

ГОДИШНИК
НА
МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ
“СВ. ИВАН РИЛСКИ” – СОФИЯ

Том **56**
Свитък I: Геология и геофизика

ANNUAL
OF
UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY
“ST. IVAN RILSKI” – SOFIA

Volume **56**
Part I: Geology and Geophysics



Издателска къща “Св. Иван Рилски”
Publishing House “St. Ivan Rilski”
София, 2013
Sofia, 2013

ISSN 1312-1820

РЕДАКЦИОННА КОЛЕГИЯ

доц. д-р Павел Павлов – главен редактор
доц. д-р Диана Дечева – зам. главен редактор
доц. д-р Руслан И. Костов – председател на редакционен съвет
проф. д-р Венцислав Иванов – председател на редакционен съвет
доц. д-р Вяра Пожидаева – председател на редакционен съвет
доц. д-р Десислава Костова – председател на редакционен съвет
Александрина Пачалова – секретар

РЕДАКЦИОНЕН СЪВЕТ на Свитък I: Геология и геофизика

доц. д-р Руслан И. Костов – председател
проф. д-р Димитър Синьовски
проф. д-р Ради Радичев
проф. д-р Страшимир Страшимиров
доц. д-р Николай Стоянов

СЪДЪРЖАНИЕ

Раздел 1 – Геология, минералогия и полезни изкопаеми

Айданлийски, Г. Литофациална характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. IV. Алевроитно- и пелитнодоминирани литофациеси	7
Айданлийски, Г. Литофациална характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. V. Специфични литофациеси	13
Балканска, Е., Я. Герджиков, С. Георгиев, Д. Вангелов. Гънкови структури от разбомни зони: пример от лежащия блок на Ботеввръшкия навлак, Централни Балканиди	19
Сеферинов, С. Биостратиграфия на палеоценската и еоценската серия в Ломската депресия по планктонни фораминифери	25
Сеферинов, С. Индексни таксони планктонни фораминифери от палеоценската и еоценската серия в Ломската депресия	31
Петров, Д., С. Страшимиров, С. Стойков, М. Каракушева. Нови данни за минералния състав на орудяването в участък “Западен” на златно-медното находище Челопеч	39
Герджиков, Я., А. Лазарова, А. Кунов, Д. Вангелов. Високометаморфните комплекси в България	47
Ремизов, Д. Н. Петрологични изследвания в Полярния Урал (Русия) като сертификат за проучване на рудни находища	53
Банушев, Б. Нови данни за магматизма в района на Ришкия проход, Източна Стара планина	58
Кортенски, Й., Н. Христов, А. Здравков, Н. Сечкаръев, Д. Мерачев. Геохимична характеристика на въглищни пластове от Добружанския басейн, България, във връзка с тяхната подземна газификация	65
Йорданов, Й. М. Възникване на аномално високо порово налягане (АВПН) от метаморфизма на органичното вещество (ОВ) в скалите. Оценъчни модели	71
Занева-Добранова, Е., В. Балинов, М. Дончева. Перспективни геоложки формации за съхраняване на въглероден диоксид в Маришкия басейн (Горнотракийска депресия – Южна България)	80
Палакарчева, Г., М. Стефанова. Генерационен потенциал на скалите от българската част на Тракийския басейн	86
Владиминова, М. Газохидратни образувания и възможни залежи в българската акватория на Черно море	93
Синьовски, Д. Обекти с потенциално висока научна стойност в геопарк “Белоградчишки скали”	98
Синьовски, Д. Обекти с културна и историческа стойност в геопарк “Белоградчишки скали”	104
Желев, В., Б. Вълчев. Геоложки феномени в лайона на резервата “Ропотамо”, Бургаска област	109
Вълчев, Б., Д. Съчков, К. Кършева. Геоложки феномени в Базовския дял на Врачанска планина	119
Янкова, К., Г. Нехризов, С. Приставова, Ц. Станимирова. Минералого-петрографски изследвания на антични керамични артефакти от археологическия обект “Глухите камъни”, Източни Родопи	128

Раздел 2 – Геофизика, хидрогеология и инженерна геология, сондиране и добив на нефт и газ

Димовски, С., Н. Стоянов, А. Кисьов, М. Янкова. Приложение на електротомографията за картиране на суфозионни зони	135
Радичев, Р., Е. Михайлов, Н. Кирилов. Методика на наблюденията при профилни гравиметрични снимки по линии от държавната нивелация на Република България	141
Радичев, Р., Е. Михайлов, А. Кисьов. Гравиметрични поправки и фактори влияещи на високоточните измервания на силата на тежестта	145
Рангелов, Б., Р. Радичев, С. Димовски, И. Паскалева, Х. Цанков, А. Кисьов, М. Янкова, Т. Илиев, М. Василева. Комплексни геофизични изследвания – основа за построяването на геодинамичен модел и изграждане на система за сеизмичен мониторинг в района на град Перник – проект СИМОРА	150
Цанков, Х., И. Папратилов. Оптимизиране на модели съставени от краен брой триизмерни призматични тела	157
Борисова, Д., Х. Николов, Б. Банушев, Д. Петков. Оценка на промяната на водните площи по данни от дистанционни изследвания за неработещите рудници Медет и Кремиковци	163
Стоянов, Н. Т. Математически моделни изследвания за оразмеряване на циркулационна сондажна система за добив на геотермална енергия	167
Стоянов, Н. Т. Определяне на миграционните параметри с отчитане на регионалната хидродисперсия при импулсен източник	173
Кулев, Р. Обзор на технологиите и техническите средства за повеждане на ликвидационни работи в нефтени и газови сондажи	179
Кулев, Р. Оптимизиране на технологията за поставяне на циментови мостове по метода на заместването при ликвидация на газови сондажи	183
Харизанов, М., М. М. Бояджиев. Моделиране на газодинамични процеси в полиетиленови тръби чрез Computational Fluid Dynamics (CFD), модул в ANSYS	187

