.1	84.2	68.6
H ₂ O ₂	31.4	24.0	83.7	63.9
№2 само с микробен				
белтъчен хидролизат	12.2	8.2	18.1	12.5
№3 с микробен				
белтъчен хидролизат				
+ тиосулфат	47.1	37.0	91.8	77.0
№4 класическо				
излугване с тиосулфат				
	45.9	34.1	90.1	74.3
№5 c NaCN	47.0	37.2	91.4	75.2

Продължителност на излугването 7 дни; предварително окисления концентрат съдържаше 2.2% сулфидна сяра

Излугването посредством тиосулфат (излугващ разтвор №4) бе по-ефикасно от това посредством горепосочените системи (Табл. 3). Добавянето на белтъчен хидролизат към системата за класическо излугване с тиосулфат повиши леко извличенето на златото и среброто, понижи разхода на тиосулфат и повиши стабилността на разтворимите комплекси на споменатите благородни метали. Резултатите получени по този начин, т.е. посредством излугващ разтвор №3, бяха практически същите като тези, получени чрез цианиране.

Предварителното бактериално окисление на концентрата бе ефикасно, както при периодично, така и при непрекъснато култивиране. Най-високите скорости на окисление на сулфидите бяха получени при плътност на пулпа около 20%. Периодичното окисление се характеризираше с лаг фаза с продължителност около 18-20 h. Максималната скорост на разтваряне на желязото при окислението на златосъдържащия пирит в концентрата бе 91 mg/l.h, постигната при посочената оптимална плътност на пулпа. По този начин, около 45-50% от пирита бяха разтворени за 75-80 h. Установи се, че такава степен на окисление на пирита бе достатъчна да разкрие почти цялото количество на златото, капсулирано в сулфидната матрица и да повиши крайното му извличане при последвалото излугване до стойности над 90% (Табл. 3). Това вероятно се дължеше на факта, че в повечето образци пирит златто е локализирано главно в дефектните места на сулфидната кристална решетка, а тези места се атакуват най-напред от хемолитотрофните бактерии (Lazer et al., 1986).

Максималната скорост на разтваряне на желязато, постигната при непрекъснатото култивиране, бе по-висока (107 mg/l.h), поради по-доброто разбъркване и аерация на минералната суспензия. При условия на стабилно състояние в системата, контактното време за постигане на същата степен на окисление на пирита бе около 46–50 h. Само следи от злато и сребро се разтваряха по време на горепосоченото предварително бактериално окисление на концентрата.

Извличането на благородните метали от предварително окисления концентрат бе много по-ефикасно в сравнение с това от оригиналния концентрат, не подложен на такова окисление. Извличането зависеше от степента на предварителното окисление, но правопропорционална зависимост между тези параметри не бе отбелязана (Табл. 4).

Таблица 4

Влияние на степента на предварителното бактериално окисление на концентрата върху извличането на злато и сребро при последователното излугване

		Vзл	тугващи	и разтв	ори
Съдържание	Степен на	N	21	N	23
на	окислението	микр	обен	микр	обен
сулфидна	на	белт	ъчен	бел	тъчен
сяра, %	сулфидите,	хидро	лизат	хидро	лизат +
	%	+ KN	/InO4	тиос	улфат
		Извл	ичане н	а мета	ли, %
		Au	Ag	Au	Ag
3.99	0	29.2	12.5	33.4	16.7
3.25	18.55	50.5	40.1	56.7	49.1
2.93	26.57	64.8	57.0	70.7	64.1
2.21	44.61	90.1	73.4	91.8	77.0
1.98	50.38	91.8	77.4	92.0	70.0
1.44	63.91	92.3	78.1	92.5	79.5
1.04	73.94	92.5	78.3	92.5	79.9

Продължителност на излугването 48 h

Скоростите на разтваряне на златото и среброто, получени посредством излугващ разтвор, съдържащ тиосулфат и белтъчен хидролизат като комплексиращи агенти за тези метали, бяха по-високи от тези, получени чрез цианиране, макар че степените на крайното извличане на тези метали чрез двата метода бяха сходни (фиг. 1). Оптималните концентрации на тиосулфат и белтъчен хидролизат в излугващия разтвор бяха съответно 10–15 и 3–5 g/l. Оптималното рН бе около 9.5– 10.0, а температурният коефициент Q₁₀ в областта от 15– 45°C бе около 1.7.

Степента на извличане на благородните метали от продукционните разтвори чрез циментация с елементарен цинк (Zn^o) бе по-висока от 95%. Разходите на реагенти при излугването и циментацията възлизаха на 14.5 kg амониев тиосулфат, 1.2 kg белтъчен хидролизат и 0.15 kg цинк на тон концентрат.



Фиг. 1. Излугване на благородни метали от предварително окислен флотационен концентрат:

- белтъчен хидролизат + тиосулфат: (1) злато (3) сребро;

- цианиране: (2) злато (4) сребро

Продуктът получен чрез циментацията, бе смесен златно-среберън концентрат, съдържащ още и мед и цинк като ценни компоненти. Излугването на концентрата чрез сярна киселина при 75–80°С в присъствие на кислород водеше до селективното разтваряне на медта и цинка. Тези цветни метали могат сред това да бъдат извлечени от продукционния разтвор чрез различни методи.

Съдържанията на злато и сребро в твърдия остатък след отстраняването на цветните метали бяха по-високи съответно от 1 kg/Mg и 10 kg/Mg. Този краен концентрат може да бъде преработен чрез конвенционалната процедура за получаване на чисти злато и сребро. Благодарност. Част от това изследване бе подкрепено финансово от Нациналния фонд "Научни изследвания" чрез проекта CENBIOHEALTH.

Литература

- Brierley, J. A. 2007. Biohydrometallurgy this microbiologist's perspective. Advanced Materials Research, 20–21, 3–10.
- Brierley, C. L. 1995. Bacterial oxidation. Master key to unlock refractory gold ores? *Engineering and Mining Journal*, May, 42-44-WW.
- Groudev, S. N. 1990. Microbiological Transformations of Mineral Raw Materials. Doctor of Biological Sciences Thesis, University of Mining and Geology, Sofia.
- Groudev, S. N., Groudeva, V. I. 1993. Biohydrometallurgy of gold: present day status and future prospects. In: *Preprints* of the XVIIIth Int. Mineral Processing Congress., Sydney, May 23-28, 1385-1387.
- Groudev, S. N., Spasova, I. I., Ivanov, I. M. 1996. Two-stage microbial leaching of a refractory gold-bearing pyrite ore, *Minerals Engineering*, 9, 707-713.
- Karavaiko, G. I., Rossi, G., Agate, A. D., Groudev, S. N., Avakyan, Z. A. 1988. *Biogeotechnology of Metals. Manual*, GKNT International Projects, Moscow.
- Lazer, M. J., Southwood, M. J., Southwood, A. J. 1986. The release of refractory gold from sulphide minerals during bacterial leaching. – In: *Gold 100, Proceedings of the International Conference on Gold,* vol.2, pp. 287-297, SAIMM, Johannesburg.
- Spasova I. I., Groudev, S. N. 2003. Microbial heap leaching of a gold-bearing copper sulphide ore, Paper presented at the X Balkan Mineral Processing Congress, Varna, 15-20 June.
- Van Aswegen, P. C., Godfrey, M. W., Miller, D. M., Haines, A. K. 1991. Developments and innovations in bacterial oxidation of refractory ores, *Minerals and Metallurgical Processing*, November, 188–191.

Препоръчана за публикуване от Катедра "Инженерна геоекология", ГПФ

ЕСТЕСТВЕНА ЗАЩИТЕНОСТ ОТ ПОВЪРХНОСТНИ ЗАМЪРСИТЕЛИ НА ПАЛЕОГЕНСКИЯ КАРСТОВ ВОДОНОСЕН ХОРИЗОНТ В РАЙОНА НА ГР. ЧИРПАН, УЧАСТЪК "БЯЛАТА ВОДА". ЧАСТ 1. ХИДРОДИНАМИЧНИ И МИГРАЦИОННИ УСЛОВИЯ ЗА ДВИЖЕНИЕ НА ЗАМЪРСИТЕЛИТЕ

Николай Т. Стоянов

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; nts@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Палеогенският карстов водоносен хоризонт на юг от Чирпан е приприпокрит от кватернерни и неогенски седименти (глини, песъчливи глини, пясъци и чакъли). В покриващия терциерен комплекс се отделят няколко хидрогеоложки единици с различен ранг и сложни пространствените граници. Хидродинамичните и миграционните условия за движение на замърсители в тези материали са определени въз основа на серия от полеви филтрационни тестове и лабораторни индикаторни опити в колони. Данните от опитите са интерпретирани с разработените от автора компютърни програми EXPRESS и LTT1DPI.

NATURAL PROTECTION FROM SURFACE POLLUTANTS TO THE PALEOGENE KARST AQUIFER IN THE REGION OF CHIRPAN, AREA "BIALATA VODA". PART 1. HYDRODYNAMIC AND MIGRATION CONDITIONS FOR MOVEMENT OF POLLUTANTS

Nikolay T. Stoyanov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; nts@mgu.bg

ABSTRACT. The Paleogene karst aquifer to the south of Chirpan is covered by Quaternary and Neogene sediments (clays, sandy clays, sands, and gravel). Several hydrogeological units having different ranks and complex spreading boundaries are well-distinguished in the covering Tertiery complex. The hydrodynamic and migration conditions for movement of pollutants in these materials are estimated on the base of series of field filtration tests and laboratory indicators experiments in columns. The interpretation of test results is performed applying the developed by the author computer programs EXPRESS µ LTT1DPI.

Въведение

За изясняване на хидрогеоложките условия и за оценка на ресурсите на подземните води в района на юг от Чирпан в участък "Бялата вода" по различно време и от различни организации са провеждани голям брой геоложки и хидрогеоложки изследвания. Анализът на събраната до момента информация показва, че палеогенският карстов водоносен хоризонт е много перспективен източник за добив на подземни води. Наред с това, обаче, освен общата констатация за отсъствие на благоприятни условия за неговото замърсяване, липсват достатъчно убедителни данни за защитеността му спрямо повърхностни замърсители.

Този въпрос става особено актуален след приемане на окончателен вариант за проектното трасе на автомагистрала "Марица". Според проекта магистралният път пресича голяма част от територията на санитарноохранителните зони (СОЗ) на помпени станции ВПС "Бялата вода" и ВПС "Бялата вода – извор", обезпечаващи питейното водоснабдяване на гр. Чирпан и околните селища от палеогенския карстов хоризонт (фиг. 1). Изграждането на подобни съоръжения в границите на СОЗ, обаче, е възможно единствено при условие, че водоносният хоризонт, в който са изградени вододобивните съоръжения, представлява защитен подземен воден обект (Наредба №3/16.10.2000 г. на МОСВ, МЗ и МРРБ).



Фиг. 1. Местоположение на обекта

Всичко това мотивира провеждането на едно много детайлно хидрогеоложко изследване, чиято основна цел е да се направи точна оценка на естествената защитеност на палеогенския карстов хоризонт в участъка между проектното трасе на АМ "Марица" и ВПС "Бялата вода". При нейното изпълнение са решени две основни задачи:

- определени са филтрационните и миграционните характеристики на седиментите, изграждащи приповърхностната част на геоложкия разрез;
- разработен е математически 2D модел на условията за движение на постъпващи от земната повърхност замърсители (по примера на хлоридните йони).

Литоложка характеристика и геометрия на хидрогеоложките единици

В последните 50-60 години подземните води в района на изследвания обект са били предмет на много проучвания от различни ведомства, организации и фирми (ВМГИ-НИС - София, КНИПИБКС "Водоканалпроект" - клон Стара Загора: "Водоканалпроект" AЛ Пловдив. "Водоканалинженеринг" АД – София и др.). Основната задача на тези проучвания са питейно-битовото и промишленото водоснабдяване на гр. Чирпан и околните селища. През този период са изградени много проучвателни сондажи и кладенци, както и водовземни съоръжения (каптажи, шахтови и сондажни кладенци), повечето от които са ликвидирани или вече не са в експлоатация. Извършени са голям брой водочерпателни тестове и анализи на водни проби.

Анализът и интерпретацията на събраната архивна информация и резултатите от проведените в рамките на това проучване полеви и лабораторни изследвания позволи да се определят геометрията, пространствените граници, хидродинамичните и миграционните характеристики на основните хидрогеоложки единици, както и на ниско ранговите хидрогеоложки единици в найгорната част от разреза (до дълбочина 20 m) в участъка между трасето на АМ "Марица" и основното вододобивно съоръжение на ВПС "Бялата вода" (СК-1) – вж. фиг. 1.

В геоложкия строеж на изследвания район участват различни по генезис и възраст терциерни седименти:

- кватернерни алувиални наслаги (чакъл, пясък, глинест пясък, песъчлива глина, блатна глина и глина);
- неогенски глинест комплекс (глина, песъчлива глина, чакълеста глина и глинест пясък);
- палеогенски варовик.

Кватернерните наслаги изграждат терасата на р.Марица. Общата им дебелина не надхвърля 20-25 m. Под тях в дълбочина следва неогенският глинест комплекс. Неговата дебелина варира в диапазона 60-65 m. Палеогенските варовици имат значително повърхностно разпространение в северните части на района. Тук те са частично припокрити от кватернерна делувиална глина с дебелина 0.5-1.5 m. В южна посока варовиците потъват дълбоко под неоген-кватернерната покривка. В горната част на разреза варовиците са здрави до слабо напукани, а в дълбочина под кота 25 – силно напукани и окарстени. От хидрогеоложка гледна точка в терциерния седиментен комплекс са формирани три основни хидрогеоложки единици (фиг. 2):

- 1. Кватернерен водоносен хоризонт
- 2. Неогенски водоупорен глинест комплекс
- 3. Палеогенски карстов водоносен хоризонт



УСЛОВНИ ОЗНАЧЕНИЯ

	КВАТЕРНЕРЕН ВОДОНОСЕН ХОРИЗОНТ
1-1	- проницаем неводоносен пласт (песъчлива глина, прахова глина и глина)
1-2	- силно проницаем неводоносен пласт (лещи от разнозърнест едър пясък и глинест пясък)
1-3	- много слабо проницаем неводоносен пласт (блатна глина)
1-4	- силно проницаем водоносен пласт (среден и едър разнозърнест пясък)
	НЕОГЕНСКИ ВОДОУПОРЕН ГЛИНЕСТ КОМПЛЕКС
2	- водоупорен глинест комплекс (глина, песъчлива глина, чакълеста глина и глинест пясък)
	ПАЛЕОГЕНСКИ КАРСТОВ ВОДОНОСЕН ХОРИЗОНТ
3-1	- първа (горна) слабо водоносна зона (варовик, слабо напукан)
3-2	- втора (долна) силно водоносна зона (варовик, силно напукан и окарстен)

Фиг. 2. Хидрогеоложки профил

В кватернерния водоносен хоризонт се отделят четири ниско рангови единици:

- 1-1. Проницаем неводоносен пласт (песъчлива глина, прахова глина и глина)
- 1-2. Силно проницаем неводоносен пласт (лещи от разнозърнест едър пясък и глинест пясък)
- 1-3. Много слабо проницаем пласт (блатна глина)
- 1-4. Силно проницаем водоносен пласт (среден и едър разнозърнест пясък)

Палеогенският карстов водоносен хоризонт включва две ниско рангови единици:

3-1. Първа (горна) слабо водоносна зона (варовик, слабо напукан)

3-2. Втора (долна) силно водоносна зона (варовик, силно напукан и окарстен)

Геометрията и границите на дефинираните хидрогеоложки единици са илюстрирани със съставения профил в участъка между трасето на АМ "Марица" и ВПС "Бялата вода" (вж. фиг. 1 и 2), а обобщени данни за литоложките характеристики на тези единици са представени в Таблица 1.

Таблица 1

N N	`		
XIIdnoodonowvii		nnoviliosulla	VUSCMEV
Λάθρος συτολικά	соипици в	проходилия	VAULIDA

Основна хидрогеоложка единица	Хидрогеоложка единица от по- нисък ранг	Литоложка характеристика	Хидрогео-ложка характеристика
ризонт	Проницаем пласт	песъчлива глина, прахова глина и глина	неводонос
доносен хор	Силно проницаем пласт	лещи от разнозърнест едър пясък и глинест пясък	неводонос
нерен во	Много слабо проницаем пласт	блатна глина	водоупор
Кватер	Силно проницаем пласт	среден и едър разнозърнест пясък	основен водонос
Неогенски глинест комплекс		глина, песъчлива глина, чакълеста глина и глина и	водоупор
жи карстов + хоризонт	Първа (горна) слабо водоносна зона	варовик, слабо напукан	слаб водонос
Палеогенс водоносен	Втора (долна) силно водоносна зона	варовик, силно напукан и окарстен	основен водонос

Филтрационни свойства

За изясняване на филтрационните свойства на геоложката основа в участъка между магистралното трасе и ВПС "Бялата вода" са изпълнени 9 полеви опита (експресни водоналивания) в 4 сондажа (С-1, С-2, С-3 и С-4) – вж. фиг. 2.

Опитите са изпълнени при различна дълбочина на сондиране, респ. при различна разкритост на сондажния ствол и различна височина на водния стълб, като е използвана следната технологична схема. В сондажния отвор се налива бързо известно количество вода, като сондажът се запълва до определено ниво. След това се проследява спадането на нивото, т.е. височината на водния стълб във всеки момент *t* от началото на опита.

Данните от водоналиванията в сух сондаж са интерпретирани по метода на Ернст, като са нанесени в координатна система *lg* (*h* + 0.5*r*₀) – *t*, където *r*₀ е радиусът на сондажния ствол. За облекчаване на изчисленията е използвана програма EXPRESS, с която е възможно да се интерпретират данни от експресни опити в шурфове и сондажи (Гълъбов, Стоянов, 2005). Нейният алгоритъм в

един от модулите използва метода на Ернст. Данните от експресните водоналивания в сондажи с водно ниво са обработени със същата програма в координатна система *lg s* – *t*. Ще поясним, че s е разликата между височината на водния стълб в сондажа преди опита и измерената височина на водния стълб *h* във всеки момент *t*.

Получените графични зависимости са дадени на фиг. 3-11 като с ромбчета са нанесени опитните данни, а с плътни линии – апроксимиращата права. Изчислените стойности за *k* са обобщени в Таблица 2.

Таблица 2

Данни за условията за провеждане на еспресните опити. Резултати

Сондаж №	Изпитван интервал от- до-, m	CBH, m	ДВН след водона- ливане, т	Коеф. на филтрация <i>k</i> , m/d
C 1	0.0-5.1	сух ствол	0.00	0.25
0-1	6.1-7.7	сух ствол	6.10	0.10
	0.0-5.1	сух ствол	0.00	0.06
C-2	4.7-10.0	сух ствол	4.70	0.008
	17.0-19.3	12.40	17.00	0.015
<u> </u>	3.7-5.0	сух ствол	0.00	1.00
0-3	4.4-9.3	сух ствол	4.40	0.02
C 4	0.0-4.0	сух ствол	0.00	0.15
0-4	0.0-5.0	4.35	0.00	0.06

филтрация Коефициентите на к за всяка от детерминираните хидрогеоложки единици, са определени внимателен анализ на наличната архивна спел информация и на резултатите от интерпретацията на проведените експресни водоналивания. Ще отбележим, че при наличие на няколко опитно определени стойности на k в границите на една хидрогеоложка единица, с оглед на известен инженерен запас за средния коефициент на филтрация на съответната единица е приета по-високата стойност. Така определените стойности за k са представени в Таблица 3.

Та	блица	a 3
	-	

Средни стойности на коефициента на филтрация к

Основна	Хипрогеоложиз	Корфицирит
Осповна		
хидрогеоложка	единица от по-нисък	на филтрация
единица	ранг	k, m/d
	Проницаем пласт	0.25
	Силно проницаем	1.00
Кватернерен	пласт	1.00
водоносен	Много слабо	0.02
хоризонт	проницаем пласт	0.02
	Силно проницаем	30.0
	пласт	50.0
Неогенски		
водоупорен		0.005
глинест		0.005
комплекс		
Палеогенски	Първа (горна) слабо	0.25
карстов	водоносна зона	0.25
водоносен	Втора (долна) силно	15.0
хоризонт	водоносна зона	13.0



Фиг. 3. Резултати от интерпретацията на данните от опит №1



Фиг. 4. Резултати от интерпретацията на данните от опит №2



Фиг. 5. Резултати от интерпретацията на данните от опит №3



Фиг. 6. Резултати от интерпретацията на данните от опит №4



Фиг. 7. Резултати от интерпретацията на данните от опит №5



Фиг. 8. Резултати от интерпретацията на данните от опит №6



Фиг. 9. Резултати от интерпретацията на данните от опит №7



Фиг. 10. Резултати от интерпретацията на данните от опит №8



Фиг. 11. Резултати от интерпретацията на данните от опит №9

Миграционни характеристики

За определяне на някои по-важни миграционни характеристики на геоложката основа в района на ВПС "Бялата вода" са проведени 6 лабораторни индикаторни опита в колони. Подробности, относно схемата и техниката за изпълнение на тези опити, могат да се намерят в голям брой литературни източници (Веригин, 1977; Гълъбов, Пенчев, 1986; Стоянов, 2006; и др.).

При изследванията като индикатори са използвани хлоридни йони. Изборът им е мотивиран и от това, че поради своята консервативност хлоридните йони са едни от най-подвижните замърсители и маркират фронта на замърсяване на подземните води.