CONTENTS

Part 1 – Geology, Mineralogy and Mineral Deposits

Ajdanlijsky, G. Lithofacial characteristic of the Petrohan Terrigenous Group in part of Western Stara Planina mountain. IV. Silt- and pelitic-dominated lithofacies	7
Ajdanlijsky, G. Lithofacial characteristic of the Petrohan Terrigenous Group in part of Western Stara Planina mountain. V. Specific lithofacies	13
Balkanska, E., Ia. Gerdjikov, S. Georgiev, D. Vangelov. Fold structures within fault zones: case study from the footwall of Botev Vrah thrust, Central Balkanides	19
Seferinov, S. Paleocene and Eocene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Lom depression	25
Seferinov, S. Paleocene and Eocene index taxa of planktonic foraminifera from the Lom depression	31
Petrov, D., S. Strashimirov, S. Stoykov, M. Karakusheva. New data for the mineral composition of ores in the Western sector of the gold-copper deposit Chelopech	39
Gerdjikov, Ia., A. Lazarova, A. Kounov, D. Vangelov. High-grade metamorphic complexes in Bulgaria	47
Remizov, D. N. Petrological investigations in the Polar Urals (Russia) as certificate of prospects of ore deposits	53
Banushev, B. New data about the magmatism in the region of Rish pass area, Eastern Balkan mountain	58
Kortenski, J., N. Hristov, Alexander Zdravkov, N. Sechkaryov, D. Merachev. Geochemical properties of coal seams from Dobrudja basin, Bulgaria, in relation to their underground gasification	65
Jordanov, J. M. Origin of anomalous porous overpressure (APO) during the metamorphism of organic matter (OM) in rocks. Estimation models	71
Zaneva-Dobranova, E., V. Balinov, M. Doncheva. Perspective geological formations for storage of carbon dioxide in Maritsa basin (Upper Thracian depression, Southern Bulgaria)	80
Palakarcheva, G., M. Stefanova. Source rocks hydrocarbon potential of the Bulgarian part of Thrace basin	86
Vladimirova, M. Gas hydrates formations and possible deposits in the Bulgarian territorial offshore of the Black Sea	93
Sinnyovsky, D. Geosites of potentially high scientific value in geopark “Belogradchik Rocks”	98
Sinnyovsky, D. Geosites of cultural and historic value in geopark “Belogradchik Rocks”	104
Jelev, V., B. Valchev. Geological phenomena in “Ropotamo” reserve area, Bourgas district	109
Valchev, B., D. Sachkov, K. Karsheva. Geological phenomena in the Bazovski part of Vratsa mountain	119
Yankova, K., G. Nekhrizov, S. Pristavova, Ts. Stanimirova. Mineralogical and petrographical study of antique pottery artifacts from the “Gluhite Kamuni” archaeological site, Eastern Rhodopes	128

Part 2 – Geophysics, Hydrogeology and Engineering Geology, Drilling and Oil and Gas Production

Dimovski, S., N. Stoyanov, A. Kisiov, M. Yankova. Application of electrotomography for mapping of suffosion zones	135
Radichev, R., E. Mihailov, N. Kirilov. Methods for profile gravimetric measurements along the lines of National leveling network	141
Radichev, R., E. Mihailov, A. Kisiov. Gravimetric corrections and factors influencing the high precision gravimetric measurements	145
Ranguelov, R., R. Radichev, S. Dimovsky, I. Paskaleva, Ch. Tzankov, A. Kisiov, M. Yankova, T. Iliev, M. Vassileva. Complex geophysical investigations – basis to the geodynamic model and seismic monitoring system in Pernik region – project SIMORA	150
Tzankov, Ch., I. Papratilov. Program for solving the inverse gravity problem by optimizing models from a finite number of prisms	157
Borisova, D., H. Nikolov, B. Banushev, D. Petkov. Estimation of water area increase by remotely sensed data in non-operating open pit mines Medet and Kremikovtsi	163
Stoyanov, N. T. Mathematical modeling studies for design of a circulation well system for extraction of geothermal energy	167
Stoyanov, N. T. Estimation of mass transport parameters taking into account the regional hydro-dispersion in case of an impulse input of tracer	173
Kulev, R. Oil and gas wells abandoning equipment and technology	179
Kulev, R. Gas well cement plug placement optimization using balanced cementing method	183
Harizanov, M., M. M. Boyajiev. Modeling of processes in gas dynamic in polyethylene pipeline by specialized software Computational Fluid Dynamics (CDF), module in ANSYS	187

ЛИТОФАЦИАЛНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА ПЕТРОХАНСКАТА ТЕРИГЕННА ГРУПА В ЧАСТ ОТ ЗАПАДНА СТАРА ПЛАНИНА. IV. АЛЕВРИТНО- И ПЕЛИТНОДОМИНИРАНИ ЛИТОФАЦИЕСИ