За моделиране на филтрационната среда са използвани земни проби, които са представителни за основните литоложки разновидности в геоложкия разрез до дълбочина 20 m. Две от тях са взети от проницаемия пласт (глина), който е установен в приповърхностната част на разреза, една – от лежащия под него много слабопроницаем пласт (блатна глина), две – от силно проницаемия неводоносен пласт (пясък и песъчливи глини) и една – от силно проницаемия водоносен пласт (пясък) (вж. Таблица 4).

Таблица 4

Данни за условията за провеждане на индикаторните опити в колони

Колона №	Колона 1	Колона 2	Колона 3
Литоложка	Прахова	Песъчлива	Прахова
разновидност	глина	глина	глина
Хидрогеоложка единица	Проницаем пласт	Силно проницаем пласт	Проницаем пласт
Дължина на пробата <i>x</i> , m	0.09	0.09	0.09
Радиус на колоната <i>r</i> , m	0.008	0.008	0.008
Скорост на филтрация <i>v</i> , m/d	0.240	0.272	0.232
Входна концентра- ция на Cl ⁻ <i>c</i> ₀ , g/l	15.985	15.505	15.755
Фонова концентра- ция на Cl ⁻ <i>св</i> , g/l	0.00	0.00	0.00

Таблица 4

(продължение)

Колона №	Колона 4	Колона 5	Колона 6
Литоложка разновидност	Едър пясък, заглинен	Среден пясък, заглинен	Прахова глина
Хидрогеоложка единица	Силно проницаем пласт	Силно проницаем пласт	Много слабо проницаем пласт
Дължина на пробата <i>x</i> , m	0.09	0.09	0.09
Радиус на колоната <i>r</i> , m	0.008	0.008	0.008
Скорост на филтрация <i>v</i> , m/d	0.328	0.320	0.246
Входна концентра- ция на Cl ⁻ <i>c</i> ₀, g/l	13.243	13.595	15.705
Фонова концентра- ция на CI ⁻ <i>св</i> , g/I	0.00	0.00	0.00

При подготовката на изходните индикаторни разтвори за всеки опит е използвана дестилирана вода, в която е разтворено определено количество натриев хлорид (NaCl). Входните концентрации *c*₀ на хлоридните йони (Cl⁻) са посочени в Таблица 4. В същата таблица са представени и данни за геометричните характеристики на вградените земни проби, за скоростта на филтрация *v* и за фоновата концентрация *c*_B. В хода на всеки опит през различни интервали са вземани водни проби и е определяна концентрацията на Cl⁻ в тях. За определяне на миграционните характеристики на филтрационната среда получените експериментални зависимости, описващи изменението на концентрацията на СІ- във времето *c*(*t*), са интерпретирани с компютърна програма LTT1DPI (Стоянов, 2003).

Експерименталните данни са илюстрирани с ромбчета на графичните зависимости, представени на фигури 12-17. На същите графики с плътни линии са представени и получените с компютърната програма LTT1DPI идентификационни (апроксимиращи) криви. Определените стойности на *n*_S и на *α*_L са дадени в таблица 5.



Фиг. 12. Филтрациннаонна колона 1. Индикатор СІ.



Фиг. 13. Филтрациннаонна колона 2. Индикатор СІ.



Фиг. 14. Филтрациннаонна колона 3. Индикатор СІ.



Фиг. 15. Филтрациннаонна колона 4. Индикатор CI.



Фиг. 16. Филтрациннаонна колона 5. Индикатор Cl.



Фиг. 17. Филтрациннаонна колона 6. Индикатор CI.

Таблица 5

Резултати от интерпретацията на данните от индикаторните опити в колони

Колона №	Литоложка разновидност	Хидрогеоложка единица	ns, -	αL, M
1	Прахова глина	Проницаем неводоносен пласт	0.91	0.078
2	Песъчлива глина	Силно проницаем неводоносен пласт	0.64	0.007
3	Прахова глина	Проницаем неводоносен пласт	0.97	0.007
4	Едър пясък, заглинен	Силно проницаем неводоносен пласт	0.36	0.002
5	Среден пясък, заглинен	Силно проницаем водоносен пласт	0.32	0.002
6	Прахова глина	Много слабо проницаем пласт	1.33	0.008

Въз основа на представените в Таблица 5 резултати от идентификационните процедури могат да се направят следните по-важни изводи относно миграционните характеристики на потенциалната среда за разпространение на замърсителите в геоложката основа в участъка на ВПС "Бялата вода".

• Праховите глини, изграждащи проницаемия неводоносен пласт, притежават голяма способност да задържат вещество. Сорбционната порестост *n*_S на тези седименти е в диапазона 0.91-0.97, т.е. тя е много повисока от общата им порестост. Затова може да се очаква, че постъпилите в тях замърсители ще се движат много бавно.

• Песъчливите глини и глинестите пясъци на силно проницаемия неводоносен пласт имат сравнително ниска сорбционна порестост (*n*_S варира в границите от 0.36 до 0.64). Това предполага, че имат и твърде ограничена способност да възпрепятстват разпространението на замърсители.

• Пясъците, изграждащи силно проницаемия водоносен пласт, се характеризират с незначителна способност да задържат вещество. Сорбционната им порестост (*n*_S=0.32) е съизмерима с тяхната обща порестост. Следователно постъпващите в тях бързо подвижни замърсители (напр. СІ-) ще се движат със скоростта на подземните води.

• Праховите (блатни) глини от много слабо проницаемия пласт имат твърде висока сорбционна порестост (*n*_S=1.33). Голяма задържаща способност на тези седименти в съчетание с ниските им филтрационни характеристики ги прави сигурна преграда срещу постъпващите от повърхността замърсители.

• Получените при експериментите стойности на надлъжната дисперсивност α_L за всички изследвани проби са изключително ниски – от порядъка на няколко милиметра. Това е свързано с малкия мащаб на лабораторните тестове. Ето защо, при математическото моделиране на условията за движение на замърсителите е препоръчително за α_L да се използват посочените в специализираната литература стойности за съответните литоложки разновидности.

Литература

- Веригин, Н. (ред.). 1977. Гидродинамические и физикохимические свойства горных пород. М., Недра.
- Гълъбов, М., П. Пенчев. 1986. Решаване на приложни хидрогеоложки задачи с помощта на ЕИМ. С., Техника.
- Гълъбов, М., Н. Стоянов. 2005. *Динамика на подземните* води. С., Изд. В. Недков.
- Стоянов, Н. 2003. Оценка и прогнозиране на замърсяването на подземните води от депа за твърди битови отпадъци. Дисертация. С., МГУ "Св. Иван Рилски", 215 с.
- Стоянов, Н. 2006. Идентификация на миграционните параметри на порестата среда по данни от лабораторни опити в колони. Сп. БУЛАКВА, 1.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

ЕСТЕСТВЕНА ЗАЩИТЕНОСТ ОТ ПОВЪРХНОСТНИ ЗАМЪРСИТЕЛИ НА ПАЛЕОГЕНСКИЯ КАРСТОВ ВОДОНОСЕН ХОРИЗОНТ В РАЙОНА НА ГР. ЧИРПАН, УЧАСТЪК "БЯЛАТА ВОДА". ЧАСТ 2. МАТЕМАТИЧЕСКИ МОДЕЛ ЗА ПРОГНОЗИРАНЕ НА МИГРАЦИЯТА НА ЗАМЪРСИТЕЛИТЕ В ЗОНАТА НА АЕРАЦИЯ И ВЪВ ВОДОНАСИТЕНАТА ЗОНА

Николай Т. Стоянов

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; nts@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Разработен е двумерен (2D) математически модел на условията за движение на постъпващи от повърхността бързо подвижни замърсители (по примера на хлоридните йони). Моделът е съставен посредством компютърна програма за симулиране на среда с променлива водонаситеност VS2DTI. Приложената изчислителна схема отчита конвективния пренос на вещество, сорбцията, хидродинамичната дисперсия, молекулярната дифузия и смесването. С модела е направена прогноза за обхвата на възможното замърсяване на подповърхностното пространство и е оценена естествената защитеност на палеогенския карстов водоносен хоризонт.

NATURAL PROTECTION FROM SURFACE POLLUTANTS TO THE PALEOGENE KARST AQUIFER IN THE REGION OF CHIRPAN, AREA "BIALATA VODA". PART 2. MATHEMATICAL MODEL FOR PROGNOSTICATING POLLUTANTS MASS TRANSPORT IN THE ZONE OF AERATION AND IN THE SATURATED ZONE *Nikolay T. Stoyanov*

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; nts@mgu.bg

ABSTRACT. A 2-D mathematical model is developed reflecting the conditions for mass transport of infiltrating from the surface highly mobile pollutants (on the example of chloride ions). The model is elaborated using the computer program for simulating variably saturated media VS2DTI. The applied calculation scheme takes into account convective mass transport, sorption, hydrodynamic dispersion, molecular diffusion, and mixing. The model is used for prognosticating the subsurface spread of a possible pollution and for estimating the natural protection to the Paleogene karst aquifer.

Методичен подход

Главна цел на математически моделни изследвания е да се прогнозира евентуалното замърсяване на подземните води в палеогенския карстов водоносен хоризонт при реализиране на една тежка авария в участъка между трасето на АМ "Марица" и основното вододобивно съоръжение на ВПС "Бялата вода" (СК-1). На тази база е възможно да се направи и една много точна и категорична количествена оценка на защитеността на водоносния хоризонт в този участък.

Разработените с математическия модел сценарии разглеждат хипотезата, според която екологичната авария настъпва в резултат на преобръщане на цистерна, превозваща течни химически продукти (киселини, основи или солни разтвори), твърди (лесно разтворими) химически продукти или течни горива (нефтопродукти). Предполага се, че изтеклите от цистерната течни емисии ще предизвикат образуването на малки "езерца" и повърхностно замърсяване на площ от няколко стотици квадратни метра северно (или южно) на магистралния път. Независимо от бързината при ликвидиране на видимите последици от аварията, в неводонаситената част от подповърхностното пространство (в т.нар. зона на аерация) ще се инфилтрира определено количество замърсители. Това "залпово" постъпило количество следва да се разглеждат като непрекъснат (в продължение на няколко денонощия) повърхностен източник на замърсяване на подземните води.

В инфилтриралата се в дълбочина високо концентрирана "химическа супа" е възможно да присъстват различни по тип замърсители: конвенционални, приоритетни или неконвенционални (Стоянов, 2003). Към конвенционалните замърсители се отнасят т. нар. главни компоненти (Na, K, Cl, NH₄, Ca, Mg, SO₄, NO₃, Fe, Mn и др.) и микробиологични компоненти в подземните води. Приоритетни замърсители са тежките метали (Pb, Cd, Hg, Ni, Cu, Zn, Ag и др.), нефтопродуктите, фенолът, винилхлоридът, трихлоретенът (TCE), тетрахлоретенът (PCE) и др. В групата на неконвенционалните замърсители попадат всички органични съединения, за които няма точна информация за техните характеристики, възможни трансформации и евентуално въздействие върху човешкото здраве и околната среда.

При специализираните изследвания основното внимание е насочено към поведението на конвенционалните замърсители. Поради тяхната относително висока мобилност те се използват като важни показатели за степента на замърсяване и за оценка на условията за миграция на приоритетните и неконвенционалните замърсители. Естествено е да се очаква, че в установената замърсена с конвенционални замърсители зона присъстват и определени количества органични съединения с неизвестен състав и неясен за околната среда риск. Ето защо, при решаването на практически задачи е достатъчно да се определят размерите на замърсените със силно подвижни конвенционални замърсители зони.

В конкретния случай е уместно да проследим поведението на хлоридните йони, които поради своята консервативност са изключително подвижни и биха маркирали максималните размери на възможното замърсяване на подповърхностното пространство. Така детерминираните граници ще очертаят (с голям запас) пределните рамки, до които е възможно да се инфилтрират постъпилите от повърхността замърсители. Те ще очертаят и максималната граница, до която биха достигнали най-подвижните нефтопродукти.

Това мотивира с разработения математически модел да се симулират условията за разпространение на силно подвижните замърсители по примера на хлоридните йони. На тази база е направена и прогноза за развитието и възможния обхват на процесите на замърсяване в подповърхностното пространство за период от 300 години след аварията, като същевременно са оценени самопречистващата способност на геоложката среда и естествената защитеност на палеогенския хоризонт.

За композирането на математическия модел е използван програмния пакет VS2DTI (Variably Saturated 2D Interface). Той е разработен от Геоложката служба на САЩ (Lappala et al., 1987; Healy, 1990; Hsieh et al., 2000; и др.) С тази програма могат да се разработват 2D математически модел на условията за движение на замърсители в среда с променлива водонаситеност. Програмата включва три основни модула: VS2DTI (симулира филтрационния поток и преноса на вещество); VS2HI (симулира филтрационния поток и топлинния пренос) и VS2DPOST – за визуализация на резултатите от предходните две програми.

Програмният пакет VS2DTI използва числов модел по крайните разлики за решаване на уравнението на Richards, определящо функцията на потока и на конвективнодисперсионното уравнение, описващо преносът на вещество (Philip, 1958; Bear, 1979; и др.). Началните хидравлични условия се специфицират със статичен равновесен профил, със зададен всмукващ потенциал или със зададена влагонаситеност. Граничните условия включват задаването на всмукващия потенциал или общия напор, разхода, инфилтрационното подхраване, евапорацията, транспирацията и гранични елементи с възможно протичане. Процесите за описване на преноса на вещество включват конвективния пренос, дисперсията, обратимо елиминиране (адсорбция и йонен обмен) и необратимо елиминиране (Bear, 1979; и др.).

Концептуален модел

Математическият модел на условията за разпространение на замърсителите и за прогнозиране на тяхното поведение в подповърхностното пространство е разработен при следните предпоставки.

Обект на разглеждане е горната част на разреза по хидрогеоложкия профил в участъка между трасето на АМ "Марица" и ВПС "Бялата вода". В обхвата на моделната област попадат всички ниско рангови хидрогеоложките единици до кота 80 (фиг. 1). При композирането на математическите модели тези единици са детерминирани като моделни зони (вж. Таблица 1).



Фиг. 1. Хидрогеоложки единици в обхвата на моделната област Моделни зони.

Таблица 1

Хидрогеоложки единици и моделни зони

Основна хидрогеоложка единица	Хидрогеоложка единица от по-нисък ранг	Индекс	Моделна зона №
	Проницаем пласт	1-1	1
Кватернерен	Силно проницаем пласт	1-2	2
водоносен хоризонт	Много слабо проницаем пласт	1-3	3
	Силно проницаем пласт	1-4	4
Неогенски комплекс		2-1	5
Палеогенски карстов водоносен хоризонт	Първа (горна) слабо водоносна зона	3-1	6

Пространственото положение и филтрационните характеристики на хидрогеоложките единици, респ. на моделните зони са дефинирани по данни от сондажното проучване, от опитно-филтрационните тестове и по литературни данни. Стойностите на величините, характеризиращи задържащата способност на средата (сорбционната порестост ns, респ. коефициентът на разпределение K_D) са определени въз основа на проведените лабораторни индикаторни опити. Единствено сорбционната порестост ns на глините от неогенския глинест комплекс и на седиментите от първата слабо водоносна зона от палеогенския хоризонт са взети по литературни данни. За дисперсивността и коефициента на дифузия на изграждащите хидрогеоложките единици седименти са зададени стойности, съобразени с цитираните в специализираната литература данни за подобен тип среда (Harpaz, 1965; Papadopulos, Larson, 1978; Garabedian et al., 1988; Gelhar et al., 1992; и др.). Те са получени в условията на многочислени полеви (in situ) опити и са доста по-меродавни от получените в лабораторни условия. При трасерните опити в колони в резултат на машабния ефект се получават обикновено нереално ниски стойности за дисперсията.

Осреднените филтрационни и миграционни характеристики за всяка моделна зона (хидрогеоложка единица) са посочени в Таблица 2. Нивото на подземните води е определено по денни от преки измервания в проучвателните сондажи и вододобивните кладенци.

Таблица 2

Филтрационни и миграционни характеристики на моделните зони

Моделна зона №	Обща порестост n, -	Плътност на скелета _{Ра} , g/сm³	Коефициент на филтрация k, m/d	Сорбционна порестост ns, -	Коефициент на разпределение Кь, ст ³ /g	Надлъжна дисперсивност α _L , m	Коефициент на дифузия D _м , m²/d
1	0.37	1.65	0.25	0.94	0.57	3.0	3x10-4
2	0.36	1.61	1.00	0.50	0.28	2.0	2x10-4
3	0.49	1.30	0.02	1.33	1.02	3.5	6x10-4
4	0.31	1.55	30.0	0.32	0.02	1.5	1x10-4
5	0.42	1.65	0.005	1.00	0.61	5.0	5x10-4
6	0.07	2.15	0.25	0.40	0.15	10.0	4x10-4

Работна хипотеза

Според приетата работна хипотеза в участъка на ВПС "Бялата вода" е настъпила екологична авария в резултат на преобръщане на камион-цистерна, превозващ 8 тона концентрирана солна киселина (HCI). Изтеклата от цистерната киселина е засегнала площ от около един декар, като е образувала малки "езерца".

Тъй като съдържанието на HCI в концетрираната солна киселина е 37% приемаме, че концентрацията на хлоридни йони (CI-) в инфилтриращите се в подповърхностното пространство емисии е ср = 350 g/l.

Предполага се, че ликвидирането на видимите на земната повърхност последици от аварията и частичното рекултивиране на засегнатия почвен слой е възможно да се направи в 10 дневен срок. Ето защо, в моделните изследвания се приема, че в границите на засегнатата площ (с приблизителни размери 35х35 m) съществува повърхностен площен източник на замърсяване на подземните води с непрекъснато действие в продължение на 10 денонощия.

Предвид относително високите филтрационни характеристики на литоложките разновидности в найгорната част на разреза може да се предполага, че скоростта на инфилтрация ще е висока. Въз основа на предварително проиграните вариантни решения със задаване на различни стойности на скоростта на инфилтрация на силно замърсени течни емисии Wp (при равни други условия) се установи, че математическите модели са устойчиви при Wp не по висока от 1.0x10-³ m/d.

Същевремено, в регионален план от повърхността постъпват и около 10% от валежите. При средна годишна сума на валежа за станция Чирпан 598 mm, за скоростта на инфилтрация на валежните води е приета стойността W=1.65x10⁻⁴ m/d. Съдържанието на хлоридни йони в тези води е нищожно малко (c=0 mg/l).

Преди аварията и след ликвидиране на повърхностното замърсяване се приема, че в засегнатата площ ще се инфилтрират чисти води със скорост W=1.65x10⁻⁴ m/d и концентрация с=0 mg/l.

При тези начални и гранични условия прогнозата за разпространението на подвижните замърсители е направена в различни моменти от време за период от 300 години. Получените прогнозни решения позволяват да се оцени количествено и самопречистващата стособност на геоложката основа и степента на защитеност на палеогенския карстов водоносен хоризонт.

Композиране на математическия модел

При композирането на математическия модел са използвани компютърната програма VS2DTI и основните положения, представени в концептуалния модел.

Математическият модел е двумерен. С него е симулирано поведението на бързите замърсители (по примера на хлоридните йони) в подповърхностното пространство по схемата, представена на фигура 1. Хидрогеоложките единици са симулирани с шест моделни зони, всяка от които е зададена с геометрия, филтрационни и миграционни характеристики, отговарящи на реалните обекти (вж. Табл. 2).

Ψ. Връзката между всмукващия потенциал съдържанието коефициента на влага ω на и влагопроводност \overline{k} е моделирана с помошта на функциите предложени от van Genuchten. В случая за параметрите RMC. а и в са използвани посочените в специализираната литература стойности за подобен тип геоложка среда. Реакциите между течната и твърдата фаза се моделира по линейната изотерма на Henry.

Границата между неводонаситената и водонаситената зона (нивото на подземните води) в разреза е зададена съобразно резултатите от направените в рамките на това проучвания измервания в проучвателните сондажи и вододобивните кладенци. На фиг. 1 и 2 тя е изобразена с пунктирана линия.

В модела времето за симулация е разделено на 301 стрес периода. Първият стрес период е 10 денонощия, а всеки от останалите 300 – с продължителност 1 година.

През първия стрес период се приема, че в засегнаната от аварията площ от повърхността постъпват замърсени течни емисии със скорост на инфилтрация Wp=1.0x10⁻³ m/d. Входната концентрация на хлоридните йони е ср=350 g/l. Извън зоната на аварията граничното условие е W=1.65x10⁻⁴ m/d и c=0 g/l.

В следващите стрес периоди (от 2 до 301) постъпването на замърсители е преустановено и по цялата граница е зададено гранично условие W=1.65x10⁻⁴ m/d и с=0 g/l, т.е. от повърхността се инфилтрарат само чисти води.

С така композирания модел са разработени два сценария (фиг. 2):

- І-ви сценарий: засегнатата от аварията площ е на юг от магистралата;
- II-ри сценарий: засегнатата територия е на север от магистралата.



Фиг. 2. Граници на моделните зони. Гранични условия при различни сценарии за развитие на екологичната авария

При дискретизацията на моделната област е използвана ортогонална мрежа с размери на клетките 0.5 x 5.0 m (фиг. 3).