Георги Айданлийски

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

РЕЗЮМЕ. Настоящата статия, като част от серия от публикации дискутиращи литофациалната характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина, представя групата на алевритно- и пелитнодоминираните алувиални литофацисии. Литофацисии F1, Fg и Fm са представени от хипоскали, финослоести до масивни, с алувиален произход. Представяват предимно лошо сортирани хипоскали – глинесто-алевритови пясъчници, глинесто-песъчливи алевролити и песъчливо-алевритови аргилити. В случаите, когато не се наблюдава ясна слоестост, тези скали се отбелязват като литофацис Fm. Когато в тях се наблюдава развитие на асиметрични и/или симетрични фини вълнообразни (ондулационни) ребра или серии от възходящи ребра от κ (капа)- и λ (лямбда)-тип коса слоестост, скалите се обозначават като литофацис Fg. За нискоъгълно косослоестите скали от литофацис F1 е характерно повишено присъствие на слюда. Седиментите от този литофацис са типични за разливна равнина или за откъснати (изолирани) от действащото русло канали, където по време на или след значими руслови разливи се седиментира предимно суспензиран материал. Асиметричните ребра от литофацис Fg указват последвала преработка на утайките от еднопосочни потоци от ниско енергетичния долен потоков режим, докато симетричните се развиват във временни плитни застойни водоеми. Литофацис Fsc е представен от алувиални алевролити и аргилити, за които е характерна хоризонталнослоеста, лентуларна или, при увеличаване на глинестата фракция, масивна текстура. Отложенията на този литофацис са образувани от суспензиран финозърнест материал, привнесен при значими наводнения в спокойна (застойна) водна среда, предимно в разливната равнина (заливната тераса) или в откъснати от действащото русло алувиални канали.

LITHOFACIAL CHARACTERISTIC OF THE PETROHAN TERRIGENOUS GROUP IN PART OF WESTERN STARA PLANINA MOUNTAIN. IV. SILT- AND PELITIC-DOMINATED LITHOFACIES

George Ajdanlijsky

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

ABSTRACT. The presented paper, as part of set of publications that discuss the lithofacial characteristic of the Petrochan Terrigenous Group in part of Western Stara Planina Mountain, is directed to the group of the silt- and pelitic- dominated fluvial lithofacies. Lithofacies F1, Fg and Fm are presented by hypo-rocks, fine laminated to massive, with fluvial origin. They are mainly poorly sorted hypo-rocks – clayey-silty sandstones, clayey-sandy siltstones and sandy-silty shales. In cases, when clear lamination is not recognized, they are defined as lithofacies Fm. When asymmetric and/or symmetric fine wavy (undulated) single ripple sets or climbing ripple co-sets of κ (kappa)- and λ (lambda)-type cross lamination development is observed, the rocks are defined as lithofacies Fg. For the low-angle cross-bedded rocks of lithofacies F1 the increased content of mica is common. The sediments of this lithofacies are typical for the flooding plain or detached (isolated) from the active mainstream channels, wherein during or after significant flooding events mostly suspended materials are deposited. The asymmetrical ripples of lithofacies Fg indicate subsequent processing of the sediments from unidirectional flows of low-energy lower stream mode, while the symmetrical ones are developed in temporary shallow stagnant ponds. Lithofacies Fsc is presented by fluvial siltstones and shales for which horizontally laminated, lenticular or, in case of increasing of the pelitic fraction, massive structure is typical. The sediments of this lithofacies are formed by suspended fine-grained material brought during major flooding events in quite (congestive) aquatic, mostly overbank (flood plain) or detached from the active mainstream fluvial channels.

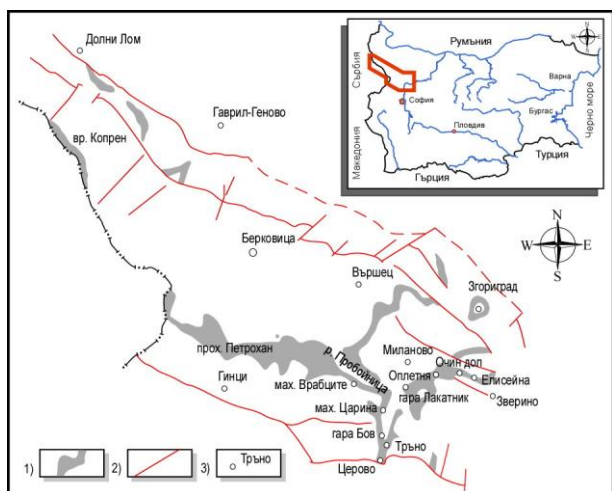
Въведение

Присъствието на алевритно- и пелитнодоминирани литофацисии в разрезите на Петроханската теригенна група (Тронков, 1981) в обхвата на Берковската единица, Западна Стара планина (фиг. 1), е сравнително по-ограничено като площно разпространение и честота на проява и съхранение спрямо това на псамитнодоминираните. Причина за това са както спецификата на условията и процесите на тяхното формиране и факторите влияещи на тяхното съхранение в геоложкия разрез, така също и особеностите на

физикогеографската среда и позицията на изучаваната област в конкретния седиментен басейн по време на раннотриаската епоха.

При изучаването на Петроханската теригенна група в изследвания район са дефинирани общо четири алевритно- и пелитнодоминирани литофацисии. Подобно на останалите по-грубозърнести литофацисии, установени в обема на тази единица в изследвания район (Айданлийски, 2010а; 2012а, б), обозначаването и на специфичните такива е съобразно принципите, заложили в предложената от

Miall (1977) номенклатура. Видът на контакта на слоевете с долната повърхнина и типът слоестост са описани съгласно класификационната номенклатура на Allen (1963). Степента на сортираност е описана с помощта на петстепенна скала (Bogs, 1995).



Фиг. 1. Карта на разпространение на Петроханската теригенна група (ПТГ) в изследвания район: (1) – разкрития на ПТГ; (2) – разлом; (3) – населено място (по Айданлийски, 2010а)

Приложената при изследването стратиграфска схема е съгласно Айданлийски (2010б) и съдържаща три мезоцикъла, вторият от които поделен на два (МС-1/1 и МС-1/2), а третият на три, съответно МС-2/1, МС-2/2 и МС-2/3, субмезоцикъла.

Описание на литофациесите

Отложенията, включени в тази група представляват алевролити, аргилити и хипоскали в които доминира алевролитната и/или пелитната компонента.

Литофациеси F1, Fg и Fm – хипоскали, финослоести до масивни, алувиални

Описание

Към тази група литофациеси (F1, Fg и Fm) се причисляват хоризонталнослоестите, дребномабно косослоестите и масивните, предимно лошо сортирани хипоскали – глинесто-алевритови пясъчници, глинесто-песъчливи алевролити и песъчливо-алевритови аргилити. Тъмночервените и керемиденочервени окраски преобладават. В случаите, когато не се наблюдава ясна слоестост, тези скали се отбелязват като литофациес Fm (фиг. 2в). Когато в тях се наблюдава развитие на асиметрични и/или симетрични фини вълнообразни (ондулационни) ребра или серии от възходящи ребра от κ(капа)- и λ(лямбда)-тип косослоестост, скалите се обозначават като литофациес Fg. Така дефиниран литофациес Fg се отличава напълно от този в класификационната номенклатура на Miall (1978) и се приема за разновидност на F1. За нискоъгълно косослоестите скали от литофациес F1 е характерно повишено присъствие на слюда. Понякога то превишава 10-15%, при което слюдата напълно покрива слоевите повърхнини и

предизвиква характерна фина слоестост (фиг. 2б). В някои случаи, върху слоевите повърхнини има единични екстракласти с едрина до сантиметър. Биотурбациите и следите от корени са рядкост. В горнището на телата от литофациес Fm често се наблюдават пукнатини на изсъхване. В отложенията на този литофациес могат да се развият калкрети и други палеопочвени белези.

Формата на телата е разнообразна – лещовидна, клиновидна до пластовидна (покровна) (фиг. 2а, г). Дебелината и латералното разпространение на тези отложения силно варират. Най-често дебелината им е в границите на няколко дециметра и рядко надвишава 1 м. Долната граница без изключение е рязка литоложка или постепенен преход и следва морфологията на покритите от литофациеса тела, докато горната най-често е ерозионна. Наблюдават се постепенни преходи в седиментите на литофациес Fsc. Латералната издържаност на телата е в диапазона на няколко десетки метра, но на места те се проследяват до над 100 м (фиг. 2г).

Интерпретация

Седиментите от литофациес F1 са характерни за разливна равнина или за откъснати (изолирани) от действащото русло канали, където по време на или след значими руслови разливи се седиментира предимно суспензиран материал (Miall, 1978). Образуват се при ниска интензивност на долния потоков режим и плитки до много плитки условия. Транспортът на материалите се извършва по време на максимума на разливния цикъл, в които водната маса от активните потокови канали преминава в разливната равнина. Бързото спадане на транспортната сила води до образуване на лошо сортирани, понякога гравий-съдържащи хипоскали с масивна текстура (литофациес Fm). Спадането на енергията на потока води и до отлагането на суспензияния материал, предизвикващ развитието и на градационна слоестост.

Асиметричните ребра от литофациес Fg указват последвала преработка на утайките от едностранни потоци от ниско енергетичния долен потоков режим, докато симетричните се развиват във временни плитки застоини водоеми.

Прояви на синседиментационни деформации в тънкослоестите разновидности се приема за указание за бързо обезводняване на отложените седименти. Пукнатините на изсъхване, характерни за литофациес Fm, маркират етапите на осушаване на седиментите.

Литофациес Fsc – алевролити и аргилити, алувиални

Описание

Тъмночервени, алевритово-глинести скали определят облика на литофациес Fsc. Единиците показват хоризонталнослоеста, лентикларна или, при увеличаване на глинестата фракция, масивна текстура. Често по слоевите повърхнини има отложена слюда. Понякога се наблюдават единични прахести карбонатни петна и прослойки, както и пукнатини на изсъхване. Дебелината на единиците е от няколко сантиметра до дециметър, рядко надвишава 50 см.