Фиг. 3. Моделна мрежа. Граници на моделните зони

Прогнозни решения. Изводи

С разработените с математическия модел сценарии е направена прогноза за възможното замърсяване на подповърхностното пространство и на подземните води в резултат на тежка екологична авария по трасето на АМ "Марица" в участъка на ВПС "Бялата вода". Получените за всеки стрес период решения дават много добра представа за развитието на негативните процеси за период от 300 години.

Обхватът и интензивността на замърсяването при реализиране на І-я или на ІІ-я сценарий са илюстрирани с 14 вертикални карти по съдържание на хлоридни йони, представени на фиг. 4 и 5. Тези карти показват прогнозираните с математическия модел промени в концентрационното поле в различни изчислителни моменти, съответно 1, 10, 25, 50, 100, 200 и 300 години след евентуалната авария.

Сравнителният анализ на представения на фиг. 4 и 5 картен материал дава основание да се направи следния коментар относно възможните размери и динамика на процесите на замърсяване на земната основа и на подземните води в участъка на ВПС "Бялата вода".

- (1) През първите десетина дни след аварията, в периода до изчистването на земната повърхност и частичното рекултивиране на засегнатия почвен слой, част от изтеклите химически замърсители ще се инфилтрират в дълбочина. Скоростта на инфилтрация ще е значителна, предвид голямата консервативност на хлоридните йони и твърде високата пропускливост на глините в приповърхностната част от геоложкия разрез.
- (2) Последващото развитие на миграционните процеси при всеки от разработените сценарии протича приблизително по една и съща схема. Все пак. нееднородността на геоложката основа от двете на респективно магистралното трасе, страни различната геометрия и пространствено положение на ниско ранговите хидрогеоложки единици в разреза предопределят И различни условия за разпространение на замърсителите.
- (3) Моделните прогнозни решения показват следните особености:



Фиг. 4. Разпространение на замърсителите при условията на І-я сценарий

(а) І-ви сценарий

• През първата година след аварията подвижните замърсители ще достигнат до дълбочина 1.5-2.0 m. Тук концентрацията на хлоридните йони ще е висока – около 900-1000 mg/l.



Фиг. 5. Разпространение на замърсителите при условията на II-я сценарий

• След около 5 години замърсяването ще обхване цялата дебелина на проницаемия пласт от песъчливи глини, като постепенно ще започне да навлиза и в много слабо проницаемия пласт от блатни глини. Същевременно, движението в хоризонтална посока (на юг) ще е незначително. С разширяване обхвата на замърсената зона съдържанието на замърсителите ще намалява и в края на посочения период ще бъде около 700-800 mg/l.

• В много слабо проницаемите блатни глини движението на замърсителите ще се реализира главно по дифузионен път. За период 60-70 години хлоридните йони ще достигнат до дълбочина 20 m и ще започнат да преминават в приповърхностната част на горната слабо водоносна зона на палеогенския карбонатен масив. Тяхната концентрация ще бъде незначителна – 5-10 mg/l.

• След около 90-100 години фронтът на замърсените води ще напредне до дълбочина 28-30 m и замърсителите засегнат силно проницаемия водоносен пласт в кватернерния хоризонт.

• В следващите 200-300 години хлоридните йони ще продължат, макар и изключително бавно, да преминават от много слабо проницаемия пласт от блатни глини в силно проницаемия водоносен пласт. В кватернера замърсителите ще се движат с подземния поток – от север на юг (към р. Марица). Следва да отбележим, обаче, че концентрацията на хлоридни йони в кватернерния водоносен пласт ще е съвсем незначителна – под 10 mg/l.

• В края на прогнозния период (300 години) основното замърсяване ще се задържи главно в границите на блатните глини, като съдържанието на хлоридни йони в най-замърсения участък няма да превишава 30-50 mg/l. Това се дължи на много ниската проницаемост и висока сорбираща способност на тези седименти.

• Проникването на замърсените води в дълбочина ще се ограничава от добре издържания комплекс от неогенски глини. Това свидетелства, че палеогенският водоносен хоризонт в района на ВПС "Бялата вода" е добре защитен и не съществува никаква опасност постъпващите от повърхността замърсители да достигнат до основното вододобивно съоръжение – тръбен кладенец СК-1.

(б) II-ри сценарий

• През първата година след аварията хлоридните йони ще обхванат приповърхностната част от разреза до дълбочина 2-3 m, като концентрацията им ще е 1000 mg/l.

• За 5 години замърсителите ще преминат проницаемия пласт от песъчливи глини и ще започнат да навлизат в горната слабо водоносна зона на палеогенския карбонатен масив.

• След около 20-25 години замърсяването ще достигне до нивото на подземните води, като хлоридните йони ще започнат да се движат на юг – по посока на подземния поток. За 50 години замърсените води ще се придвижат на около 100 m от магистралното трасе и постепенно ще преминат в силно проницаемия водоносен пласт на кватернерния водоносен хоризонт. Тук разпространението им в дълбочина ще се ограничава от добре издържания практически водонепропусклив комплекс от неогенски глини. Бързоподвижните замърсители ще се движат преимуществено на юг – към р. Марица, като след около 100 години ще засегнат значителна част от кватернерния силно проницаем пласт в границите на моделната област.

• Следва да обърнем специално внимание на факта, че и при този сценарий степента на замърсяване на подземните води в така очертаните максимални граници на засегнатата част от подповърхностното пространство ще е изключително ниска. Очакваната концентрация на хлоридни йони в палеогенската слабо водоносна зона и в кватернерния водоносен пласт ще е съвсем незначителна (не по-висока от 5-6 mg/l).

• Прогнозните решения показват, че след един подълъг период (от около 250 години) замърсената зона в подповърхностното пространство ще започне да се изчиства от подвижни и относително консервативни замърсители. В резултат на разреждане с пресните подземни води съдържанието на хлоридни йони ще бъде в рамките на естествения фон.

• Очевидно е, че при развитието и на II-я сценарий не съществува реална опасност замърсяването да засегне палеогенският водоносен хоризонт.

В заключение може да се направи следния много важен извод: палеогенският карстов водоносен хоризонт в района на ВПС "Бялата вода" е много добре защитен подземен воден обект.

ЛИТЕРАТУРА

- Стоянов, Н. 2003. Оценка и прогнозиране на замърсяването на подземните води от депа за твърди битови отпадъци. Дисертация, С., МГУ "Св. Иван Рилски", 215 с.
- Bear, J. 1979. *Hydraulics of Ground Water*. New York, McGraw-Hill, 569 p.
- Garabedian, S. P., L. W. Gelhar, M. A. Celia. 1988. Largescale dispersive transport in aquifers: Field experiments and reactive transport theory. *Rep.* 315, *Ralph M. Parsons Lab. for Water Resour. and Hydrodyn., Mass. Inst. of Technol.*, Cambridge.
- Gelhar, L.W., C. Welty, K. R. Rehfeldt. 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. – Water Resour. Res., 28, 7, 1955-1974.
- Harpaz, Y. 1965. Field experiments in recharge and mixing through wells. Underground Water Storage Study Tech. Rep. 17, Publ. 483, Tahal-Water Plann. for Israel, Tel Aviv.
- Healy, R. W. 1990. Simulation of solute transport in variably saturated porous media with supplemental information on modifications to the U.S. geological survey's computer program VS2D. USGS, Water-Resour. Inv. Rep. 90-4025, Colorado, 125 p.
- Hsieh, P. A., W. Wingle, R. W. Healy. 2000. VS2DI A graphical software package for simulating fluid flow and solute or energy transport in variably saturated porous media. USGS, Water-Resour. Inv. Rep. 99-4130, Lakewood, Co.
- Lappala, E.G., R. W. Healy, E. P. Weeks. 1987. Documentation of computer program VS2D to solve the equations of fluid flow in variably saturated porous media. USGS, Water-Resour. Inv. Rep. 83-4099, Colorado, 184 p.
- Papadopulos, S. S., S. P. Larson. 1978. Aquifer storage of heated water. *Ground Water*, *16*, 4, 242-248.
- Philip, J. R. 1958. Theory of infiltration. Soil Sci. Soc. Am. J., 83, 5-6; 84, 2-3-4.
- van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. – *Soil Sci. Soc. Am. Proc,* 44, 5, 892-898.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

ИЗПОЛЗВАНЕ НА РАЗЛИЧНИ КОМПОНЕНТИ НА ПОЛЕТО НА СВРЪХДЪЛГИТЕ РАДИОВЪЛНИ СЪВМЕСТНО С ПОСТОЯННОТОКОВО ЕЛЕКТРОПРОФИЛИРАНЕ ЗА ИЗУЧАВАНЕ НА РАЗЛОМНИ СТРУКТУРИ В НЯКОИ ЗЛАТНИ И ПОЛИМЕТАЛНИ НАХОДИЩА НА БЪЛГАРИЯ

Александър Цветков

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; atzvetkov@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Разгледани са възможностите за картиране на разломни структури в находищата Розино от Източни Родопи, Говежда от Западния Балкан и рудопроявление Байлово в Западното Средногорие с използване на различни компоненти на полетата на далечни свръхдълговълнови радиостанции. За целта са анализирани резултати от проведените опитни работи с измерване на следните компоненти на радиополето: амплитудите на хоризонталната Н_у и вертикалната H_z компоненти на магнитното поле, абсолютната стойност на отношението на H_z към H_y и фазовата разлика между тях, привидното електрично съпротивление на средата р_{пр}, определяно по отношението на едновременно измервани хоризонтални електрични и магнитни компоненти на свръхдълговълновото радиополе. Интерпретацията на данните от радиовълновия метод е извършена с използване на резултати от триелектродно постояннотоково електропрофилиране. В условията на избраните златни и полиметални находища са изучавани аномалиите, предизвикани от разломни структури с различни геоелектрични и геометрични параметри и тяхната корелация в план.

FAULT STRUCTURE RESEARCH USING DIFFERENT VERY LOW FREQUENCY RADIO COMPONENTS AND DIRECT CURRENT PROFILING IN SOME BULGARIAN GOLD AND BASE METAL DEPOSITS *Alexander Tsvetkov*

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; atzvetkov@mgu.bg

ABSTRACT. Review of opportunities for mapping fault structures using different very low frequency (VLF) radio field amplitude and phase components in the following locations: Rozino (Eastern Rhodopes), Govejda (West Balkan) and Bailovo (West Srednogorie). Analysis of results of completed experimental studies measuring the following radio field components: the amplitude of magnetic horizontal H_y and vertical H_z components, modulus of ratio H_z/H_y, phase difference between H_z and H_y and apparent resistivity ρ_a for the underlying terrain, estimated by simultaneous measurement of VLF horizontal electric E_x and magnetic H_y components. The VLF data were interpreted using the results of triple-electrode direct current electrical profiling. In selected gold and base metal deposits are researched the anomalies caused by fault structures with different geoelectric and geometric parameters and their correlation.

Въведение

За изучаване възможностите на метода на свръхдългите вълни (Very Low Frequency electromagnetic method – VLF), са проведени изследвания в различни златни и полиметални находища в България. В настоящата разработка се представят резултати, получени в находищата Розино – Изт. Родопи, Говежда – Западен Балкан (Цветков и др., 1975) и рудопроявление Байлово – Западно Средногорие. Измервани са различни амплитудни и фазови компоненти на радиовълновото поле с няколко вида апаратури, което дава възможност да се съпостави тяхната ефективност при изучаване на тектонския строеж на обхванатите райони.

Радиовълновият метод е прилаган съвместно с триелектродно постояннотоково профилиране по схемата на т.н. комбинирано електропрофилиране (КП). Това позволява да се направи съпоставяне възможностите на двата електрични метода за изучаване на разломните структури, свързани с процеса на рудообразуването в различни геоелектрични условия.

Находище "Розино"

В участъка на землището на с. Розино през 1974 г. са проведени детайлни геофизични изследвания по мрежа 100x25 m с измерване на привидно съпротиление и предизвикана поляризация със схема КП при АО=ВО=75 m, MN=25 m заедно с магнитометрия. Тук в бедрата на Белоречката синклинала, разположена непосредствено на юг от изграденото от протерозойски скали с пъстър състав Розинско подуване, са установени няколко разломни зони с дебелина 3-10 m. В резултат от проведените геофизични изследвания са набелязани няколко оси на проводимост и поляризуемост с азимут около 270-280°. От картата на р_{пр} (фиг. 1) се вижда, че този параметър се изменя в диапазона от стотина до над 1500 Ωm. Открояват се две

зони с понижено електрично съпротивление (200-300 Ωm) с направление приблизително 3C3-ИЮИ, в границите на които се отделят т.н. оси на проводимост. Едната попада в установена с канави стръмно наклонена разломна зона с прояви на импрегнация и брекчиране на гнайсите и наличие на сулфидна минерализация в дълбочина.



Фиг.1. Карта на привидното съпротивление по данни от комбинирано електропрофилиране в находище "Розино"

По-късно в същия участък са извършени опитно методични изследвания по метода на свръхдългите вълни. В съответствие с направлението на установените разломни зони, свързани с полиметална минерализация, е избрана радиостанция, разположена в градчето Rugby, Великобритания, която излъчва на честота 16 kHz. Използван е приемник ПСДВ-1, разработен в МГУ, София. (Лозенски, Цветков, 1971). Измервани са хоризонталната H_v и вертикалната H_z компоненти на магнитното поле и ъгъла на наклона на пълния му вектор, по който е определян знакът на H_z при разстояние между точките 12.5 m. Получените данни са обработени допълнително с филтър, използващ седем последователни точки по профила (Karous, Hjelt, 1983), който преобразува аномалиите на измерваната компонента на радиовълновото поле в максимуми или минимуми. Подреждането на точките при диференцирането се подбира в съответствие с посоката на първичното поле. По този начин положителните аномалии на филтъра се свързват с добре проводящи обекти от типа на разломни зони, рудни тела и други. Резултатите от изчислението се привързват към средната точка и се означават като F(Hz/Hy). На фиг. 2 са представени резултатите от измерванията във вид на карта (планшет) на графиките на отношението H_z/H_y и на положителните стойности на филтър-оператора F.



Фиг. 2. Карта на графиките на привидното електрично съпротивление ρ_a по комбинирано профилиране (КП) и филтър-оператора F(H_z/H_y) по метода на свръхдългите вълни (VLF) в находище "Розино": 1 – криви на привидното съпротивление по КП; 2 – криви на F(H_z/H_y); 3 – "пресечки на проводимост" по КП; Оси на проводимост по КП: 4 – уверено проследени; 5 – предполагаеми

Вижда се, че осите на проводимост по КП попадат в добре изразени максимуми на F(H_z/H_y). На представения геолого-геофизичен разрез по профил 20 (фиг. 3) може да

се види добрата корелация между резултати от три електрични метода – КП по електрично съпротивление и поляризуемост и VLF. Това се вижда в участъците, попадащи на 200, 550-600 и 800-900 m (фиг. 3), в които са фиксирани аномалии от линейно изтеглени добре проводящи структури.

Представените резултати показват, че в условията нах. "Розино" приложените детайлни електрични методи успешно картират нискоомни разломни зони сред високоомните метаморфити.



Фиг. 3. Резултати от свръхдълговълново (а) и комбинирано профилиране по електрично съпротивление ρ_a (б) и поляризуемост η_a (в) по профил 20 в нах. Розино с геоложки разрез по Близнаков, Василев (1979): 1 – аномална ос на обект с ниско съпротивление; 2 – аномална ос на обект с висока поляризуемост; 3 – биотитови и мусковитови гнайси; 4 – амфиболитови гнайси и амфиболити; 5 – разлом

Такива структури са перспективни за наличие на полиметално сулфидно орудяване по тяхното протежение. На практика всички набелязани зони на проводимост с метода КП се отбелязват с характерни аномалии на магнитните компоненти на полето в метода VLF, като максимумите на филтър оператора F (H_z/H_y) следят осите, свързващи т.н. пресечки на проводимост от комбинираното профилиране. Като най-добре изразени аномалии на магнитните компоненти на радиополето се открояват две аномални зони – А₁ и А₄ с близко до северозападно направление, които се проследяват по всички измерени профили и представляват изява на пониженото електрично съпротивление в обхвата на предполагаеми разломни зони. По някои добре изразени аномалии е направен опит за приблизително определяне дълбочината до горната граница на аномалния обект по разстоянието между екстремумите на отношението H₂/H₉. По профил 20 за зона A₁ тя е 13 m, по профил 21-17 m, а по профил 22-25 m.

Находище "Говежда"

В границите на златорудното находище "Говежда" са провеждани изследвания на привидно съпротивление и предизвикана поляризация със схема на КП и магнитометрия. Представените резултати са от геофизични изследвания по 9 профила с посока С-СИ и дължина 400 m в участък "Акациите", разположен в непосредствена близост до с. Говежда (фиг. 4). Те са с подетайлен характер и са извършени със задача картиране на разломни зони и проверка на откритите кварц-сулфидни златоносни жили и участъци на интензивни хидротермални промени. Профилите са през 25 m, а стъпката на измерване – 10 m. Комбинираното профилиране е изпълнено със схема AO= BO=25 m, MN=10 m.

Най-широко разпространение тук имат шисти и филити от диабаз-филитоидната формация. В участъка с помощта на канави са разкрити няколко кварц-сулфидни жили и рудни зони с общо направление СЗ-ЮИ. Тектонските пукнатини, в които се намират жилите, са добре издържани на значителна дължина, докато рудните жили, изградени от кварц с включения на галенит, сфалерит, пирит и др., се проследяват на дължина от няколко метра до няколко стотици метра. В зависимост от количеството на сулфидите и кварца съпротивлението им се мени от 50-60 до 100-150 Ωm, като се наблюдава неравномерност в неговото разпределение по дължината на телата. Вместващите скали се характеризират с относително високи специфични съпротивления от 1500 до 3000 Ωm. С помощта на канави в участъка е проследена широка зона, изтеглена в северозападно направление, по която са установени кварцсулфидни жили и интензивни хидротермални промени от типа на пиритизация, хлоритизация, серицитизация и карбонитизация (фиг. 4).

По всички профили е приложен методът VLF с използване на радиостанцията с честота 16 kHz, подходяща за изучаване на структури със северозападна посока. Измервано е с приемник АФРА-1 (Лозенски, 1973), който позволява отчитането Цветков, на амплитудата А и фазата ф на отношението на вертикалната към хоризонталната магнитни компоненти на радиостанцията. Апаратурата работи на фиксирани работни честоти и приема в два отделни канала магнитните компоненти на радиополето с помощта на неподвижно закрепени взаимно перпендикулярно ориентирани феритни антени.



Фиг. 4. Схема на геофизичните профили с елементи от интерпретацията на резултатите от методите на свръхдългите вълни (VLF) и комбинираното профилиране (КП) и геоложки данни от прокараните канави в участък "Акациите" от нах. Говежда: 1 – зона на понижено съпротивление по КП; 2 – ос на проводимост в границите на отделената зона; 3 – проводяща зона, отделена по максималните стойности на параметъра F, изчислен по амплитудата A на отношението (H₂/H₂); 4 – геоложки канави; 5 – разкрития на кварц-сулфидни жили; 6 – хидротермално променени скали

Приложените геофизични методи уверено проследяват широката зона с хидротермални промени. Тя се отделя с минимум на ρ_{np} . със стойности от порядъка на 300 Ω m, при фон 800-900 Ω m. Аномалната зона е с ширина около 150 m и се проследява в интервала между 350-470 m на профил 11.5 и 100-250 m на най-източния профил 15.5. Приблизително в средата й се отбелязват добре изразени аномалии, наричани в метода КП "пресечки на проводимост", които се следят по всички измерени профили. Не се забелязва добре изразена закономерност на привързване на тези аномалии с конкретни кварц-сулфидни рудни жили и тела.

Границите на широката зона с ниско съпротивление по данни от КП се фиксират ясно на кривите на амплитудата на отношението на магнитните компоненти с минимум откъм южната страна на профилите и максимум от северната им страна и с резки и характерни промени на фазата ф, вкл. смяна на знака. Аномалията на магнитните компоненти е с относително по-големи размери в южна посока, което вероятно се дължи на сравнително поголямата дълбочина на изследване с метода VLF в сравнение с електричното профилиране, извършено с къса захранваща линия.



Фиг. 5. Карта на графиките на магнитните компоненти на свръхдълговълновото радиополе в участък "Акациите" – нах. "Говежда": 1, 2 – амплитуда A и фаза φ на отношението на вертикалната H_z към хоризонталната H_y компоненти на магнитното поле; 3 – филтър-оператор F на амплитудата A, изчислен по формулата на Karous and Hjelt

Наред с тези две компоненти, на фиг. 5 са представени и графиките на филтър-оператора F(Hz/Hy), изчислен по данни за амплитудата А. По неговите максимуми много добре се корелира широка зона с високи стойности на параметъра F. Очевидно тук се наблюдава висока концентрация на индуцираните токове в проводящата установените среда. обусловена ОТ интензивни хидротермални промени. Само в отделни участъци тя съвпада с установени кварц-сулфидни орудявания. Липсата на еднозначна връзка на аномалиите на радиополето с рудните жили се дължи на нееднородността на електричната проводимост по тяхното протежение, вследствие изветрителни и други процеси. По същата причина те не се отбиват еднозначно и върху графиките на съпротивлението от метода КП.