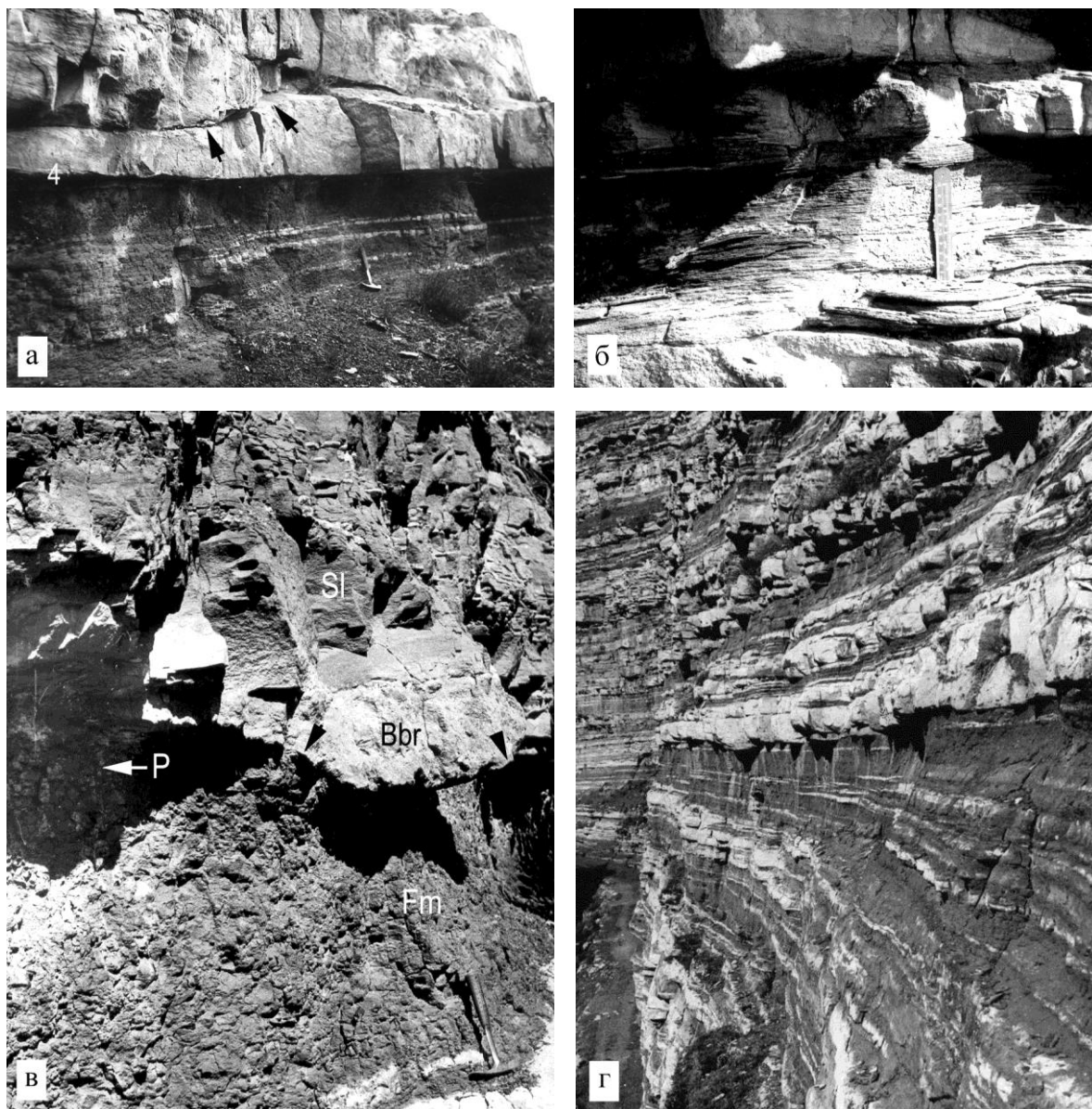
Развити са под формата предимно на драперии покриващи, литофациес F1, и по-рядко като лещи или неиздържани пластове. Латерално телата могат да се проследят до няколко метра, по-рядко до десетки метри. Долната граница на литофациеса е рязка, но се наблюдават и постепенни преходи от литофациес F1. Горната граница на единиците без изключение е ерозионна.

Интерпретация

Слоестите и масивни глинесто-алевролитови отложения на литофациес Fsc са отложени от суспензиран финозърнест материал, привнесен при значими наводнения в спо-

койна (застойна) водна среда, предимно в разливната равнина (заливната тераса) или в откъснати от действащото русло алувиални канали (Miall, 1978).

Масивните и финослоести разновидности се отнасят към отложенията, образувани в лошо дренирани, заблатени участъци от разливната равнина. Тяхното образуване и запазване изисква съществуването на устойчиви прируслови валове (Allen, 1974; McLean, Jerzykiewicz, 1978; Miall, 1978). Пукнатините на изсъхване са резултат от субаерална експозиция.



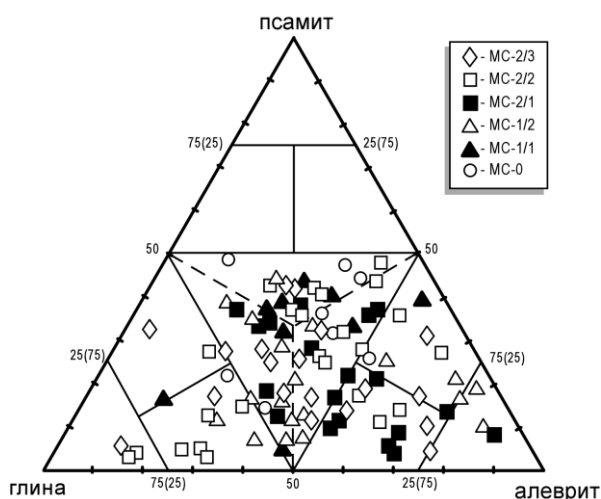
Фиг. 2. Литофациеси F1 и Fm: (а) – извънруслов (заливнотерасов) комплекс от горната част на алувиален цикъл, изграден от грубослоест литофациес F1 с лещи от S1 и Sm, преминаващ нагоре в литофациес Fm. В горната част на снимката е представена долната част на руслов комплекс с добре изразена треторангова (черни стрелки) ерозионна ограничителна повърхност (MC-2/1); (б) – фина слоестост в литофациес F1, обусловена от силно набогатяване на слоевите повърхнини със слюда (MC-2/2); (в) – литофациес Fm, преминаващ нагоре в калкритен хоризонт (литофациес P); отгоре разливните отложения са ограничени от петорангова ерозионна повърхност (черни стрелки), покрита от остатъчни отложения от литофациес Bbr, над които са развити крайруслови отложения от литофациеси S1 и P (MC-2/3); (г) – издържана по площ алтернация на литофациеси Fm и Sm, проследявани от покрововидни тела от литофациеси S1, Sh и по-рядко от литофациеси Sr и Str (долна част на разрез Церово). Литофациеси Str, Sr, S1 и Sm – виж Айданлийски (2012a)

Особености на вещественния състав на литофациесите

От представените в изучените разрези на Петроханската теригенна група алевритно- и пелитнодоминирани литофациеси по-подробно по стратиграфски нива е изучен вещественният състав на литофациеси FI и Fsc.

За мезоцикъл MC-0 е характерно преобладаване на хипоразновидностите (литофациес FI), сред които преобладават обогатените на алевритна и псамитна компонента разновидности (фиг. 3). Само в два случая, проби от източната част на района, те попадат в групата на алевритовите аргилити. Преобладават много слабо до слабо сортираните разновидности с тенденция за асиметрия към фините фракции.

Сред пробите от мезоцикъл MC-1, предимно тези от горната му част (субмезоцикъл MC-1/2), нараства относителният дял на алевролитите и аргилитите – предимно пясъчливи алевролити и алевритови аргилити. Количеството на псамитната компонента в хипоразновидностите е най-голямо в пробите от долната част на мезоцикъла (субмезоцикъл MC-1/1) в западната половина на изследвания район. Степента на сортираност на скалите, главно на алевролитите и аргилитите, слабо нараства към горната част на мезоцикъла.



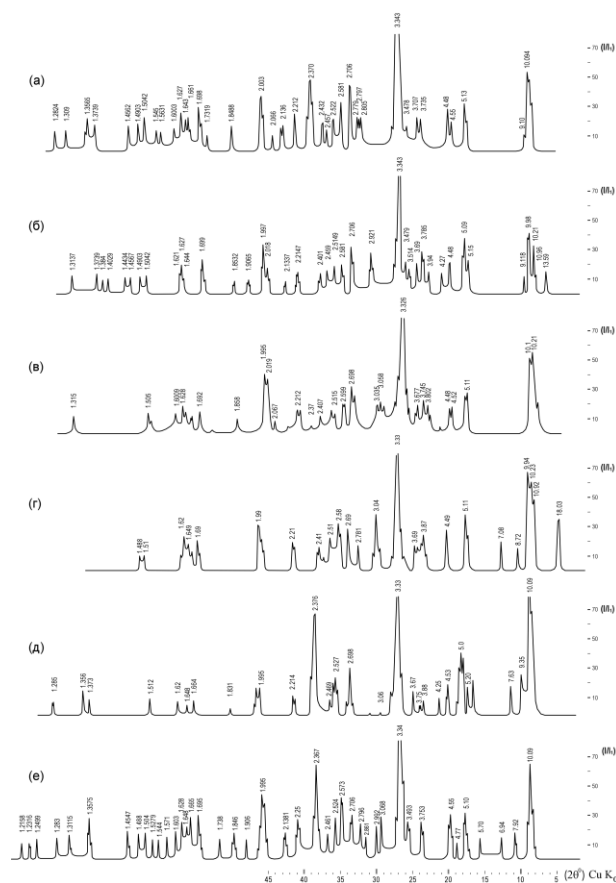
Фиг. 3. Зърнометрична характеристика на литофациеси FI и Fsc от отделените мезо- и субмезоцикли в Петроханската теригенна група от изследвания район (по класификационната номенклатура на Picard, 1971)

В най-горния мезоцикъл на Петроханската теригенна група (MC-2) литофациес FI и Fsc показват средна до ниска степен на сортираност. Въпреки това, в средната и горна части на този мезоцикъл са установени "чисти" аргилити (фиг. 3). В допълнение на това може да се отбележи и нарасналото присъствие на пясъчливи и алевритови аргилити в субмезоцикли MC-2/2 и MC-2/3.

По отношение на минералният състав на пелитната фракция, в алевритно- и пелитнодоминираните литофациеси преобладават илит (хидрослюди) и кварц. В подчинено количество присъстват още железooкисни минерали, каолинитът и монтморилонитът. Илитът присъства във всички проби. Освен от ясната линия в областта на 10 Å (интензи-

тет 55-70, по-рядко 40-45) на дифрактограмите (фиг. 4), той се документира и от ендопикове в интервала на 80-100°, 560-620° и 880-930° С и по-рядко 785-810° С на термограмите (фиг. 5а, б, в, г). Представени са основно политипи 1М и 2М₁. Политип 1М има по-широко разпространение Той участва в почти всички изследвани проби. Индикативни за неговото наличие са рефлексите с d-стойности 3.66 Å, 3.07 Å и 2.69 Å (фиг. 4в). В част от проби от субмезоцикли MC-1/1, MC-2/1 и MC-2/2, заедно с политип 1М присъства и политип 2М₁. Наличието му се документира от рефлексите с d-стойности 3.86-3.88 Å, 3.73-3.75 Å и 3.49 Å (фиг. 4г-е).

Наред с илита, почти повсеместно присъствие в пробите показват и железooкисните минерали, представени предимно от хематит и гьотит, на които вероятно се дължи червеното оцветяване на скалите. Макар и слабо, на термограмите от почти всички изучени проби личат едноекфети в интервала на 355-390° С, свързан с дехидратация на гьотита, и в областта на 660-690° С, в резултат от прехода на гьотита и хематита в γFe₂O₃ (фиг. 5в-к). На дифрактограмите хематитът се документира най-вече от рефлексите с d-стойности 2.51 Å и 1.69 Å (интензитет 25-35), тъй като основният му рефлекс със стойност 2.69 Å съвпада с този на илита (фиг. 4в, г).