Проведените геофизични изследвания в участък "Акациите" златорудното находище на "Говежда" позволяват да се изследва тяхната ефективност при изучаване на тектонски зони с голяма ширина от порядъка на 150 m с интензивни промени, водещи до контрастно намаляване на специфичното съпротивление на средата. Анализът на приведените резултати от съвместното прилагане на един постояннотоков съпротивителен и един електромагнитен метод показва. че те позволяват да се откриват еднозначно и да се оконтурват приблизително границите на такива структури. По-контрастни в случая са аномалиите от метода КП. докато радиовълновият метод е по-ефикасен при изучаване на линейни проводници с относително по-малки напречни размери. Поради липса на контрастна разлика в електричното съпротивление, в много случаи кварц- сулфидните жили не се изявявят добре.

Участък "Байлово"

Геофизичните изследвания са проведени в непосредствена близост до с. Байлово. В тази част от Западното Средногорие се разкриват основно вулкански продукти с андезитов състав от Челопешката свита и отчасти пясъчници с кредна възраст (Кацков, Илиев, 1993). В участъка между селата Голяма Раковица и Байлово са установени фрагменти от т.н. Бърдска морфоструктура (Желев и др., 2003), оформена под влияние на две посоки на линеаментиране – Твърдишката и Берковската. Втората е с направление СЗ-ЮИ, като ориентировката на геофизичните профили И използваната свръхдълговълнова радиостанция с честота 16 kHz са подбрани с оглед изучаването на нейните прояви в изследвания участък.

На фиг. 6 са представени резултати по метода VLF в участък от 5 профила през 200 m с направление север-юг. Стъпката на измерване е 12.5 m. Използвана е апаратурата шведско производство EM-16R, която измерва реалната Re(H_z/H_y) и имагинерната Im(H_z/H_y) компоненти на отношението на вертикалната към хоризонталната съставяща на магнитното поле. Тя позволява да се определя и привидното съпротивление на средата ρ_a чрез измерване на електричния импеданс по две взаимно перпендикулярни компоненти на полето – E_x и H_y.

Представена е и карта на разпределението на филтъроператора F (фиг. 7). На нея добре се откроява зона с високи стойности на този параметър с направление 3-И до ЗСЗ-ИСИ, която се следи добре и на графиките на магнитните компоненти по всички профили, показани на фиг. 6. Може да се счита, че радиовълновите аномалии са предизвикани от тектонска структура със същата посока. Трябва да отбележим, че в нейните граници по повечето от профилите на максимумите на реалната компонента отговарят минимуми на имагинерната магнитна компонента, което е характерно за висока проводимост на обекта. Структурата се бележи и с аномалии на магнитното поле ΔT , измерено по същата мрежа.



Фиг. 6. Графики на компонентите на магнитното поле и положителните стойности на изчисления по формулата на Karous and Hjelt филтър-оператор F по данните за реалната компонета в участък "Байлово, Западно Средногорие: 1 – Re(H_z/H_y); 2 – Im(H_z/H_y); 3 – F(ReH_z/H_y); 4 – корелационна ос на проводящ обект по данни от метода на свръхдългите вълни

Едновременно с магнитните компоненти на радиополето, в рудопроявление "Байлово" с апаратурата EM-16R на честота 16 kHz са извършени и измервания на привидното съпротивление на средата, през която се разпространяват свръхдългите радиовълни. Електричната компонента E_x е отчитана с помощта на електричен дипол с дължина 5 m. Както се вижда от фиг. 8 отделената зона се следи с линейно изтеглени минимуми на привидното съпротивление.

Както методът VLF, така и комбинираното профилиране могат да бъдат използвани много успешно за картиране на разломни нарушения, свързани със златни и полиметални минерализации, вследствие оформянето в техния обхват на среди с понижено електрично съпротивление. При наличие на зони на тектонска промяна със значителна ширина (от порядъка на 150 m и повече) радиовълновият метод фиксира с характерни аномалии двете им граници, но данните от електричното профилиране са поподходящи за изучаване на този тип геоложки структури.



Фиг. 7. Карта на филтър-оператора F, изчислен по формулата на Karous and Hjelt по данни от реалната компонента на отношението на вертикалната към хоризонталната магнитна съставяща на радиовълновото поле



Фиг. 8. Карта на привидното електрично съпротивление в участък "Байлово" по данни от измервания по метода на свръхдългите вълни (VLF)

Сравняването на изпробваните компоненти в метода VLF показва, че най-големи възможности предоставят реалната и имагинерната съставящи на отношението на магнитните компоненти H_z/H_y, както и самата H_z, която теоретически е чисто аномална. Във всички случаи ефективността на интерпретацията нараства при преобразуване на данните с помощта на т.н. филтъроператори.

От представените примери се вижда, че резултатите от двата приложени метода са аналогични и тъй като методът VLF е много по-бърз и евтин, той следва да се предпочита при изучаване на елементи на разломната тектоника.

Заключение

Резултатите от проведените изследвания дават възможност да се направят следните по-важни изводи.

Литература

- Близнаков, Л., Р. Василев. 1979. Доклад за резултатите от геоложкото картиране, геофизичните и литохимичните изследвания в М 1:5000, извършени през 1975 г. в района на рудопр. "Розино". Нац. геофонд, I-949.
- Желев, В., Л. Никова, Д. Круми, Ф. Митрова. 2003. Характеристика на Бърдската кръгова морфоструктура (България). – Год. МГУ "Св. Иван Рилски", 46, св. I, Геол. геофиз., 83-88.
- Кацков, Н., К. Илиев. 1993. Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100000 (к.л. Ихтиман). С., КГМР, Геология и геофизика-АД, 63 с.
- Лозенски, И., А. Цветков. 1971. Приемник за свръхдълги вълни, предназначен за геофизични изследвания. – Радио телевизия електроника, 4, 103-105.
- Лозенски, И., А. Цветков. 1973. Апаратура за амплитуднофазови измервания на радиополето, предназначена за геофизични изследвания. – Сб. доклади "20 год. ВМГИ", 4, 40-46.
- Цветков, А., Е. Христов, В. Недев, В. Янев, Д. Дойчев. 1975. Ефективност и разделителни възможности на метода радиокип на свръхдълги вълни в условията на нах. Говежда и Източнородопското понижение. Фонд ГИ БАН, 66 с.
- Karous, M., E. H. Hjelt. 1983. Linear filtering of VLF dip-angle measurements. – Geophysical Prospecting, 31, 782-794.

Препоръчана за публикуване от Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

ХИДРОГЕОЛОЖКИ УСЛОВИЯ В РАЙОНА НА ЕЗЕРО СРЕБЪРНА

Калина Шопова

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; kshopova@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Езерото Сребърна е защитен природен обект от национално и международно значение. Разположено е в Айдемирската низина, в непосредствена близост с река Дунав. Извършен е обзор на съществуващите геоложки и хидрогеоложки проучвания в района на езеро Сребърна. Направена е характеристика на отделните подземни тела, подхранващи и/или дрениращи влажната зона. Съставени са хидрогеоложка карта на горнището на Барем-аптския водоносен хоризонт и съвременен концептуален математически модел. Чрез модела за първи път се прави опит за изясняване на хидродинамиката на подземните води в района на езеро Сребърна.

HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS IN THE AREA OF SREBARNA LAKE

Kalina Shopova

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; kshopova@abv.bg

ABSTRACT. The Srebarna Lake is a protected natural site of national and international significance. It is located in Aldemir plain, right next to the Danube River. An overview is made to the available geological and hydrological information for the area. A characteristic is made to the single underground objects, recharging and/or discharging the wetland. A hydrogeological map of the top of Baremian-Aptian aquifer and a recent conceptual mathematical model are drawn. Through this model for the first time it has an attempt to attain more information on the hydrodynamics of the underground waters in the Srebarna Lake area been made.

Въведение

Езеро Сребърна (фиг. 1) се намира в югозападната част на Айдемирската низина, в непосредствена близост до река Дунав при km 391-393. От 1949 г. езерото е подложено на значително антропогенно въздействие. Ликвидирана е естествената връзка на Сребърна с река Дунав – канала Драгайка. По-късно, в следствие изграждането на редица хидротехнически съоръжения във водосборната област на езерото, в това число на множество сондажи и кладенци е променен оттока на реките, заустващи във влажната зона и притока на подземните води. Връзката на влажната зона с река Дунав е възстановена през 1978 г. в северозападната част на резервата, но не всяка година влизат дунавски води в езерото. През периода 1990-1993 г. водното ниво в езерото достига критичните 0.40-1.00 m. Като спешна мярка за възстановяване на влажната зона през 1994 г. в североизточната част на резервата, в близост до мястото на естествения канал Драгайка е изграден канал, свързващ езерото с река Дунав.

Геология и хидрогеология

Изученост на района

Първите сведения за геоложкия строеж на Добруджа се свързват с имената на А. Воие́ (1828), F. Toula (1890) и L. de Launay (1906). По-късно районът е изследван от Златарски (1927), Г. Бончев (1938, 1942), Коен, Е. Бончев, Чешитев и Карагюлева (1956), Костадинов (1962) и др. Резултатите от геоложките картировки са обобщени от Филипов (1995) в *Геоложка карта на България* М1:100000 – картни листове Тутракан и Силистра.



Фиг. 1. Езеро Сребърна

Неогенските седименти са проучени много подробно от Станчева (1966), Стойков и Бресковски (1966), Попов (1986) и Коюмджиева (1981; 1989). По проблемите на кватернера са публикувани материали от Яранов (1961), Филипов и Микова (1967; 1977; 1983), Евлогиев (2000) и други изследователи.

Първите хидрогеоложки изследвания в Айдемирската низина са проведени във връзка с водоснабдяването на Добруджа и за изграждането на напоителна система и са свързани с имената на Бояджиев (1948; 1964), Кадиев (1951), Антонов (1953) и Марковски (1953). По-късно мащабни хидрогеоложки изследвания са проведени от проектантските организации Енергопроект, Водоканалпроект и Водпроект във връзка с андигирането на Айдемирската низина (Йотов, 1961), изграждането на ХТК "Силистра-Кълъраш" (Марков и др., 1989: Стоев и др., 1977; Петков, 1977 и др.), за разширяването на отводнително-напоителна система в Айдемирската низина (Грънчаров и др., 1970), както и за битово и промишлено водоснабдяване (Йотов, 1968; Лимонадов, 1966; Попова, 1988 и др). Основни архивни източници за подземните води в района са докладите във връзка със съставянето на хидрогеоложки карти в М1:250000 (Антонов и др., 1968; Данчев и др., 1972).

През периода 1990-1999 г. се превеждат хидрогеоложки изследвания в района на езеро Сребърна във връзка с неговото възстановяване и опазване като защитена територия (Шопова, 1992; Спасов и др., 1993). Анализ, интерпретация и обобщение на наличната хидрогеоложка информация, с ресурсна оценка на подземните води от барем-аптския водоносен хоризонт в Северозападните склонове на Северобългарското сводово издигане и Александрийската депресия е извършено през 1994-1998 г. от колектив на Водпроект. В района на езеро Сребърна са изградени мониторингови пуктове за наблюдение на подземните води от алувиалния и барем-аптския водоносен хоризонти (Балев, 1994).

Геоложки строеж

В разглеждания район се разпространени седименти на кредата, неогена и кватернера. Русенската свита (rsK1^{h-b}) е с широко разпространение в проучваната територия. Представена е от разнообразни варовици. В района на резерват Сребърна това са предимно порцелановидни варовици, напукани и окарстени с ръждиви петна на места, прослоени от бяла глина, креда, глина с чакъли. Мощността им в района на езеро Сребърна е около 300 m. Седиментите на Русенската свита са разкрити на повърхността в южната част на резервата - местност Канаричката. Разкрития се наблюдават и по склоновете на трите суходолия, заустващи във влажната зона. В обсега на езерото варовиците от Русенската свита са подпряни от албски мергели.

От направените сондажи около биосферният резерват се установява, че варовиците на Русенската свита се разкриват на дълбочина 5-8.5 m до 0 m от земната повърхност в южната част на изследвания район. В северозападната част на влажната зона, в основата на възвишението Карабурун кредните варовици са разкрити на дълбочина 20 m от земната повърхност. На изток, на хоризонтално разстояние 350 m те преминават в мергели. В североизточната част на резервата, югозападно от с. Айдемир варовиците на Русенската свита са разкрити в сондаж, на дълбичина 55 m под албски мергели.

В по-голяма част от Айдемирската низина. включително руслото на р. Дунав до към Силистра докватернерния разрез е представен от глинести мергели, които в дълбочина стават песъчливи и от глауконитни пясъчници. В района на Силистра алтернацията от песъчливи мергели и глауконитни пясъчници с албска възраст е определена от Евлогиев (2006) като Глауконитно-мергелна песъчлива задруга. Като неофициална литостратиграфска единица тази задруга се въвежда за първи път от Филипов и Чешитев (1992). Дебелината на мергелните седименти е 20-180 m. като най-голяма тя е в крайбрежната ивица срещу Сребърненско блато. Мергелна водонепропусклива подложка е установена по сондажен път на 20 m от земната повърхност в северната част на езеро Сребърна. Върху нея лежи и руслото на река Дунав. На юг, в дере Кълнежа, заустващо в езерото, такива мергели липсват. Разпространението на албските мергели не е достатъчно добре установено в границите на влажната зона, поради строгия й статут на защита.

Неогенските отложения в разглежданата територия са представени от три свити: Сърповска свита (sN₁^p) – сиви до светлокафяви на цвят варовити, тънкослойни, в отделни интервали песъчливи глини; Айдемирска свита (aN₂^d) – бели, сиви, жълти до ръждиви, фини, дребно до среднозърнести пясъци, косо наслоени с прослойки от сивозелени песъчливи глини; Сребърнишка свита (srN₂^r) – сиви, песъчливи, варовити глини, преминаващи в сивосинкави до белезникави глинести варовици, плътни, здрави, често шуплести.

Стратотипът на Сърповската свита е в дола, намиращ се в североизточната част на село Ситово. Неогенските глини лежат върху порцелановидните варовици на Сребърнишка свита. Глините са с дебелина до 1 m., синкави до сиви, слабо песъчливи, безструктурни. Песъчливи глини на Сърповската свита се разкриват и на 2 km южно от с. Сребърна. Разкрити са на дълбочина 34 m в изградения сондаж до с. Ветрен на брега на р. Дунав.

Пясъците на Айдемирската свита се характеризират с коса, отчасти паралелна слоистост, указание за отлагане в плитки и неспокойни води. Пясъците са предимно кварциви с глинести минерали. В горните им части наблюдаваме конкреционни образувания. Те са с дебелина 2-8 m. Ясен профил на седиментите на дака се наблюдава западно от Силистра, по шосето за с. Професор Иширково. Разкриват се жълтеникаво-ръждиви, дребно до среднозърнести пясъци. При с. Смилец мощността на пясъците стига до 6.5 m.

Варовиците на Сребърнишка свита са здрави, покриват по-високите части на изследвания район. Те са с дебелината 40-50 m. В района на езеро Сребърна в западните и източните склонове на възвишенията Коджабаир и Карабурун варовиците се разкриват върху пясъците на Айдемирската свита. В горните части те са поглинести, докато преминат във варовити глини с мощност 4 m. Седиментите на леванта се разкриват по склоновете на реките Сребърненска, Барбукска, Кълнежа и при с. Смилец. На изток, в района на с. Айдемир и Силистра варовиците са с малка мощност и преобладават понтските глини. Кватернерът е представен от еоплейстоценски, плейстоценски и холоценски седименти – еолични образувания, алувиални отложения, езерно-блатни наслаги. Плейстоцен-еолично алувиални образувания са представени от червеникави песъчливи глини, които са преход между грубокластичните еоплейстоценски материали и льосовия комплекс. В района на резервата Сребърна са разкрити в сондажните изработки в Калушево дере и в югозападната част на резервата.

Плейстоцен-еоличните образования следват над червените глини с постепенен преход. Представени са от типичен льос- бежово-жълтеникав, финозърнест, лек, порьозен, слабо споена глинесто-алевролитова скала. Льосови отложения покриват покрайнините на резерват Сребърна.

Плейстоцен-алувиалните образования са привързани към терасата на р. Дунав и р. Русенски Лом. Разполагат се трансгресивно върху размитите и окарстени варовици на Русенската свита. Представени са от разнокъсови, добре изгладени чакъли, примисени с пясък. Покрити са в повечето случаи от льосовия комплекс. Дебелината им е 10 m.

В северния участък на езеро Сребърна липсват обичайните за крайдунавските низини чакъли и пясъци (този факт е свързан с различния генезис на езерото). Алувиални отложения са разкрити в сондажни изработки в терасата на р. Дунав северно от с. Айдемир. Представени са последователно от плътна глина, фин плаващ пясък, чакъли с песъчлив запълнител и валуни. В северозападната част на резервата, варовиците на Русунската свина изграждат подложката на алувиалните отложения. В района на с. Айдемир алувиалните отложения са с мергелна подложка.

През холоцена се образуват алувиални отложения на високата и ниската тераса на реките, които не се отличават от тези, формирани през плейстоцена. Залягат върху варовиците на Русенската свита и отдолу-нагоре са представени от чакъли, среднозърнести пясъци, плътни сиви глини, тъмно оцветени песъчливи глини. Мощността на заливната тераса на р. Дунав достига 20 m, като пет от тях са пада та чакълите и пясъците.

През холоцена се образуват делувиални, пролувиални коолувиални и смесени типове кватернерни отложения, формирането на които е запачнало още през плейстоцена. Езерно-блатни наслаги покриват повсеместно дъното на езеро Сребърна. Представени са от сиво-кафяви утайки, богати на органични вещества. слабоуплътнени. Дебелината на този горен слой е между 2.5 и 3.5 m, която е приблизително еднаква за по-голяма част от езерото. Само в североизточния край се установява едно локално изтъняване на блатния слой (до 1.2 m), където се оформя форма, наподобяваща старото русло на естествения канал Драгайка. Езеро-блатните утайки в района на резерват Сребърна са съвременни утайки, образувани основно през последния период, след андигирането на р. Дунав, когато се е нарушил водния баланс на влажната зона.

Хидрогеоложки условия

Геоложките условия в района на обекта предопределят наличието на следния хидрогеоложки разрез:

Барем-аптски водоносен хоризонт

Подземните води са се формирали в неравномерно окарстените варовици на Русенската свита. Варовиковия комплекс на барем-апта е покрит с кватернерни отложения – льос и алувиални отложения, плиоценски глини, неогенски пясъци и варовици. В района на езеро Сребърна водоносен хоризонт е разкрит на повърхността- местност Канаричката или е покрит от неогенски или кватернерни глини, които на места изтъняват и се създават условия за дрениране на карстови води в езерото (фиг. 2)



Фиг. 2. Хидрогеоложка карта на горнището на барем-аптс-кия водоносен хоризонт в района на езеро Сребърна

Подложката на барем-апта е предимно от хотривски седименти – мергели, глинести варовици, варовици, песъчливи варовици, по-рядко пясъчници. От юг на север мергелите намаляват и се заместват от варовици и глинести варовици. На север от линията Писанец-Побит камък-Климент седиментите на Русенската свита образуват общ водоносен хоризонт с валанжинските варовици на Каспичанската свита (Антонов, Данчев, 1980). Мощността на карбонатния комплекс, който е със слаб наклон на север и северозапад, в северната част на водоносния хоризонт, където е и езеро Сребърна е около 300 m.

В района на биосферен резерват Сребърна съществуват условия за пряко подхранване на Барем-аптския водоносен хоризонт от валежи, в участъците на разкриване на варовиците на Русенската свита на повърхността, в южната част на територията, както и от повърхностни води, при формирането на отток в заустващите се в езерото суходолия.

В отделни участъци – около Силистра например, Баремаптския водоносен хоризонт е в хидравлична връзка с р. Дунав. Там през алувиалните отложения при високи водни стоежи реката подхранва Барем-аптския водоносен хоризонт.

Карстовите подземни води се дренират в р. Дунав и в езеро Сребърна. При разкритията на варовиците на повърхността в южната част на резервата подземните води от Барем-аптския водоносен хоризонт се дренират под формата на извори и временни потоци. Динамичният разход на Барем-аптския водоносен хоризонт е 1125 //s (Балев, 1994).

Филтрационните параметри на Барем-аптския водоносен хоризонт са определени в два опитни участъка около резерват Сребърна. Първият хидроучастък е разположен в южната част на с. Сребърна – на игрището, а втория по Калушево дере, заустващо в езерото. Определените филтрационни параметри показват за първият участък водопроводимост T=61-78 m²/d, пиезопредаване a=1.2-6.1 х10⁴ m²/d, водоотдаване μ=0.001-0.005. За вторият хидроучастък определените филтрационни параметри са водопроводимост T=551-683 m²/d, пиезопредаване a=2.97х10⁴ m²/d, водоотдаване μ=0.022.

Подземната вода на Барем-аптския водоносен хоризонт е предимно хидрокарбонатно-калциево-магнезиева по тип. През август 2005 г. са направени замервания на водните нива на подземните води от Барем-аптския водоносен хоризонт в района на езеро Сребърна. Изчертана е хидродинамична мрежа (фиг. 3). Определен е градиета на подземния поток на барем-аптския водоносен хоризонт в района на езеро Сребърна – 0.012-0.0129.



Фиг. 3. Хидродинамична карта на подземните води на барем-аптския водоносен хоризонт на езерото Сребърна

Плиоценски водоносен комплекс

Формиран е от пясъците и глинестите варовици на Айдемирската и Сребърнишката свити, с долен водоупор глините на Сърповската свита. Плиоценските седименти са установени в ивица, широка около 20 км покрай р. Дунав, от Русе до Силистра. Южната им граница на разпространение минава по линията Червена вода-Белица-Добротица-Страцимир. Неогенските седименти залягат върху вододелните масиви (Данчев, 1972). Разкриват се в литоложкия разрез от абсолютна кота 24 до 89-92 m (Евлогиев и др., 2006). На вододелните била плиоценския хоризонт е покрит с льос и образува с него общ водоносен хоризонт. По тип водите в пясъците и льосовия комплекс са порови и пукнатинни във варовиците. По характер водоносния хоризонт е безнапорен.

Плиоценски водоносен комплекс се подхранва от атмосферни валежи и се дренира в р. Дунав и в речните доловете (чешма до игрището в с. Сребърна Q=0.5-2 l/s, чешма в с. Ситово, с. Ветрен) и от долнокредните варовици при неиздържан водоупор от глините на Сърповската свита. Около езеро Сребърна са установени по доловете извори, дрениращи плиоценска вода – чешма Тодоранка, чешма в селото и др.

Коефициента на филтрация в пясъците на Айдемирската свита е 1.5-3.5 m/d. Водоотдаването е 10-12%. Мощността на водоносния хоризонт е малка – от 5 до 25 m. Филтрационните свойства на гленестите варовици на Сребърнишката свита не са големи.

Естествените ресурси на плиоценския водоносен хоризонт са 175-250 l/s. Регламентирано водопотребление от него се осъществява от ВиК-Силистра чрез ПС-Ветренкладенец Сребърна с дебит 6-7 l/s. В миналото подземните води от ПВХ са били основен източник за питейно битово и друго водоснабдяване. Сега са заменени с по-добре защитени от замърсяване подземни води от Баремаптския водоносен хоризонт и горноюрския-валанжински хоризонт. Ползването на плиоценски води продължава и сега за различни нужди. Водите са хидрокарбонатномагнезиево-калциеви с повишено съдържание на натрий. Водоносния хоризонт е слабозащитен от замърсяване.

Кватернерен водоносен хоризонт

Според типа на наслагите съществуват два основни кватернерни водоносни хоризонта:

Подземни води в льосовите отложения

Льосовият комплекс покрива почти 80% от територията на Барем-аптския водоносен хоризонт. Мошността му достига до 40 m. Основата му е глина, която не е съвършен водоупор и позволява инфилтрация на вода в дълбочина. Льосът има много добра поглъщателна способност, обусловена от голямата му пористост, 52%. Дребнозърнестият MV строеж достигаща предопределя ниска филтрационна способност – до 2 m/s. В льосовият комплекс са акумулирани безнапорни по характер и порови по тип подземни води. Подхранването му е от атмосферни валежи, а дренирането в основата на доловете и в долулежащите водоносни хоризонти.

Водоносен хоризонт в терасата на р. Дунав

Представлява двуслоен водоносен хоризонт, с поводопропусклива долна част от средни и едри чакъли и разнозърнести пясъци, прехождащи нагоре в глини и пясъци. Общата дебелина на хоризонта достига до 29 m, а на долната му част – до 14 m. Водопроводимостта на чакълите е от 250-1250 m²/ден, а водоотдаването 23% (Балев, 1994). Формираните в него води са полунапорни и ненапорни. Подземните води в алувиалните отложения в разглеждания район са оскъдни. Динамичният им запас е около 860 l/s. В участъка между езеро Сребърна и р. Дунав долния чакълест хоризонт е представен от варовити полузаоблени късове с песъчливо-глинест запълнител, представляващи алувиални пролувиални отложения на води идващи в миналото по долините на реките заустващи във вложната зона. Мощността на тези чакъли е 1-4 т. Горният водоносен хоризонт в този район е предтавен от блатни глини с мощност 6-20 m. В крайбрежната ивица в този участък над блатните глини се установяват
маломощни дунавски пясъци и чакъли, припокрити с алувиални глини (Данчев, 1972).

Въз основа на проведените проучвания през 1992 г. в биосферния резерват Сребърна, при ниски водни нива на река Дунав е съставената хидродинамична карта на подземния поток в терасата на река Дунав, в участъка на резервата. Филтрацонния поток е насочен към река Дунав, по старото корито на канал Драгайка. При ниски дунавски стоежи разликата в напорните градиент в изследвания район са малки – 0.01. Подземната вода на водоносен хоризонт в терасата на р. Дунав_е по тип хидрокарбонатнокалциева, хидрокарбонатно-калциево-магнезиева, с обща минерализация 0.326-1.9 g/l.

Заключение

Притокът на подземните води към езеро Сребърна обуславя съществуването на влажната зона особено през последните 50 години. При ликвидиране на връзката на езерото с р. Дунав (1949); при липса на достатъчен приток на повърхностни води от сухдолията, заустващи в резервата; при изпарение над 1000 mm/год, което значително надвишава количеството на падналите валежи (500 mm/год) те са основнят приходен елемент във водния баланс на езеро Сребърна. Без тяхния приток езерото вече би трябвало да е пресъхнало.

Литература

- Антонов, Х. 1953. Хидрогеоложки проучвания на Западна Добруджа за нуждите на идеен проект. С., Архив ХЕП.
- Антонов, Х. 1962. *Хидрогеоложко райониране на* България. С., БАН, 1.
- Антонов, Х., Л. Йотов. 1968. Подземните води в Айдемирската низина. С., ВМГИ, НИС.
- Балев, Х., Д. Найденов и др. 1994. Обяснителна записка: Анализ, интерпретация и обобщаване на наличната хидрогеоложка информация с ресурсна оценка на подземните води от барем-аптския водоносен хоризонт в северозападните склонове на Северобългарското сводово издигане и Александрийската депресия. С., Геофонд КГМР, №V-0428.
- Бончев, Г. 1942. Теренът на дунавското прибрежие в Тутраканско и Силистренско. – *Спис. БАН*, 65, *кл. прир. мат.*, 32, 1-8.
- Бончев, Г. 1923. Геологично-хидрологични проучвания на Делиормана в свръзка с водоснабдяването на безводните му крайща. – Год. Соф. унив., ФМФ, 19, 1, 321-379.
- Бончев, Е., Г. Чешитев, Е. Карагюлева. 1956. Бележки върху стратиграфията на апта в североизточна България. – Изв. Геол. инст., 4, 59-76.
- Бояджиев, Н. 1948. Хидрогеоложко проучване за водоснабдяване на Добруджа-II-ри район. С., Архив Водоканалпроект.
- Бояджиев, Н. 1964. Карстовите басейни в България и подземните им води. Изв. Инст. хидрология и метеорология, 2, 45-96.
- Данчев, Д. 1972. Доклад за извършените проучвания по съставяне на хидрогеоложка карта в М1:25000 на част Западна Добруджа (Силистренско, Разградско и Шуменско) II-ри етап. С., Архив Водпроект.

- Евлогиев, Й. 2000. Кватернерът в североизточна България. – *Сп. БГД*, 61, 1-3, 3-25.
- Златарски, Г. 1927. *Геология на България*. С., Унив. библиотека №65, 266 с.
- Кадиев, Б. 1959. *Карстовите подземни води в България*. С., Архив ХЕП.
- Кадиев, Б. 1951. Хидрогеоложки проучвания на Айдемирската низина във връзка с напоителната система. С., Архив ХЕП.
- Коюмджиева, Е., Е. Попов. 1988. Литостратиграфия на неогенските седименти в Североизточна България. – Палеонт. стратигр. литол., 25, 3-26.
- Йотов, Л. 1961. Доклад за хидрогеоложки условия на Айдемирската и Попино-Гарванската низина, с оглед андигирането и отводняването им при баражиране на р. Дунав. С., Архив на Дирекция Проучване към Енергопроект.
- Йотов, Л. 1968. Определяна на ресурсите и условията за експлоатацията на пресните подземни води в Айдемирската низина. С., Архив на Дирекция Проучване към Енергопроект.
- Лимонадов, К. 1966. Техническо икономичен доклад за водоснабдяването на Силистренски окръг – район с. Сребърна. С., Архив на Водоканалпроект, №160.
- Марковски В. 1953. Заключение на хидрогеоложките условия по терасата на р. Дунав западно от гр. Силистра. С., Архив на Дирекция Проучване към Енергопроект.
- Петков, Ц., К. Опря. 1977. ТИД за района на Черна вода на р. Дунав, Хидровъзел, том-II, Инженерна геология, хидрогеология и строителни материали створ "Силистра-Кълъраш", Архив Дирекция Проучване към Енергопроект.
- Попова, Н. 1988. Водоснабдяване на с. Ветрен, Силистренска община – строителство на проучвателен експлоатационен тръбен кладенец, стадий-работен. С., Архив Водоканалпроект.
- Спасов, К. 1993. Изграждане на хидравлична връзка между езеро Сребърна и река Дунав при високи води. МОСВ.
- Стоев, Г. 1977. Обект "Створ Силистра-Кълъраш" защита на гр. Силистра (предварителни данни). С., Архив Енергопроект.
- Филипов, Л., Л. Микова. 1983. Кватернерните отложения в Добруджа. – Сп. БГД, 44, 2, 149-157.
- Шопова, К. 1992. *Хидрогеоложки условия в БР Сребърна*. Дипл. работа, С., Архив ВМГИ.
- Яранов, Д. 1961. Границата плиоцен-плейстоцен и стратиграфията на кватернера в България. *Спис. БГД*, 22, 2, 187-204.
- Boué, A. 1928. Zusammenstellung der bekannten geognostischen Thatsachen über die europaische Türkei und über Kleinasien. *Leonard's Ztschr. Mineral., 22, 1, 270-282.*
- de Launay, L. 1906. L'hydrologie souterraine de la Dobroudja bulgare. – Annales des Mines, Sér. X, 10, 115-175.
- Toula, F. 1890. Geologische Kartenskizze von Donau-Bulgarien und Ostrumelien nebst den angrenzenden Gebeiten. Wien.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГП

SPECTROMETRIC MEASUREMENTS OF TERRESTRIAL AND LUNAR BASALTS

Denitsa Borisova, Rumiana Kancheva

Solar-Terrestrial Influences Laboratory, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; dborisova@stil.bas.bg; rumik@abv.bg

ABSTRACT. Reflectance spectroscopy is a rapidly growing science that could be used to derive significant information about mineralogy. Absorption bands in telescopic spectral reflectance of the moon and other solar system objects are potential for obtaining mineralogical and chemical information. Real land and solar bodies' covers are mixtures of materials and the theory of mixed spectral classes is an efficient method to study various rocks and minerals. Laboratory spectral measurements of basalt samples have been performed in the visible, near infrared and thermal infrared bands with multi-channel radiometers. Basalts are mixed classes of their rock-forming minerals and the data obtained have been used to illustrate the application of spectral mixture analysis for mineralogical and chemical differentiation.

СПЕКТРОМЕТРИРАНЕ НА ЗЕМНИ И ЛУННИ БАЗАЛТИ

Деница Борисова, Румяна Кънчева

Централна лабораторя по слънчево-земни въздействия, БАН, 1113 София; dborisova@stil.bas.bg; rumik@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Спектрометрирането намира приложение във все повече области на науката и практиката и успешно се използва за получаване на важна информация в минералогията. Получените данни в резултат на спектрометрирането на Луната и други обекти в Слънчевата система съдържат потенциална информация за химичния и минералния им състав. Реалните повърхности представляват смеси от материали. Теорията за смесените класове е един ефикасен метод за изучаване на скали и минерали. В настоящата работа са проведени лабораторни спектрометрични измервания на базалти във видимия, близкия инфрачервен и топлинния инфрачервен диапазони с многоканални радиометри. Базалтите се разглеждат като смесени класове от основните им скалообразуващи минерали. Получените данни илюстрират едно приложение на анализа на спектрални смеси за оценка на минералния състав.

Since the earliest days of spectroscopic remote sensing (Spiridonov et al., 1983) of the lunar surface electronic transition bands exhibited by lunar soils and rocks in the visible and near-infrared regions of the spectrum are used to determine mineralogical composition (Adams, 1974). The interpretation of reflectance spectra of unknown materials requires an understanding of how the reflectance of different components combines into a single curve. An efficient method for spectrometric data processing is the mixed classes' theory (Mishev, 1986). The real land cover is a mixture of materials at just about any scale we view it. Rocks are mixture of their rockforming minerals. A special case for remote sensing is iron-containing rock-forming minerals because they are widespread.

Description of measured basalt samples: 1 – terrestrial samples are light grey porphyritic rock with green olivine phenocrysts; a dark grey slightly vesicular rock consisting of black and light green phenocrysts; vesicular sample with small phenocrysts; 2 – lunar samples are mare regolith. In the present investigations laboratory spectral measurements of basalt samples are performed in the visible and near infrared bands with multi-channel radiometer SPS-1, designed and assembled in STIL-BAS (Илиев, 2000; Mishev, Iliev, 1992).

Figure 1 presents reflectance spectra of lunar and terrestrial basalts. For both type curves (Fig. 1a) it is seen typical of the iron minimum to about 1 μ m. The iron absorption at 1.0 μ m is reduced in depth according to it content and it is deeper for lunar samples because of more iron content compared to terrestrial ones. This advantage spectral data analysis is necessary for further rock and mineral detection.

Another spectral range is thermal one (8-12 μ m) which is very interesting for mineral and rock investigations. But it is too hard to stabilize radiometer systems in measuring. In STIL-BAS in collaboration with IE-BAS the IR-1 (infrared radiometer) is constructed (Ferdinandov, Tsanev, 1993). The obtained results as spectral curves are presented in Fig. 1b.

Plot of NIR=0.8 μ m versus Red=0.62 μ m reflectance are presented in Figure 2. It is clearly seen that terrestrial and lunar basalts fall on a well-defined rock line. This dependence is successfully applied for establishing rock baseline (Elvidge, Lyon, 1985).

Figure 3a shows relationship between the iron content as FeO and reflectance ratio 0.8 μ m/1.0 μ m. Lunar and terrestrial basalts are almost the same in mineral composition but with different iron content in samples. It can be clearly seen two clusters forming by lunar and terrestrial basalts. This relation

based on content of widespread iron in rock-forming minerals could be used for detection of various iron-containing minerals and rocks.



Fig. 1a. Reflectance spectra of basalts measured with SPS-1





Fig. 2. NIR (0.8 µm) vs. Red (0.62 µm) reflectance of basalts

Relationship between the quartz content and reflectance at 10 μ m is displayed in Fig. 3b. The fundamental Si-O stretching vibration bands of silicates are greatly diminished in intensity for lunar samples.

In Fig. 4 the terrestrial and lunar basalts are presented in the 2-D space of different spectral reflectance ratios. The ratios are chosen in relation to the sensitive to iron content range 0.8-1.0 μ m (see Fig.1a).

The present study is closely related to many international programs for the investigation of Moon, Mars and other planets of the Earth system.



Fig. 3a. Relationship between the iron content as FeO and reflectance ratio 0.8 μm/1.0 μm



Fig. 3b. Dependence of spectral values at 10 μm and the quartz content



Fig. 4. 2-D space of different spectral reflectance ratios

Detailed spectral data analysis including the theory of mixed classes and other methods (continuum removal) to isolate reflection and absorption features could certainly improve the success of distinguishing rocks and minerals.

Acknowledgments. The National Science Fund of Bulgaria under contracts NZ-1410/04, INI-12/05 and MUNZ-1502/05 support this study.

References

- Adams, J. 1974. Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. *J. Geophys Res.*, *79*, 4829-4836.
- Elvidge, C., R. Lyon. 1985. Influence of rock-soil spectral variation on the assessment of green biomass. – *Remote Sensing Environ.*, 17, 265-279.

- Ferdinandov, E., V. Tsanev. 1993. Mathematical modelling of the apparatus channel of an infrared remote sensing system. – *Infrared Phys.*, 34, 5, 457-466.
- Mishev, D. 1986. Spectral Characteristics of Natural Objects. Publ. House Bulgarian Academy of Science, Sofia, 150 p.
- Mischev, D., I. Iliev, 1992. System for measuring and registration of the structure of the solar irradiance spectrum. – Comp. Rend. Acad. Bulg. Sci., 45, 12, 41-43.
- 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.
- Илиев, И. 2000. Спектрометрична система за слънчеви и атмосферни изследвания. *E*+*E*, 3-4, 43-47.

Recommended for publication by Department of "Applied Geophysics", Faculty of Geology and Prospecting

ECOTOXICOLOGICAL CHARACTERISTIC OF A SOIL POLLUTED BY HEAVY METALS AND URANIUM BEFORE AND AFTER ITS BIOREMEDIATION

Plamen Georgiev¹, Stoyan Groudev²

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; ps_georgiev@mgu.bg ²University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; groudev@mgu.bg

ABSTRACT. A sample of an alkaline soil heavily polluted with radionuclides (uranium and radium) and heavy metals (mainly copper, zinc, lead) was subjected to bioremediation under large-scale laboratory conditions. The treatment was connected with creation of conditions enhancing the solubilization of pollutants located in the soil horizon A to the soil solution. The leaching was dependent on the activity of the indigenous microflora and to chemical processes connected with solubilization of pollutants and formation of stable complexes with some organic compounds, chloride and hydrocarbonate ions. These processes were considerably enhanced by adding hay to the horizon A and irrigating the soil with water solutions containing the above-mentioned ions and some nutrients. The dissolved pollutants in the soil solutions were in concentrations highly toxic towards *Daphnia magna*. After 1.6-year treatment period, the total concentration and the bioavailable forms of above-mentioned pollutants in horizon A were considerably decreased which altered their toxicity towards tested species - oats (*Avena sativa*) and earthworms (*Lumbricus terrestris*).

ЕКОТОКСИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА ПОЧВА ЗАМЪРСЕНА С ТЕЖКИ МЕТАЛИ И УРАН ПРЕДИ И СЛЕД ТРЕТИРАНЕ Пламен Георгиев¹, Стоян Грудев²

¹ Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; ps_georgiev@mgu.bg ² Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; groudev@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Проба от алкална почва, тежко замърсена с радионуклеиди (уран и радий) и тежки метали (главно мед, цинк и олово) беше подложена на третиране в голям мащаб. Третирането беше свързано със създаване на условия, позволяващи разтварянето на замърсителите от почвен хоризонт А в почвения разтвор. Извличането беше зависимо от активността на местната микрофлора и от химични процеси свързани с разтварянето на замърсителите и образуване на стабилни комплекси с някои органични съединения, хлоридни и бикарбонатни йони. Процесите бяха значително ускорени чрез прибавянето на сено към хоризонт А и оросяване на почвата с разтвор, съдържащ гореспоменатите йони и някои макроелементи. Разтворените замърсители в почвения разтвор бяха в концентрации силно токсични към *Daphnia magna*. След 1.6 години период на третиране, общата концентрация и биоусвоимите форми на установените замърсители в хоризонт А беше намалена значително, което промени токсичността на пробата към тестираните видове – овес (*Avena sativa*).

Introduction

Some agricultural lands located in the Vromos Bay area, near the Black Sea coast, Southeastern Bulgaria have been contaminated with radioactive elements (uranium and radium) and heavy metals (copper, zinc, lead) as a result of copper mining and mineral processing applying for decades in the area. The main path for soil contamination was transportation of mineral particles from the drought surface of flotation tailing and their deposition on the surface of the soils situated to the prevalent wind direction. As a result of regular ploughing these fine particles enriched in heavy metals and radionuclides were almost equally distributed in the most fertile soil zone - topsoil. This resulted in increased bioavailability which enhanced accumulation of the pollutants in the plant biomass and the appearance of a toxic effect. The toxicity of each pollutant towards soil organisms depends on the species sensitivity, soil pH, the organic content, soils' exchange capacity, etc. However, the species diversity in contaminated soils is lower than their non-contaminated counterparts. The soil fertility is decreased both as a result of the poorer species variety and/or lower activity. These lead to slower rates of the main processes in the biogeochemical cycles of nitrogen, carbon and phosphorous. As a result, the total content of these elements in the soil is tremendously decreased or they are presented in non-available forms mainly (Alloway, 1995).

A lot of treatment methods could be used for soil remediation in dependence on the pollutant type, its concentration, structure and properties of the soil horizon, available funds. Among the tested methods the most promising are in situ treatment methods. Their application is not connected with excavation of the soil horizons, their transportation or using of special set-ups in the treatment process. Because of this and relying on the natural biogeochemical processes, their application in real-scale conditions is possible.

Materials and methods

Soil characteristic and treatment

The soil sample used in the experiments belonged to the cinnamon soil type. The soil profile was consisted from the sharply distinguished soil horizons – horizon A (0-30 cm), horizon B (31-70 cm), horizon C (71-90 cm), a clay horizon (91-110 cm). The pH (H₂O) of horizon A was 7.82, the humus content was 3.80 %, and cation exchange capacity (CEC) was 42 meq/ 100 g soil, respectively. The filtration coefficient of the soil profile (0-90 cm) was 5.8 cm/s.

The soil sample was treated in zero suction type lysimeter in which a permanent water layer was maintained on it bottom to prevent the penetration of oxygen from the air through the outflow point for the drainage solutions. The soil treatment was carried out in a lysimeter which was charged with 70 kg of soil keeping the natural soil genesis. A sand layer was located beneath the soil profile. Plant biomass (as a finely cut hay) was added to and mixed with the horizon A to a final content of 4%. The hay consisted of 36% cellulose, 24% hemicellulose, 18% lignin and 6.1% ash. During the treatment the soil was irrigated with solutions containing 0.10 g/l NH₄Cl, 0.02 g/l K₂HPO₄ and 0.05 N NaHCO3 during the treatment. The irrigation rate was 50 l/t soil per week. Each week the pregnant effluents from the lysimeter were replaced by fresh solutions with the relevant initial composition. The leaching was carried out at temperatures varying in the range of about 15-23° C for a period of 18 months.