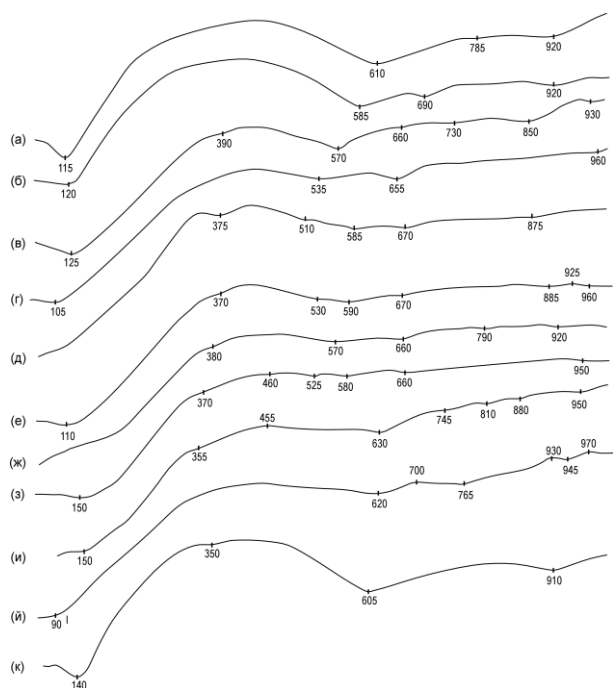
Фиг. 4. Дифрактограми на пелитната фракция от литофациеси FI и Fsc: (а) разрез Меляне, MC-0; (б) разрез Згориград, MC-1/1; (в) разрез Сфражен, MC-2/3; (г) разрез Сфражен, MC-2/3; (д) разрез Червен камък, MC-1/1; (е) разрез Врабците, MC-2/1

Каолинитът участва в пелитната фракция на пробите от субмезоцикли MC-1/1 и MC-2/1 и най-вече в тези от района на Врачанска Стара планина и южния склон на долината на р. Пробойница, а в MC-2/1 към тези площи се добавя и

северната половина от изучаваната част на Искърския пролом. На дифрактограмите отчетливо се регистрира по линия в областта на 7.1-7.8 Å и интензитет 20-25 (фиг. 4г-е), а на термограмите по ендоефект в интервала на 590-620° С, свързан с отделяне на водата, свързана с хидроксилните групи, и по-слаб екзоефект в интервала на 925-930°С, следствие от прекристализация на веществото (фиг. 5е, й).

Иванов (1974) смята, че положението на максимума на ендотермичния пик на каолина е указание за размера на частиците - колкото са по-едри частиците каолинит, толкова е по-висока температурата на ендоефекта. Ако възприемем подобна връзка между термичните свойства и размера на частиците, следва да се направи извода, че в изследваните проби преобладава дребнозърнестата разновидност на каолинита.

Рентгенографската и термична картини на някои от пробите позволяват да се допусне и присъствието на хлорит и монтморилонит. Докато последният се документира както на дифрактограмите от ясен рефлекс в областта на 18Å (интензитет 30-35) (фиг. 4г), така и на термограмите с отчетлив ендоефект около 12-150°С и относително слаби ендоефекти в областта на 660°, 730-745° и 850-950°С (фиг. 5в, и). За присъствие на хлорит подсказва само установената в дифрактограмите на отделни проби линия 13.5-14Å (фиг. 4 б).



Фиг. 5. Термограми на пелитната фракция от литофациеси F1 и F5c: а) разрез Меляне, MS-0; б) разрез Копрен, MS-2/2; в) разрез Червена кукла, MS-2/3; г) разрез Оплетня, MS-2/2; д) разрез Лиса могила, MS-1/2; е) разрез Врабците, MS-2/1; ж) разрез Губислав, MS-0; з) разрез Меляне, MS-2/1; и) разрез Сфражен-IV, MS-2/3; й) разрез Червен камък, MS-1/1; к) разрез Сфражен-IV, MS-2/3

Стратиграфското разпространение на монтморилонита и хлорита е твърде неясно. Въпреки това, може да се отбележи, че хлоритът се среща твърде рядко в проби от мезо-

цикъл MS-2, а монтморилонитът има най-широко разпространение в MS-1/2 и MS-2/3 от източната част на изследваната площ.

Заклучение

Макар и видово не толкова разнообразни, по своята характеристика, веществен състав и степен на развитие и запазеност отделените в разрезите на Петроханската теригенна група в обхвата на Берковската единица, Западна Стара планина, алевритно- и пелитнодоминираните литофациеси са твърде полезни при стратиграфския и палеогеографски анализ на изучената единица, в това число обема, характера и темповете на изменение на наличното акомодационно пространство. В част от разрезите те се индират от интраформационни остатъчни отложения, докато в други формират значими по дебелина серии. Ограничената им разкритост поради ниската им ерозионна резистентност, от друга страна, затруднява документирането на тяхното площно разпространение и ограничава възможностите за по-детайлно изучаване на морфологията на отделните тела, както и взаимоотношенията им с останалите литофациални единици в разрезите, които са част от архитектурно-елементния анализ.

Интерес представлява и изучаването на връзките между изменението на минералния им състав по площ и в разрез и това на детритните фелдшпати и тежката минерална фракция в псефитно- и псамитнодоминираните литофациеси, което би дало важна информация за процесите на денудация и палеотранспорт изучаваната област по време на раннотриаската епоха.