A nutrient solution containing equimolar concentration of acetic and lactic acid (total organic carbon of 200-220 mg/l), preliminary neutralized to pH 6.1-6.3, was injected weekly at a depth 75 cm during the soil treatment.

Chemical analyses

The transportation of the dissolved pollutants from a horizon to a horizon was monitored regularly by means of drainage solution sampling. The collected solutions were characterized by measurement of pH, Eh, alkalinity, dissolved organic carbon (APHA, 1995). The concentrations of heavy metals and uranium were determined after the preliminary digestion of dissolved organic compounds by means of 705 UV Digester (Metrohm). The heavy metals were analyzed by means of ICP spectrophotometry. Uranium concentration was measured photometrically using the Arsenazo III reagent (Savvin, 1961).

The isolation, identification and enumeration of soil microorganisms were carried out by methods described previously (Groudeva et al., 1993).

Speciation of the dissolved forms of the pollutants during the soil treatment was determined by means of Figura and McDuffie's method (1980).

The distribution of pollutants among the main mobility fractions were determined by means of a sequential extraction procedure (Tessier et al., 1979) and bioavailability test (Lindsay, Norvell, 1978).

The carbonate content was determined by measuring the volume of hydrochloric acid consumed in the neutralization process. The net neutralization potential was determined by a static acid-base accounting test (Sobek et al., 1978). Elemental analysis of the soil sample was performed by digestion and measurement of the ion concentration in solution by atomic absorption spectrometry and induced plasma spectrometry. The specific activity of Ra-226 was measured by means of a gamma-spectrometer (ORTEC-USA).

Ecotoxicity analyses

The toxicity of the soil solutions, which have drained from horizon A during the treatment, was tested towards *Daphnia magna*. This test was performed with fresh soil solution taken not later than 4 hours after the sampling. The toxicity was determined by placing 10 individuals (aged less than 24 hours) in solutions containing different proportions of the tested solution and basic salt solution used for their cultivation (EPA, 2002). In the blank samples individuals were placed in basic salt solution only. Each variant were tested by means of three repetitions. The test was carried out at temperatures 18–20° C and photoperiod of 16 hours. The total duration of the test was 48 hours. The mortality of the tested variants was monitored at 24 and 48 hour.

The experimentally data from all repetitions of each toxicant concentration were statistically assessed by means of determination of average values and standard deviation. The main ecotoxicity parameters-No Observed Effect Concentration (NOEC), the Lowest Observed Effect Concentration (LOEC), LC₅₀ and LC₁₀₀ were determined by processing of experimental data by means of Shapiro Wilk's test and the Probit method, respectively (*EPA*, 2002).

The toxicity of the upper soil layer to oats (Avena sativa) was in accordance to well-known methods (OECD, 1984). The test was carried in pots which were filled with mixtures produced by the mixing of the sample and composted biomass in different proportions. Each pot was planted with 10 seeds. The blank samples consisted of composted biomass. Each variant was tested by means of three repetitions. The test was carried out in a greenhouse at temperatures 16–22° C, photoperiod of 16 hours and the humidity was maintained by means of distilled water. The duration of the test was 30 days and during this period the rate of growth, signs of chlorosis,and mortality were measured. At the end of test, the lengths of root and stem, as well as mortality were determined.

The toxicity of upper soil layer to earthworm (*Lumbricus terrestris*) was carried out with worms produced from synchronized population preliminary cultivated for 1 year at temperature 18-20 °C, at relative humidity of 65-70 % and darkness. They were fed by means of dried maple leaves added to and mixed with brown forest soil. The toxicity of the soil sample was determined by range-finding and definitive tests (*EPA*, 1996).

Table 1

Data about the total content of heavy metals and radionuclides in soil horizon A before and after the treatment

Pollutant	Before	After	Permissible		
	treatment	treatment	levels for soil		
			with pH>7.0		
Pb, mg/kg	272	149.7	80		
Zn, mg/kg	241	166.2	370		
Cu, mg/kg	649	551	280		
Ni, mg/kg	71	65.7	-		
Co, mg/kg	98	88	-		
U, mg/kg	34.5	11.6	10		
Ra-226, Bq/kg	400	250	65		

Table 2

Data about the main soil properties of the soil horizon A before and after the treatment

Index	Before	After
	treatment	treatment
pH (in H ₂ O)	7.82	10.47
Carbonate content, %	8.42	4.85
Content of sulphidic	3.36	2.63
sulphur, g/kg		
Net neutralization	+ 136.8	+ 66.6
potential, kg CaCO ₃ /t		
Humus content, %	3.80	3.0

Table 3

Data about the microorganisms in the drainage solutions produced from soil horizon A (0-30 cm) during soil treatment

Microorganisms	Before	During
	treatment	treatment
Aerobic heterotrophic	10 ³ - 10 ⁴	10 ⁴ - 10 ⁵
bacteria		
Fungi	10 ³ - 10 ⁴	10 ³ - 10 ⁴
S ₂ O ₃ ² -oxidizing	10³ - 10⁵	10 ⁵ - 10 ⁶
chemolithotrophs (at pH 7)		
Nitrifying bacteria	10 ¹ - 10 ²	10 ² - 10 ⁴
Fe2+- oxidizing bacteria (at	10 ⁴ - 10 ⁵	10 ¹ - 10 ²
pH 7)		
Cellulose-degrading	10 ¹ - 10 ²	10 ² - 10 ³
bacteria		
Anaerobic heterotrophic	10 ³ - 10 ⁵	10 ⁴ - 10 ⁵
bacteria		
Denitrifying bacteria	10 ³ - 10 ⁴	10 ³ - 10 ⁴
Fe ³⁺ -reducing bacteria	10 ³ -10 ⁴	10 ⁴ - 10 ⁵
Sulfate-reducing bacteria	10 ² - 10 ⁴	10 ⁴ - 10 ⁵

The ecotest was carried out in 1.0 I plastic boxes which were filled with the tested sample and brown forest soil in different proportions. The blank sample consisted of brown forest soil only. Ten worms with similar length (5.5-6 cm) were added to each variant. Each variant were tested by means of three repetitions. The relative humidity during the test was maintained by means of distilled water. The total duration of the test was 30 days. At the end worm survival and marks of their activity was determined.

The experimentally data from all repetitions of each toxicant concentration to the relevant species were statistically assessed by means of determination of average values and standard deviation. The main ecotoxicity parameters-No Observed Effect Concentration (NOEC), the Lowest Observed Effect Concentration (LOEC), LC₅₀ and LC₁₀₀ were determined by processing of experimental data by means of Shapiro Wilk's test and the Probit method, respectively (*EPA*, 1994).

Results and Discussion

The content of copper, zinc and lead in the horizon A of the treated soil was 3.4, 2.3 and 3.4 times above the relevant permissible levels, respectively. In accordance to uranium and radium-226 their concentrations were 3.4 and 6.2 times higher than the accepted standards (Table 1). The initial research revealed that these pollutants were presented mainly as carbonate, reducible and oxidisable fractions in the contaminated soil. The carbonate and reducible fractions presented ions sorbed on or entrapped in the surface of the carbonate and ferric and manganese hydroxide minerals, respectively. The pollutant's availability from the both fractions to plants in a short term period is determined by the process of complexolysis by means of secretion of organic compounds (mainly organic acids) and forming of stable organo-metallic complexes. The oxidisable fraction presented sulfide minerals of the heavy metals and tetravalent minerals of uranium. A common feature of these minerals is needed of molecular oxygen for their oxidation. The rates of these processes limited their availability and toxicity to organisms in a long term period. The quite low content of exchangeable fraction of the pollutants was due to alkaline pH which determined the negative surface charge of the soil sorbent. This resulted in active sorption of all cations presented in soil solutions. As a result of aging process, the sorbed cations were capsulated in the crystal lattice of the secondary minerals presented in the soils. The content of the inert fraction of the heavy metals was in the range 31-39%. It presented finely disseminated sulfide minerals among the minerals of aluminum and silicon.

The main approach applied during the soil treatment was enhanced solubilization of soil pollutants from upper horizons and their transportation into soil depth by means of the drainage soil solutions. A classical method applied in hydrometallurgy, for recovery of uranium from raw materials as well as in remediation of uranium contaminated soils and sediments with positive neutralization potential and high content of carbonate minerals, is alkaline leaching (Suzuku, Suko, 2006). For this reason, the concentration of hydrocarbonate ions was maintained constant during the soil treatment. However, at alkaline pH the surface charge of the soil sorbent was increased because of almost completely deprotonation of its reactive groups. As a result of this, the mobility of all pollutants (including heavy metals) presented as cations in soil solutions will be steadily decreased because of their attraction and sorption on the sorbent surface. For this reason, cut hay enriched in easily degradable biopolymers (cellulose and hemicellulose mainly) was added to and mixed with soil from upper soil horizon. These polymers were degraded by means of chemical and biological mechanisms and the soil solution was enriched with sugar acids which formed stable organo-metallic complexes with the heavy metals. For example, It is well known that at alkaline pH cellulose and hemicellulose produced sugar acids as a result of chemical hydrolysis and peeling off reactions (Fisher, Bipp, 2002). This process had to some extent a protective role towards soil humus compounds (Table 4) because of it easily dissolution at alkaline pH. The sugar acids and dissolved humic acids formed stable complexes with heavy metals as a result of the preliminary process of deprotonation of their hydroxilic or phenolic groups. These processes enhanced the formation of bidentate chelate complexes which were more stable and mobile through the soil profile (Sauve et al., 2000). By this way, it was possible to decrease the sorption of heavy metals and to improve their leachability considerably (Table 4).

Table 4

Data about the properties and content of pollutants in the drainage solutions produced from soil horizon A during the soil treatment

Index	Before	During
	treatment	treatment
pН	7.51-7.73	8.82 – 9.66
Eh, mV	(+85)-(+110)	(+41)– (+72)
Alkalinity, mmol/l	9.5-14.0	24.0 - 30.5
Dissolved organic carbon, mg/l	18.6-25.4	92.7 – 148.4
Pb, mg/l	< 0.01	0.10 – 3.66
Zn, mg/l	0.07-0.12	0.67 – 3.5
Cu, mg/l	< 0.01	0.29 – 3.17
Ni, mg/l	< 0.01	0.04 - 0.37
Fe, mg/l	0.1-0.22	0.52 – 7.81
Mn, mg/l	0.3-0.5	0.08 – 5.2
SO4 ²⁻ , mg/l	145-210	2140 – 2420
Co, mg/l	0.03-0.05	0.11 - 0.61
U, mg/l	0.08-0.22	0.24 – 1.18
Ca, mg/l	42-56	360 - 650

Table 5

Data about the toxicity¹ of the drainage soil solutions towards Daphnia magna

Index	Before	During the
	treatment	treatment
NOEC	4.0	0.25
LOEC	5.0	0.5
LC ₅₀	20.0	3.0
LC ₁₀₀	27.5	4.5
Toxicity units	5.0	33.3
4 E I I	6 1 6 1 7 0 1	

¹ Expressed as volume of solution during the test at which the relevant characteristic was determined

The soil irrigation with solution enriched in ammonia and phosphate ions allowed the maintenance of higher microbial activity. The microbial population of some groups' microorganisms even increased in comparison with the nontreated soil. For example, microbial cells of nitrifying and S₂O₃²-oxidizing chemolithotrophs (at pH 7) was increased because of the presence of suitable electron donors assimilated by them (Table 1). The S2O32-oxidizing chemolithotrophs related to the species Thiobacillus thioparus, T. denitrificans oxidized the polysulfide forms of sulfur produced as a result of chemical oxidation of sulphide sulfur and by this way the passivation layer on the mineral surface was removed. Higher concentration of hay maintained during the treatment allowed to proliferate all group interdependent aerobic and anaerobic heterotrophic microorganisms (Table 3). The intensity of these processes was strongly dependent on

the permanent supply of organic acids from the added biomass. For this reason, finely cut hay was added to and mixed within the soil horizon A monthly to maintain it concentration at about 3-4% during the treatment.

Because of the same charge, the formed organo-metallic complexes were repulsed from the negative soil surface to the soil solution (Voegelin et al., 2003).

As a result, a relatively constant concentration of dissolved heavy metals (3.4-6.8 mg/l) in the drainage solutions of horizon A was measured and the migration of these pollutants through the soil profile was considerably enhanced. The permanent supply of bicarbonate ions enhanced the chemical oxidation of tetravalent uranium to the hexavalent state by the molecular oxygen. The uranyl ion formed stable and easily dissolved uranyl-carbonate complexes as well as uranyl-humate complexes. Their sorption to the soil surface was also negligible because of their negative charge which determined the higher concentration of uranium in the drainage solutions.

The concentrations of the dissolved pollutants, the alkaline pH and some higher molecular organic acids produced from the lignin leaching determined the determined value of LC_{50} and LC_{100} . In comparison to the value of non-treated soil the toxicity was of the drainage solutions was increased (Table 5). However, the higher alkalinity, hardness and presence of dissolved organic carbon to some extent detoxify the dissolved pollutants towards *Dapnhia magna* by means of decreasing of their biosorption (De Schamphelaere, Janssen, 2004). For example, all ecotoxicological parameters were determined at higher concentrations of copper and lead than the values determined when the same pollutants were presented as free ions.

At a depth of horizon C (~75 cm) were injected solutions enriched in lactic and acetic acids (preliminary neutralized to pH 6.4-6.7) by piezometer. These organic compounds were used as electron donors by sulfate-reducing bacteria and iron reducing bacteria for their growth. By this way, the non-ferrous metals and uranium which have been dissolved from above lying soil horizons were precipitated as relevant sulphide minerals and uraninite or entrapped in the crystal lattice of magnetite.

As a result of the soil treatment for a period of 18 months the total content of lead, zinc, copper and uranium were decreased by 55.3, 31.0, 15.1 and 66.3%, respectively (Table 3). The concentration of Ra-226 was decreased by 37.5% to the range of 250 Bg/kg soil. In comparison to the relevant permissible levels, the residual concentrations of lead and copper were 1.9 and 2.0 times higher. The residual concentration of uranium was on the brink of the relevant permissible level of 10 mg/kg. The residual activity of radium-226 was still 3.8 times higher than the accepted norm. The content of the exchangeable fraction of lead and copper were increased in comparison with the soil sample before treatment due to the additional sorbent surface that were formed as result of chemical hydrolyses of the added hay. As a result of this, the exchange capacity of the soil sample was increased as a whole (Tiemann et al., 1999). On the other hand, the content of carbonate fraction of the above-mentioned elements were considerably decreased which determined their lower bioavailability to the soil inhabitants. However, the toxicity of the treated soil towards the tested plant (mainly oats) was even increased (Table 7). This response was a result of a high alkaline pH of the soil at the end of treatment which arouse some difficulties with the mineral uptake and transport of some nutrients from soil solution into plant tissues. For example, it is well known the strong negative effect of the alkaline pH on the availability of iron into soil. This lead to extra accumulation of organic acids into the plant biomass, insufficient production of

Table 6

~	Mobility	Bet	ore	Af	ter
qe	fraction	treat	treatment		ment
Ч		mg/kg	%	mg/kg	%
Pb	Exchangeable	0.3	0.1	2.5	1.7
	Carbonate	1.7	0.7	14.3	9.6
	Reducible	27.6	10.1	59.5	39.7
	Oxidisable	156.3	57.5	47.7	31.9
	Inert	86.1	31.6	25.7	17.1
Total	content	272	100	149.7	100
Bioav	ailable fraction	28.7	10.5	22.5	15.0
deter	mined by DTPA				
test					
Cu	Exchangeable	1.0	0.2	6.4	1.1
	Carbonate	65.6	10.1	34.0	6.1
	Reducible	16.0	2.5	13.6	2.5
	Oxidisable	312.0	48.0	259	46.8
	Inert	254.4	39.2	240	43.5
Total content		649.0	100	551	100
Bioavailable fraction		22.7	3.5	14.5	2.6
deter	mined by DTPA				
test					
U	Exchangeable	1.7	4.9	0.2	1.7
	Carbonate	13.8	40.0	0.6	5.2
	Reducible	7.9	22.9	4.0	34.5
	Oxidisable	4.7	13.6	1.9	16.4
	Inert	6.4	18.6	4.9	42.2
Total	content	34.5	100	100	11.6
Bioav	ailable fraction	17.8	51.6	1.3	11.2
deter	mined by DTPA				
test					

Data about the pollutants` fractions and mobility in soil horizon A before and after treatment

Table 7

Data about the toxicity¹ of soil horizon A to different test organisms before and after treatment

Test organism	Before	After		
_	treatment	treatment		
Oats (Avena sativa)				
NOEC	35	30		
LOEC	40	40		
LC ₂₅	55	50		
Earthworms (Lumbricus terrestris)				
NOEC	25	50		
LOEC	30	60		
LC ₅₀	55	70		
Toxicity unit	1.8	1.4		
Efficiency of treatment, %	-	22.2		

 $^{\rm 1}$ Expressed as the weight sample at which the relevant characteristic was determined

chlorophyll, and disturbed pH balance of the plant tissue (Yang et al., 1994; McBride, 2001). The visible sign of these processes is chlorosis which was observed during the test with oats. The earthworms valued the toxicity of the treated soil at 1.4 units which meant 22 % reduction in comparison with the toxicity of the non-treated soil. However, the chronic toxicity of the treated soil was still higher because of negative effect of alkaline pH on the earthworms' activity.

These results showed the need to include the additional stage in the soil treatment. At this stage, the soil pH must decrease to about neutral point by means of an introduction of sources of hydrogen ions or by stimulation of suitable proton-generating process.

Conclusions

The results obtained during this study, revealed that by means of moulching of horizon A with hay, an efficient bioremediation of soil contaminated with heavy metals and uranium could be achieved. This was a result of interdependent chemical and biological processes leading to dissolution of pollutants and formation of stable complexes with organic and inorganic compounds with net negative charge. However, the higher concentration of dissolved pollutants they were presented as highly mobile complexes which were biosorbed at a lower extent. For this reason, during the soil treatment in a real scale an efficient control on the drainage solutions have to be carried out. Despite of the residual content of copper and lead in the treated soil, in comparison to the relevant permissible levels, these non-ferrous metals were presented mainly as non-available forms to the soil biota at the end of soil treatment. As a result of this, the toxicity of the treated soil sample was a considerably lesser towards tested typical soil inhabitants.

References

- Alloway, B. J. 1995. *Heavy Metals in Soils*. Chapman & Hall, London.
- APHA. 1995. Standard methods for the Examination of Water and Wastewater. American Public Health Association, Washington, D.C.
- De Schamphelaere, K. A. C, Janssen, C. R. 2004. Effects of dissolved organic carbon concentration and source, pH, and water hardness on chronic toxicity of copper to Daphnia magna. – Environ. Toxicol. Chem. 23, 1115– 1122.
- Figura, P., B. McDuffie. 1980. Determination of labilities of soluble trace metal species in aqueous environmental samples by anodic stripping voltammetry and Chelex column and batch methods. – Anal. Chem., 52, 1433-1439.
- Fisher, K., H. P. Bipp. 2002. Removal of heavy metals from soil components and soils by natural chelating agents. Part II: Soil extraction by sugar acids. - *Water, Air, and Soil Pollution.* 137, 267-286.
- Groudeva, V. I., I. A. Ivanova, S. N. Groudev, G. C. Uzunov. 1993. In: Biohydrometallurgical Technologies, vol. II, The

Minerals, Metals and Materials Society (Eds A. E. Torma, H. L. Apel, C. L. Brierley). Warrandale, PA, 349-356.

- Yang, X., Römheld, V., Marschner, H. 1994. Effect of bicarbonate on root growth and accumulation of organic acids in Zn-inefficient and Zn-efficient rice cultivars (Oryza sativa L.). – *Plant Soil*, 164, 1–7.
- Lindsay, W. L., W. A. Norvell. 1978. Development of DTPA soil test for zinc, iron, manganese, and copper. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 42, 421-428.
- McBride, M. C. 2001. Cupric ion activity in peat soil as a toxicity indicator for maize. *J. Environ. Qual.* 30, 78-84.
- OECD. 1984. Guideline for testing of chemicals. 208. Terrestrial plant, growth test. 1984.
- Phillips, E. J. P., E. R. Landa, D. R. Lovley. 2005. Remediation of uranium contaminated soils with bicarbonate extraction and microbial U(VI) reduction. – *Journal of Industrial Microbiology*, 14, 203-207.
- Sauve, S., W. Hendershot, H. E. Allen. 2000. Solid-solution partitioning of metals in contaminated soils: dependence on pH, total metal burden, and organic matter. – *Environ. Sci. Technol.*, *34*, 1125-1131.
- Savvin, S. B., 1961. Analytical use of arsenazo III: determination of thorium, zirconium, uranium and rare earth elements. *Talanta*, 6, 673-685.
- Sheppard, S. C., W. C. Evenden. 1992. Bioavailability indices for uranium: effect of concentration in eleven soils. – Arch. Environ. Contam. Toxicol., 23, 117-124.
- Sobek, A. A., Schuller, W. A., Freeman, J. R., Smith, R. M. 1978. Field and laboratory methods applicable to overburden and mine soils. US EPA Report 600/ 2–78– 054.

- Suzuku, Y., T. Suko. 2006. Geomicrobiological factors that control uranium mobility in the environment: update on recent advances in the bioremediation of uraniumcontaminated sites. – *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 101, 299-307.
- Tessier, A., Campbell P. G. C., Bisson, M. 1979. Sequential extraction procedure for speciation of particulate trace metals. – Anal. Chem., 51 (7), 844 - 851.
- Tiemann, K. J., G. Gamez, K. Dokken, J. G. Parson, M. W. Renner, L. R. Furenlid, J. L. Gardea-Torresday. 1999. Copper (II) and lead (II) binding by alfalfa biomass: use of chemical modification and X-Ray absorption spectroscopy to determine the metal binding mechansism. Proceedings of the 1999 Conference on Hazardous Waste Research.
- U.S.Environmental Protection Agency. 1994. Methods for assessing the toxicity of sediment-associated contaminants with etuarine and marine amphipods. EPA 600/R-94/025.
- U.S.Environmental Protection Agency. 1996. Ecological effects test guidelines. OPPTS 850.6200. Earthworm subchronic toxicity test. EPA 712-C-96-167.
- U.S. Environmental Protection Agency. 2002. Methods for measuring the acute toxicity of effluents and receiving waters to freshwater and marine organisms. EPA-821-R-02-012.
- Voegelin, A., Barmettler K., Kretzschmar, R. 2003. Heavy metal release from contaminated soils: comparison of column leaching and batch extraction results. – *Environmental Science & Technology*, 32, 865-875, 2003.

Recommended for publication by Department of "Engineering Geoecology", Faculty of Geology and Prospecting

ЛИТОФАЦИАЛНИ И РЕЗЕРВОАРНИ ХАРАКТЕРИСТИКИ НА ПРОДУКТИВНИЯ ТРИАСКИ КАРБОНАТЕН КОМПЛЕКС МЕЖДУ РЕКИТЕ ИСКЪР И ОСЪМ В ЮЖНОМИЗИЙСКАТА ПЕРИПЛАТФОРМЕНА ОБЛАСТ

Миглена Тончева¹, Гергана Палакарчева²

¹Студент от Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, стажант в "Овергаз Инк", 1407 София; miglena_toncheva@abv.bg ²Младши експерт в "Овергаз Инк", 1407 София

РЕЗЮМЕ. В централните полета на Южномизийската платформа има множество въглеводородни проявления и няколко промишлени акумулации в триаски отложения, като през последните няколко десетилетия са били обект на петролна експлоатация именно поради тази причина. Хетерогенният характер на продуктивния триаски карбонатен комплекс в изследваната площ е причина за наличието на детайлно и по-задълбочено изследване на зоналността в разпространение на резервоарите и търсене на някаква закономерност определяща разпределението им. При детайлизацията на общия модел по данни от сондажи се установява, че хоризонталните и вертикалните съотношения на типовете седименти са изключително сложни. Изследването се фокусира върху литофациалните характеристики и постеволюционните процеси, довели до подобряване на колекторните параметри на среднотриаските формации.

LITHOFACIES AND RESERVIOR FEATURES IN THE TRIASSIC COMPLEX BETWEEN THE RIVERS ISKAR AND OSAM IN THE SOUTH MOESIAN PLATFORM MARGIN

Miglena Toncheva¹, Gergana Palakarcheva²

¹Student from the University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, trainee in "Overgas Inc.", 1407 Sofia; miglena_toncheva@abv.bg ² lunier event in "Overgas Inc.", 1407 Sofia

²Junior expert in "Overgas Inc.", 1407 Sofia

ABSTRACT. The South Moesian Platform Central Margin has been the petroleum exploration target for the last decades. The long lasting interest is a result of several economic oil and gas discoveries and numerous hydrocarbon shows in Triassic sediments. The heterogeneous character of the efficient carbon Triassic complex in the explored area is the reason for more detailed and extensive research for the regionality of the reservoirs and searching for some low determing their situation. Taking closer look at the common model according to the drilling data is determined that horizontal and vertical ratio of the types sediments are extremely complicated. The purpose of the current report is to focuse on the lithofacies characteristics and postevolutionary processes that had leaded to the improvement of the reservoirs properties of the Middle Triassic formations.

Въведение*

Централните полета на Южномизийската платформа през последните няколко десетилетия са обект на търсене и проучване на нефтени и газови находища. Засиленият интерес се дължи на няколко икономически нефтени и газови открития и многобройни въглеводородни прояви в триаския карбонатен комплекс. Литоложкото разнообразие и формиралата се през Късен Триас екзистензионна нормално разломна мозайка на хорстове и грабени определя хетерогенния характер на резервоарите. Определящ фактор за колекторските свойства на продуктивните наслаги и тяхното разпространение е еволюцията на басейна. Комплексния анализ на данните от литоложките, лабораторните и сондажно геофизичните изследвания и извършената корелация на прокараните сондажни данни позволява относителното изучаване на резервоарните характеристики и пространственото разпространение на изследвания комплекс. Настоящият доклад разглежда хетерогенността в разпространението на триаските карбонатни формации, техните колекторни характеристики, повлияни от постеволюционни процеси и в частност на анизкия резервоар.

^{*} През лятото на 2008 г. по инициатива, организация и финансова подкрепа на "Овергаз Инк" се проведе лятно стажантско училище, участие в което взеха студенти от Геологопроучвателния факултет на Минно-геоложкия университет "Св. Иван Рилски" от различни специалности. Резултатите от практическата дейност на студентите представляват принос в цялостното им обучение по съответните направления в геологопроучвателното дело и са отразени в следващите статии.

Геоложка характеристика

Южномизийската периплатформена област, която на изток и запад излиза от разглеждания район, е найдълбоко потъналата територия от българската част на Мизийската платформа. Тя е добре изучена стратиграфска единица и отделните елементи от нейния строеж и свойства на резервоарната система са разгледани в редица публикации и фондови материали (Атанасов, А., П. Боков, В. Балинов, Р. Венева, Е. Дешев, Х. Чемберски, А. Вапцарова и др.). Нейната южна граница е границата с Предбалканската тектонска зона. На север разглежданата площ се фиксира до Крушовишко-Горскосливовския разлом. Развитието на това моноклинално потъване започва в началото на Юрата и достига днешните морфологични характеристики към края на Късноюрската и началото на Долнокредната епоха. Мезозойската седиментна последователност в разглежданата площ заляга несъгласно върху разломената палеозойска основа и е покрита с палеогенски и неогенски утайки. Сред тях и Триаския седиментен комплекс състоящ се от дълбокоморски, плиткоморски и континентални седименти с обща дебелина над 2-2.5 km (Дабовски и др., 2002).

Литофациална характеристика

Историята на централната част на Южномизийската периплатформа както и условията на седиментация през Триаса са реконструирани на основата на анализа на налични геоложки, геофизични и сондажни данни. Въз основа на комплексния анализ на данните (полеви и литоложки, лабораторни и сондажно-геофизични изследвания) и извършената корелация между прокараните сондажи се отделят различни тела, характеризиращи се с литоложка и физическа не еднородност, която се изразява в изменението на дебелините, литоложкия строеж, физичните свойства и микронееднородност отнасяща се до вътрешния (структурно-текстурен) и минерален състав на отделните литотипове и изменчивостта на техните физични и колекторни свойства.

Триаските карбонати се характеризират С макронееднороден строеж. Главните и второстепенни литотипове и техните разновидности са в сложни пространствени взаимоотношения. Главният литотип са доломитите, второстепенни са варовиците. Варовиците се характеризират с висока степен на уплътняване, ниски стойности на пористост и слабо напукване. По своят генезис се отнасят към шлейфовите отложения, образувани в умерено дълбоководен и дълбоководен шелф. Продуктивните доломити са вторичен продукт от епигенетично или диагинетично заместване на водораслови варовици, чиито първични структурни и текстурни особености са напълно заличени. Доломитизацията се е развила доста интензивно и повсеместно. Следствие на процеси на разтваряне и заместване в тези скали е възникнала междукристалинна порестост. Присъствието на заоблени късчета от водораслови варовици и корали в сондажи говори за наличието в този район на вътрешноформационен размив. Извършващ се в сравнително плиткоморски участък на морския басейн или зона на вълните и прибоя (челен шелф).

В началото на Среднотриаската епоха изследваната

площ се залива от водите на плитко епиконтинентално море като резултат от продължително тектонско слягане и активна трансгресия. Зоната на карбонатна седиментация се разширява формира се широк, плитък морски шелф. Батиметрията на басейна и посоката на трансгресията обикновено контролират латералната зоналност на наслагите. Към края на Среднотриаската епоха общата палеогеографска обстановка и условията на седиментно натрупване съществено се променят. Басейна се удълбочава и количеството на глинестия материал се увеличава. В края на Карн-Нор и в началото на Рет възниква регресия, поради което части от проучваната плош излизат над водата и басейна се разкъсва на множество острови. При подчертан превес на позитивни тектонски движения новообразуваната суша се подлага на активна денудация. Постепенното изплитняване на басейна довежда до установяване на отделни малки басейни и непокриване на среднотриаските отложения (в северозападната част на разглежданата площ). Долната част на Аниза е изградена предимно от плиткоморски варовиков фациес. Ладинските наслаги показват от части изплитняване на морския басейн. Регресивния характер на еволюцията на басейна по време на Къснотриаската епоха дава отпечатък на седиментационния процес. Няколко литофациални комплекса могат да се забележат на фона на седиментна промяна, бързи вертикални и хоризонтални изменения. При детайлизацията на общия модел на седиментация по данни от сондажи се установява, че хоризонталните и вертикалните съотношения на типовете седименти са по-сложни.

Резервоарна характеристика

Анизките скали са доказани въглеводородни резервоари в Централните полета на Южномизийската платформа имат множество проявления и няколко промишлени акумулации. Тяхното разнообразие и хетерогенност отличават тези резервоари от други мезозойски отложения. В изследваната площ резервоарните характеристики на среднотриаския комплекс са проучени на основата на сондажни данни и от по-предишни изследвания. Среднотриаските варовици и доломити са най-добрите резервоари в Северна България. В изследваната площ те са представени от пукнатинен, порово-пукнатинен, кавернозно-порово-пукнатинен тип. Откритата порестост варира в широк диапазон – от незначителни стойности до 15-16%. Средната пористост в разглежданата плош е изключително ниска от порядъка на 3-4%. Проницаемостта на анизките седименти също се отчита в широки граници от единци до десетки, стотици md. Данните от изследвания показват, че доломитите които се явяват колектори са порести, напукани и неравномерно кавернозни. Порите са предимно междукристалинни, получени в резултат от процесите на кристализация и доломитизация. Те обикновено са свързани с фини междукристалинни канали. Твърде често на фона на порите от прекристализация се появяват vсложнения от по-късни разтворителни процеси. Очертанията им придобиват неправилна форма и размерите им се увеличават. Доломитите се характеризират с открита порестост 0.8-16% и ефективна от 0.2-14%. Пористостта е вторичен продукт от метасоматична доломитизация на варовиците. Отворените

тектонски пукнатини играят съществена роля при формирането на колекторните свойства на доломитите. С най-добри филтрационни свойства са отново доломитните тела. Абсолютната газопроницаемост на доломитите е предимно в границите 0.2-0.6 md достигайки до 723.3 md в Ъгленското находище. Високите стойност на проницаемост се дължи както на наличието на микропукнатинни форми, така и на междузърнести канали. Наличието на микропукнатинни форми също допринася за значителното повишаване на филтрационните възможности на доломитите.

Доломитизацията през етапа на ранна диагенеза подобрява резервоарните параметри. Интервалите точно под Триаско-Юрското несъгласие са също първоначална цел, заради дълбоката ерозия. Тъй като резервоарите намиращи се по-близо до ерозионната повърхност повишават пористостта и проницаемостта на скалите (Георгиев, Атанасов, 1993 г.).

Хетерогенният характер на триаски карбонатен комплекс в изследваната площ обуславя наличието на детайлно и по-задълбочено изследване на зоналността на резервоарите и търсене на някаква закономерност в разпространението им, което обуславя и реинтерпретация на постеволюционните процеси довели до подобряване на колекторните свойства на среднотриаските отложения.

Заключение

Многобройните въглеводородни прояви и установените промишлени находища в Южномизийската периплатформна област между реките Искър и Осъм са привързани към карбонатни скали на Средения Триас. Максималните стойности на вместимост се обуславят от епигенетични или диагенетични процеси.

Резервоари с по-добри колекторни свойства са развити само в локални зони претърпели такива постеволюционни процеси. Към високо перспективни площи на централната част на Южномизийската периплатформа се причисляват районите с развитието на горнотриаски утайки – Луковитското синклинално понижение. Там където горнотриаските седименти не са размити резервоарните системи показват по-добри колокторни характеристики, а зоните, в които седиментната последователност е прекъсната, характеристиките са неблагоприятни (източната част на разглежданата площ).

Литература

- Атанасов, А., П. Боков. 1983. Геология и нефтогазоносна перспективност на Мизийската платформа в Централна Северна България. С., Техника.
- Балинов, В., Р. Венева, Е. Дешев. 1977. Оценяваща класификационна схема и литифациална характеристика на поровите колектори в Северна България. – *Нефт. и въгл. Геология*, 6, 41-52.
- Чемберски, Х., А. Вапцарова. 1975. Триаските седименти на Северна България, разкрити по сондажен път и техните стратиграфски отношения. – Сп. Бълг.геол. дво, 36, 2, 191-200.

Препоръчана за публикуване от Редакционен съвет

ОСНОВНИ ПРЕДПОСТАВКИ ЗА НЕФТОГАЗОНОСНА ПЕРСПЕКТИВНОСТ НА ТЪРНОВСКОТО ПОНИЖЕНИЕ

Гергана Тотева¹, Димитър Мерачев²

¹Студент от Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, стажант в "Овергаз Инк", 1407 София; gerganatoteva@abv.bg ²Младши експерт в "Овергаз Инк". 1407 София

РЕЗЮМЕ. На територията на Търновското понижение са установени множество водоразтворени и по-малко свободни газове, както и наличие на петна и капки от нефт. В пределите на понижението съществуват редица преки и косвени признаци за нефтогазоносността му. В това отношение големи възможности предлагат триаските, долно-средноюрските и долнокредните отложения. Въглеводородните проявления са привързани главно към гънковите структури от преходната ивица на Предбалкана или тези от най-северните отдели на Същинския Предбалкан. Тези прояви и акумулации са фактори, които насочват интереса на изследователите към Търновското понижение.

BASIC PRECONDITIOUS FOR OIL ANA GAS PERSPECTIVETY IN THE TARNOVO DEPRESION

Gergana Toteva¹, Dimitar Merachev²

¹Student of University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, in "Overgas Inc.", 1407 Sofia; gerganatoteva@abv.bg ²Junior expert in "Overgas Inc.", 1407 Sofia

ABSTRACT. On the area of the Tarnovo's depression were founded a lot of wather- soluble and a less of free gas, also it have availability of spots and drops of oil. Within the confines of depression exists a variety of indications for oil and gas prespectivity. Large possibilities in this respect propose the Triassic, Lower-middle Jurassic and Lower Cretaceus. Hydrocarbon activities are connected mainly to the fold structure of transitivity strip of Balkanides or the northest sections of a Veritable Balkanides. These occurrences of accumulations are factors, that drive the interests of explorers to the Tarnovo's depression.

Въведение

На територията на Търновското понижение са установени множество водоразтворени, акумулирани, свободни газове и наличие на петна и капки от нефт. Водоразтворените газове са привързани основно към триаски и долно-средноюрски скали, докато нефтените прояви са свързани със седименти с долнокредна възраст. Тези прояви и акумулации са фактори, които насочват интереса на изследователите към Търновското понижение.

Общи сведения за района

В структурно-тектонско отношение Търновското понижение заема централната част от Южномизийската периплатфотмена област.

На север понижението се ограничава от Ресенско-Медовинския разлом, на изток Птичевския разлом го отделя от Търговищенската седловина, на юг Търновско-Златаришкия разлом го съчленява с Предбалкана, а на запад понижението прехожда в Ловешката моноклинала. Търновското понижение се отделя по триаски наслаги от Ловешко-Търновската моноклинала. От литостратиграфска гледна точка в пределите на понижението се разкриват на повърхността, отложенията на неогена, палеогена и креда. С помоща на прокараните сондажи се разкриват и по-стари отложения на Палеозой, Триас, Юра, Долна Креда. Тези сондажи установяват множество въглеводородни акумулации с незначителен потенциал. Анализите и изводите по отношение на сеизмичните изследвания, сондажните и лабораторните данни показват, че въглеводородите са съсредоточени в седиментите на Среден Триас, Долна-Средна Юра и Долна Креда.

Литолого-стратиграфски предпоставки

В изследвания район съществуват редица преки и косвени признаци за нефтогазоносността му. В това направление големи възможности предлага триаският карбонатен комплекс, който присъства в територията на цялото понижение с изключение на североизточните му части. В сондажа при с. Ресен в долнотриаските скали (инт. 1743- 1780 m.), е установен приток от пластова вода с разтворен газ – метан. Същите такива прояви са отбелязани в среднотриаски седименти (инт. 4783-4916 m) в Севлиевска площ.

Долно-средноюрските седименти имат широко разпространение в Търновското понижение. Перспективните територии заема по-голямата част от източния и по-малка част от южния дял на Търновското понижение.

Долноюрските седименти, които са представени предимно от пясъчници, имат добри колекторски свойства. Те също представляват интерес при търсене на въглеводороди. При опробването им в сондаж край град Севлиево е получен приток от газ и вода.

Долно-средноюрските седименти се характеризират с макроеднородност, която се изразява чрез присъствието на труднопроницаеми аргилити (лещи, прослойки с различна дебелина) сред проницаемите пясъчници.

Долно-средноюрските отложения, на базата на откритите нефтени и газови залежи в централна северна и северозападна България се обособяват като самостоятелен обект. В пределите на Търновското понижение дебелинта им в посока север-североизток от Южномизийския разлом рязко намалява. В тях те са с добри колекторски свойства, а наличието на екраниращи (труднопроницаеми) скали е предпоставка за засилен интерес по отношение на нефтогазоносната перспективност. Като пример в това отношение може да служи, зоната на съчленение на Южномизийската периплатформена област с Предбалкана, където е прокаран сондаж Р-1 Килифарево. Получения промишлен приток от сух въглеводороден газ (инт. 3672-3852 m), потвърждава направените по горе съждения.

В горноюрско-валанжинския комплекс в карбонатноалевролитовите и пясъчливи алевритови скали, съществуват условия за акумулиране на въглеводороди. При изпитания на сондажи, проведени в Севлиевска и Гостилишка площи, са установени натрупвания на газ, а в Търновска площ, в извадени ядки от валанжина в (инт. 2197-2700 m), са констатирани капки и петна от нефт.

Тектонски предпоставки

По данни от фондова литература в пределите на понижението са установени множество локални позитивни структури (Боков, Дончева, 1983).

В триаските наслаги са установени и съществуват реални условия за формиране на резервоари от масивен тип. Изграждащите ги карбонатни скали се характеризират с нееднородни физически свойства, което се обуславя от множество геоложки причини.

Въглеводородните проявления са привързани главно към гънковите структури от преходната ивица на Предбалкана или тези от най-северните отдели на Същинския Предбалкан. Приведените данни показват, че в района, перспективни за нефт и газ, могат да бъдат всички формации от триаса до апта включително. Необходимо условие за това са широкото разпространение на колекторските и екраниращите скали, съчетани с наличие на благоприятни структури, хидрогеоложки и геохимични условия. Като най-перспективни могат да се приемат отложенията на Среден Триас, Долна-Средна Юра и Долна Креда.

Въглеводородни прояви и акумулации

Природните газове в долно-среднотриаски седименти, проявени в района на Търновското понижение са главно водоразтворени. По данни от сондажите (P-1 Ресен, P-2 Ресен и P-2 Изворово) количеството на метана се променя в широки граници от 30 до 80%. В част от изследваните проби се наблюдава повишено съдържание на азот (до 20-45%) и въглероден диоксид (до 33.21%) (табл. 1).

Таблица 1

~		<u> </u>	`	`
1'inmap	UD 2222	o donuc	l_cnadu∩mni	ISCALL COULINGUMLI
Counas	па саза	6 000100	συσυποιτιρι	
			, ,	

Сондаж	CH ₄	N ₂	CO2
Р-1 Ресен	77.22	21.40	0.23
Р-10 Ресен	53.92	44.28	0.75
Р-2 Изворово	33.21	32.80	33.21

Газовете в долно-средноюрските седименти са със сравнително високо процентно съдържание на метан (Р-1 Козаревец и Р-1 Килифарево). Въглеродния двуокис се констатира в сондажите Р-1 Ресен, Р-1 Чапаево, Р-3 Писарево и е с повишено съдържание. Докато количеството на азота варира в различни процентни (4–70 %).

Свободен газ се проявява в P-1 Килифарево на дълбочина 3672 m, със съдържание на до 88.20% метан. Данни за състава на газа са представени в таблица 2.

Таблица 2.

Състав на газа	в допно	-спедноюпс	ки седименти
	0 0001110	- cpconolopc	

Сондаж	CH ₄	CO2	N ₂
Р-1 Ресен	48.52	45.61	4.09
Р-1 Чапаево	1.90	27.04	66.10
Р-3 Писрево	72.20	4.45	17.30
Р-1 Козаревец	83.60	1.70	9.70
Р-1 Килифарево	88.20	1.21	10.27

В сондажите Р-7 В. Търново и Р-12 В. Търново, освен газопроявления са установени и нефтени прояви в долнокредните седименти. Съдържанието на метан е ниско и се променя от 1 до 28% (табл. 3).

Нефтените прояви са установени в отложения с валанжинска възраст. В сондажите (Р-7 В. Търново и Р-12 В. Търново) нефта е лек, течен с жълтокафяв цвят, среща се и кафяв до тъмнокафяв с полутечна консистенция.

Таблица 3

Състав на газа в долнокредни седименти

Сондаж	CH ₄	C02	N ₂	H ₂ , Ar
Р-7 В.Търново	0.75	0.41	0.80	98.04
Р-12 В. Търново	28.00	1.11	62.21	0.09

Заключение

Направения анализ на част от предпоставките за нефтогазоносна перспективност на Търновското понижение показва, че основните стратиграфски единици, които представляват интерес за района са среднотриаските, долно-средноюрските и долнокредните седименти. Въглеводородните прояви и акумулации са привързани главно към гънкови структури от преходната ивица на Предбалкана или от най-северните отдели на Същинския Предбалкан. Западната част от Източния Предбалкан е относително слабо изучена, което е предпоставка за насочване на търсещо проучвателните дейности в аналогични стратиграфски комплекси.

Литература

Геоложки предпоставки за нефтогазоносността на Североизточна България (Боков, П., Хр. Чемберски). С., Техника.

Препоръчана за публикуване от Редакционен съвет

ДИГИТАЛЕН ВЕКТОРНО-СЕИЗМИЧЕН СЕНЗОР И БЕЗЖИЧНАТА СИСТЕМА FIREFLY

Володя Хлебников¹, Димитър Мерачев²

¹Студент от Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, стажант в "Овергаз Инк", 1407 София; onimusha@mail.bg ²Младши експерт в "Овергаз Инк", 1407 София

РЕЗЮМЕ. Макар, че идеята за много-компонентната сеизмика заляга от много години, средствата и качеството ограничават употребата й в стандартните изследвания. Новите постижения в технологиите като намаляване на размера на сензора и силициевите акселетометри са достъпни от повече от десет години, но само от скоро технологията позволява тези миниатюрни акселерометри да се произвеждат с производителност на смущенията съвместими с нужните за сеизмиката. Input/Output Inc усвояват тази технология в създаване на уникален микро-механичен дигитален акселерометър разработен главно за сеизмично изследователската индустрия. Новият векторносеизмичен дигитален сензор предоставя много предимства в сравнение с аналоговия геофон. Принципите на работа и спектралната характеристика на векторната сеизмика и сравняването на данни от обикновените 1С и 3С геофони ще бъде разгледана. Новата технология заедно със записващата апаратура също помагат да се подобрят разходите на много-компонентна информация използвайки векторно-сеизмична апаратура.

VECTORSEIS DIGITAL SENSOR AND CABELESS FIREFLY SYSTEM

Volodya Hlebnikov¹, Dimiter Merachev²

¹Student from the University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia, trainee in "Overgas Inc", 1407 Sofia; onimusha@mail.bg ² lunior output in "Overgas Inc", 1407 Sofia

²Junior expert in "Overgas Inc", 1407 Sofia

ABSTRACT. While the concept of multi-component seismic has been around for many years, cost and quality concerns have limited its use in conventional exploration. Recent technology advances, such as reduction in sensor size and Silicon accelerometers have been available for over a decade, yet only recently has technology allowed these miniature accelerometers to be manufactured with noise performance compatible with seismic requirements, Input/Output Inc have adopted this technology in the design of a unique micro-machined digital accelerometer specifically targeted at the seismic acquisition industry. The new VectorSeis digital sensor provides several advantages over analogue geophones. The working principals and spectral characteristics of VectorSeis and data comparisons with conventional 1C and 3C geophones will be presented. This new technology and associated recording equipment are also helping to improve the cost structure of multi-component data recording using VectorSeis equipment.

Въведение

В настоящият материал се представя нова технология с помощта на която сеизмично-проучвателния процес може драстично да се улесни. Като някои от основните ресурси необходими за провеждането му се намаляват, а именно: финансова част; необходимо време за изследване и работната ръка.

Идеята

В най-простата си форма понятието за пълнавълнова(многокомпонентна) сеизмика се появява в индустрията от няколко десетилетия. В последните няколко години сеизмичната записваща техника и методите за изследване се развиват достатъчно, за да може този вид сеизмика да бъде осъществим. Запознаването с многоканалните системи в края на 1990 г. позволил сигурен аспект на пълното-вълново изобразяване и когато тези системи били комбинирани с три-компонентен(3С) дигитален сензор първото пълновълново проучване става реалност.

Пълната-вълнова идея всъщност е много проста. Целта е да се запише отразената сеизмична информация с прецизност и в известен смисъл отраженията на движението на частиците под повърхността. С други думи придобиването, инструментите и операционните методи да бъдат колкото се може по-ясни, докато в същото време имаме вярно записване на целия сеизмичен сигнал, който земята може да осигури. Ако тази цел бъде постигната, тогава изследването, анализирането и интерпретацията няма да бъдат ограничени от придобиването на информация. Основната цел на пълната-вълнова сеизмика е да се съберат и интерпретират отражения с по-висока резолюция чрез по-бърз и удобен начин като същевременно имаме високо качество на информацията.

За постигането на ясно придобиване геофизиците се нуждаят от модерен хардуер (hardware) и добра стратегия по време на изследването.

Дигитален сеизмичен сензор

Сензорът има две принципни компоненти – микромеханичен силициев акселерометър с малка инертна маса, окачен на малки пружини и изработено по поръчка устройство – контролен чип с разнороден сигнал ASIC(Фиг.1).



Фиг. 1. Векторно-сеизмичен сензор

От сензорът излиза директен 24 bit сигнал, с помощта на който се избягва нуждата от A/D преобразователи в записващата система. Сензорът дава възможност за работа с много ниски честоти и до такива от порядъка на 500 Hz, което допринася за регистрацията на относително плитко залягащи хоризонти. В основата на векторната сеизмика заляга 3С придобиване на информация, като тя се записва на VRSR (VectorSeis Remote Seismic Recorder) платформа. Разработването на сензора започва в ранната 1986 г. с първи полеви тест на прототипа през 1998г. последван с интензивни лабораторни тестове. Значителен напредък бива постигнат при презаписването на Рап Сапаdian, Blackfoot чрез 3C3D изследване през 1999 г. разработено от Veritas DGC.

Придобиване

За стандартните Р-вълнови изследвания се използват стандартни геофони, които се използват от повече от 70 години. Те са относително евтини. здрави и надеждни. позволяващи гъвкави модели на разпределение. От друга страна, натуралния резонанс (например 10 Hz) ограничава записващата сигнална достоверност при по-ниски честоти. Геофоните трябва да бъдат добре нивелирани, докато операционните предимства при записването на многокомпонентната информация са значими. Те изискват по-малко свързване и по-малко кабели, за това теглото на екипировката се намалява драстично, следователно и цената на изследването намалява поради факта, че с помалко техника се борави по-бързо. Сензорите, също така не трябва да бъдат нивелирани.

Способността на сензора да работи на всякаква ориентация увеличава скоростта на сеизмичното проучване (Фиг. 2). Записващата система VRSR използва транскрипционен процес, който разделя различните компоненти на индивидуални части, което също намалява времето за изследване. Накрая се получават по-точни данни, с които може да се работи по-лесно. Записването на информация с високо качество при терени с труден релеф с бързи повишавания на хълмовете е сериозно предизвикателство пред изследователите. Един от районите, където труден терен и близки до повърхността условия предизвикват сеизмиката е в южен Wyoming. Теренът варира от равни участъци до дълбоки каньони и стръмни хълмове. Близките до повърхността условия обикновенно биват с трудна геология, ерозионноустойчиви пластове смесени с неспоени пясъчници и дребнист чакъл. Тази обстановка създава необикновено предизвикателство пред сеизмичното изследване.



Фиг. 2. Ориентации на сензора

Един от общо приетите съвременни 3D методи за регистриране на сеизмична информация е, че отразената енергия пристига под формата на повърхностна вълна във вертикална посока. Когато вълната се разпространява през сложни терени, близки до повърхността пластове със сложна геология Р-вълните се разпръсват и могат да достигнат до повърхността почти под всякакъв ъгъл. 3C дигитален сензор(векторна сеизмика) записва движението на почвата в три измерения, което спомага отразената енергия да пристигне вертикално. Традиционните единични аналогови геофони успяват да уловят само едно направление на движението, докато с многокомпонентните сензори можем да запишем пълната-вълнова енергия (Фиг. 3) и да установим ъгълът под който тя пристига, както и нейната амплитуда.



Фиг. 3. На фигурата е представен три-компонентен единичен сензор състоящ се от три идентични MEMS(micro-electro-mechanical system) акселерометрични чипа за високо честотно записване

В сложни терени това може да бъде от голяма полза. Полевият екип може да покрие стръмни терени, като сензорите могат да бъдат разположени по посока на наклона. Дигиталните сензори се справят с този проблем без загуба на обхвата си докато аналоговите геофони не могат. На десет градуса наклон аналоговите геофони губят около 50% и повече от тяхната производителност.

На следващата фигура (Фиг. 4.) е направено сравнение между получените данните от 6 разположени вертикални геофона и единичен векторно-сеизмичен сензор. Лесно може да се забележи, че качеството на данните на Фиг. 4(б) е по-високо. Профилите са от US Gulf Coast.



Фиг. 4(а). Сеизмичен профил получен чрез 6 вертикални геофона



Фиг. 4(б). Сеизмичен профил получен чрез единичен векторносеизмичен сензор

Безжична сеизмика

Един от разработените приемници на пълното-вълново придобиване е платформата FireFly (безжична система). Сърцето на FireFly е в FSU (Field Station Unit), което се състои от захранваща батерия, флаш (flash) памет, микропроцесор, както и от GPS (Global Positioning System) с множество комуникационни протоколи включително Bluetooth и VHF. Къса захранваща жичка свързва всяка FireFly кутия с векторно-сеизмичен приемник. Уредът е разработен и тестван от Input/Output Inc (I/O).

Този нов тип технология бива изпробвана в централната южна част на Wyoming от компанията British Petroleum (BP). Според много учени това може би не е найподходящото място за тестване на технологията, особено през мразовитата зима където температурите падат до под -29°С, но въпреки това полевите изследвания биват проведени. Там се намира гигантското газово находище Wamsutter, където BP планират да вложат \$2.2 милиарда. Находището се намира в район с изключително историческо значение, за това този методът е подходящ тъй като не вреди на околната среда.

Целта на изследването е да се добият качествени сеизмични данни за по-малко време, по-малък риск от нараняване на полевия екип и по-малко увреждане на почвата. Според I/О тежестта на кабелите и свързочната апаратура на едно сеизмично изследване може лесно да превиши 25 тона. Теглото, което директно допринася за разходите при транспортиране и мобилизиране на полевия екип може да бъде около 20% от разходите за едно "типично" сеизмично изследване в северна Америка. При създаването на FireFly идеята на компанията е била да премахне около 80% от теглото на стандартните системи.

"FireFly премахва кабелите. Премахва пресичащите се връзки. Премахва някои от компонентите на терена като аналоговия преобразувател. Също така премахва и някои от компонентите контролиращи захранването на кабелната система" – това споделя Marty Williams главен вицепрезидент на I/O за проекта FireFly (*New Technology Magazine*, 2007).

Безжична система. Познат като полеви стационарен уред или FSU е поставен в пластмасова жълта кутия с размери колкото малка кутия за обяд. Произведени са около 10000 уреда (2007), като всеки един е оборудван с компютър с операционна система Linux и параметри близки до тези на лаптоп, но без клавиатура и екран. Също така има и къса захранваща жичка свързваща кутията FireFly със записващия векторно-сеизмичен сензор. Сеизмичният сигнал измерен от векторно-сеизмичния приемник бива записан на флаш памет, намираща се в кутията FireFly (пример за флаш памет: това са малки по размер карти, чиято памет може да бъде изтрита. Същите карти се използват и при дигиталните камери).

Като изключим тази малка захранваща жичка между FireFly кутията и векторно-сеизмичния сензор, цялата останала система е безжична (това е разликата между FireFly и така наречените телеметрично базирани системи, които имат само някои радио базирани връзки и отдалечени компоненти за контрол, но силно зависещи от свързочни кабели).

При първият полеви опит на FireFly, ВР извлича трикомпонентни сеизмични данни от площ с 28 квадратни мили в района на находището Wamsutter. ЗС сензори като векторно-сеизмичния получават данните от едно вертикално и две хоризонтални измерения, като така илюстрират по-точна картина на вътрешността на земята, отколкото обикновеното триизмерно придобиване (3D).

ВР споделя, че въпреки, че за пръв път изпробват такава сложна система, като FireFly всичко е минало много добре. Не, че не са срещали проблеми, но те били очаквани имайки предвид, че системата се използва за пръв път и били лесно отстранени. По време на изследването биват записани около 7200 точки като няма нанесени щети на околната среда.

Понякога поради ограничения породени във връзка с околната среда, сигурността и други подобни, геофизиците съставящи плана за провеждането на изследване с екипировка базирана на кабели са принудените да направят компромиси за сметка на качеството на данните. I/O се надяват с помощта на безжичната система да позволи придобиване на възможно най-добрата пространствена и вертикална резолюция.

При провеждането на сеизмични изследвания в Wamsutter кабелите биха създали потенциален риск за операционния екип и заради това ВР ще бъдат принудени да направят компромиси, които ще намалят качеството, както на вертикалната, така и на пространствената резолюция. Изключително трудният терен, който е осеян със скалисти хълмове и стръмни дерета, би затруднил всеки и би било много рисковано да се работи, докато, ако се използва безжична система FireFly рискът е значително по-малък.

Благодарение на FireFly успешно се намалява риска от наранявания на полевия екип. Апаратурата е по-лека и за подготвянето за работа с нея се изискват минимални усилия, което спомага на екипа да се движи по-спокойно. Напълно подготвена и оборудвана раница, с която се пренася FireFly тежи около 25-27 килограма, като всяка раница съдържа 6 FireFly уреда, захранващи батерии и векторно-сеизмични приемници.

По време на полевата работа на ВР, раниците са били спуснати с хеликоптер на определени интервали по цялото трасе. След което екип тръгва по маршрута и трябвало да изкопае дупка, в която да разположи векторно-сеизмичния приемник, да поставят системата FireFly на земята и да се придвижат до следващата точка и повторят процедурата. Така напълно оборудваната раница губи от теглото си при всяка една точка. В момента на полагане на последната двойка от FireFly и векторно-сеизмичен приемник друга заредена раница е в готовност на земята като празната раница се оставя на земята и се взима другата (оборудвана), проверяват се координатите чрез GPS и се продължава. Докато при традиционните изследвания преди да се проведе сеизмичното проучване се изпраща екип, който трябва да обходи и маркира терена с помощта на колчета и флагчета, което оказва влияние на необходимото време за работа.

Полеви методи. Ето как FireFly наистина работи. Геофизици избират местоположението на източниците

(взривни) и приемниците, след което ги вкарват в навигационно/позиционна система, която после направлява полевия екип къде да разполага всеки FireFly уред. Всички уреди се разполагат на терена с помощта на GPS, чието отклонение е от порядъка на 1-2 метра. Позиционирането на източниците на сеизмични вълни става по същия начин.

След провеждането на сеизмичното изследване в Wamsutter някои от малките жълти кутии са били покрити от около метър и половина сняг. След като уредите и раниците се съберат те биват сортирани и наредени една до друга, като така се улеснява свалянето на записаната от тях информация, зареждането на батериите и ако е необходимо се инсталират нововъведения по софтуеър (software) като всичко това става докато уредите са в самите раници (Фиг. 5).



Фиг. 5. На фигурата са показани раниците, съдържащи системата FireFly и векторно-сеизмичните приемници

Безжичната връзката между векторно-сеизмичния приемник и FireFly е с помощта на Bluetooth – най-често използваната система за предаване на данни на къси разстояния(като безжични клавиатури, безжични слушалки и др.). Bluetooth устройствата работят безотказно по време на цялото изследване. Системата GPS дава точното местоположение на FireFly относно хоризонталните X и Y координати, а вертикалната координата Z бива измерена с помощта на система LIDAR работеща на принципа на радарите, но използва инфрачервен лазер вместо радио вълни. FireFly е проектиран да бъде поставян от двама души, докато при обикновените сеизмични проучвания стандартно се използват четири.

Захранващите батерии на FireFly са литиево-йонни (lithium-ion), същите батерии се използват при лаптопите. Те са били проектирани да бъдат в готовност за работа за период от около 30 дни. Но поради големите закъснения породени от неблагоприятни метеорологични условия геофизиците са предполагали, че батериите ще трябва да бъдат презаредени, но се оказало, че те не са се изчерпали въпреки, че някои приемници са престояли повече от два месеца на терена. За съжаление не може да се каже колко време бива спестено на ВР използвайки векторно-сеизмични методи, тъй като сеизмичното изследване все още е в процес на работа (2007 г.), както и не може да бъде сравнено с провеждане на стандартно сеизмично проучване, защото не е ясно то колко време ще отнеме.

Заключение

Въпреки, че технологията е нова и все още подлежи на различни тестове смятам, че едно подобно сеизмично изследване в района на България би било добра инвестиция.

Литература

EAGE 64th Conference & Exhibition. 2002. – Florence, Italy 27-30, May.
EAGE First Break. 2007. Vol. 25, June.
New Technology Magazine. 2007. April/May.

Препоръчана за публикуване от Редакционен съвет

ЧЕСТИТ ЮБИЛЕЙ! ПРАВДА ПЕШЕВА-САЧКОВА НАВЪРШИ 80 ГОДИНИ



Правда Николова Пешева-Сачкова е родена на 06.02. 1928 г. в София. През 1952 г. завършва Политехническия институт в Новочеркаск, специалност Геология и проучване на въглишни находища и постъпва като асистент в Минно-геоложкия институт на тогавашната Държавната политехника. От 1953 г. Минно-геоложкият институт е отделен като самостоятелно висше училище и Правда Пешева е преназначена в него. Освен по основната си дисциплина Геология и петрология на първоначално тя води занятия въглишата. пο дисциплините Петрография, Рудни полезни изкопаеми, Методи за търсене и проучване на полезни изкопаеми. През 1956 г. е повишена в старши асистент, а от 1966 г. е главен асистент. От 1956 г. до пенсионирането си през 1983 г. Правда Пешева води лекции, упражнения и курсов проект по Геология и петрология на въглищата за студентите от специалност Геология и проучване на полезните изкопаеми, упражнения по Полезни изкопаеми за специалностите Хидрогеология и инженерна геология, Техника и технология на сондирането, Геофизични методи на проучване, Разработка на полезните изкопаеми, Обогатяване на полезните изкопаеми и Маркшайдерство.

Като един от първите преподаватели в катедра Геология и проучване на полезните изкопаеми, Правда Пешева основава лабораториите по Рудни полезни изкопаеми и по Петрология на въглищата. Особено голям е приносът й за втората, в която тя поставя началото на набиране на образци и на микроскопски препарати от въглища, битумолити и вместващи скали, които и досега са основен фонд на лабораторията. До оттеглянето й през 1983 г. в шлифотеката на лабораторията са събрани над 6000 аншлшифа и над 500 дюншлифа от всички български находища и басейни. Голяма част от тях и понастоящем се използват за обучение на студентите. Правда Пешева винаги е съумявала да бъде не само университетски преподавател, но и блестящ педагог и това е в основата на авторитета, който винаги е имала сред студентите. Повече от 200 възпитаници от специалност *Геология и проучване на полезни изкопаеми* са изготвили и защитили своите дипломни работи под нейно ръководство. Успява да подготви и свой заместник в катедрата, който с нейна помощ прави първите си крачки като преподавател и учен.

Научната работа на Правда Пешева е насочена изцяло в областта на петрологията и геохимията на въглищата. От особено значение са работите й по петрографския състав на кафявите въглища и най-вече тези от Бобовдолския басейн, по петрографията и геохимията на свогенските антрацити, по изследване на внезапните газови изхвърляния в Балканския басейн и др. Дейността й по научно-изследователската тематика също е свързана с изучаване на органичното вещество на въглищата. Голяма част от научната работа на Правда Пешева е неразделно свързана с преподавателската и е посветена на подготовка и издаване на учебни помагала. До този момент в България са написани две ръководства по въглищна петрология и тя е автор на едното от тях -Ръководство за упражнения по петрография на въглищата (1966 г.). Автор е и на втория издаден у нас учебник по *Геология и петрология на въглишата*. Правда Пешева участва и в написването на учебници по полезни изкопаеми: Месторождения на полезните изкопаеми (1961 г.) в съавторство с Гр. Николаев и Минералогия, петрография и полезни изкопаеми - част II (1981 г.) в съавторство с Р. Рашков, В. Велчев и Гр. Николаев.

Цялостният принос на Правда Пешева като учен, преподавател и един от основателите на катедра *Геология и проучване на полезни изкопаеми* буди дълбоко уважение. Преподавателите и служителите от катедра ГППИ и целият академичен състав на Геологопроучвателен факултет от сърце и с пожелания за крепко здраве й честитят 80-годишния юбилей.

Катедра Геология и проучване на полезни изкопаеми