Литература

- Айданлийски, Г. 2010а. Литофациална характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. I. Псефитнодоминирани литофациеси. – Год. МГУ "Св. Иван Рилски", 53, Св. I, Геол. и геоф., 13-16.
- Айданлийски, Г. 2010б. Циклостратиграфска подялба на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. – Год. МГУ "Св. Иван Рилски", 53, Св. I, Геол. и геоф., 19-26.
- Айданлийски, Г. 2012а. Литофациална характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. II. Псамитнодоминирани алувиални литофациеси. – Год. МГУ "Св. Иван Рилски", 55, Св. I, Геол. и геоф., 5-10.
- Айданлийски, Г. 2012б. Литофациална характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. III. Псамитнодоминирани еолични литофациеси. – Год. МГУ "Св. Иван Рилски", 55, Св. I, Геол. и геоф., 11-15.
- Иванов, И. 1974. Термически анализ минералов и горных пород. Л., Недра, 399 с.
- Тронков, Д. 1981. Стратиграфия триасовой системы в части Западного Средногорья (Западная Болгария). – *Geologica Balc.*, 11, 1, 3-20.
- Allen, J. R. L. 1963. The classification of cross stratified units. With notes on their origin. – *Sedimentology*, 2, 93-114.

- Allen, J. R. L. 1974. Sedimentology of the Old Red Sandstone (Siluro-Devonian) in the Cleve Hills area, Shropshire, England. – *Sediment. Geol.*, 12, 73-167.
- Bogs, S., Jr. 1995. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy. Sec. Ed.*, Prentice Hall, N. J., 774 p.
- McLean, J. R., T. Jerzykiewicz. 1978. Cyclicality, tectonics and coal, some aspects of fluvial sedimentology in the Brazeau-Paskapoo Formation, Coal Valley area, Alberta, Canada. – In: *Fluvial Sedimentology (Ed. Miall A. D.)*, *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 5*, 441-468.
- Miall, A. D. 1977. A review of the braided river depositional environment. – *Earth Sci. Revs.*, 13, 1-62.
- Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. – In: *Fluvial Sedimentology (Ed. Miall A. D.)*, *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir 5*, 597-604.
- Picard, M. D. 1971. Classification of fine-grained sedimentary rocks. – *J. Sed. Petrol.*, 41, 1, 179-195.

ЛИТОФАЦИАЛНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА ПЕТРОХАНСКАТА ТЕРИГЕННА ГРУПА В ЧАСТ ОТ ЗАПАДНА СТАРА ПЛАНИНА. V. СПЕЦИФИЧНИ ЛИТОФАЦИЕСИ

Георги Айданлийски

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

РЕЗЮМЕ. Статията е последна от серия публикации представящи литофациалните групи характерни за Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина и обхваща тези с по-ограничено разпространение. Псамитнодоминираните литофациеси от тази група са свързани основно с ерозионни процеси. Литофациес Se (пясъчник, богат на интракласти, ерозионен хоризонт, алувиален) изгражда лещовидни тела с неравни, ерозионни базови повърхнини, набогатени на интракласти. Образоването му е свързано с акумулация в основата на новообразувано русло на късове от финозърнести материали, принадлежащи на разливната равнина, транспортирани при максималната енергия на потока. Образоването на литофациес Ss (пясъчник, финно до едрозърнест, η (ета)- и ζ (цета)-тип косослоести серии, алувиален) се свързва с ерозионно формиране на жлебовидно корито и неговото многократно заливане и запълване със седиментен материал от ефемерални потоци. При свързаният с процесите на педогенеза литофациес P (калкретни (доло-, сидерикретни), железно- и хидрооксидни образувания, палеопочвени прояви в автохтонна позиция от всички типове) се установяват както разположени един над друг (съставен тип профил) така и припокриващи се (смесен тип профил) палеопочвени хоризонти. Според генезиса си, калкретните (доло-, сидерикретните) образувания се поделят на две групи – резултат от дейността на грунтовете води и педогенни. Образоването на палеопочвени хоризонти е характерно както за прирусловите отложения, така и за седиментите от заливната тераса. Литофациес Bbr (преотложени алувиални палеопочвени материали тип "Bröckelbank" карбонатни и/или железнооксидни гравелити, брекчи, конгломерати и брекчочковгломерати) се формира в процеса на ерозия, транспорт, преработка и повторна седиментация на палеопочвени образувания от всички типове.

LITHOFACIAL CHARACTERISTIC OF THE PETROHAN TERRIGENOUS GROUP IN PART OF WESTERN STARA PLANINA MOUNTAIN. V. SPECIFIC LITHOFACIES

George Ajdanlijsky

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

ABSTRACT. The article is the last of a series of publication presenting the lithofacial groups typical for the Petrochan Terrigenous Group in part of Western Stara Planina Mountain, and includes those with limited distribution. The psamitic-dominated lithofacies of this group are mainly related to erosion processes. Lithofacies Se (sandstone, intraclasts rich, erosion level, fluvial) builds lenticular bodies with unequal base erosion surfaces, enriched in intraclasts. Its formation is associated with accumulation at the base of newly formed mainstream of pieces of fine-grained materials that belongs to the flood plain, transported at maximum stream energy. The lithofacies Ss (sandstone, fine- to coarse grained, η (eta)- and ζ (zeta)-type cross-lamination sets, fluvial) generation is associated with erosion troughs and its repeated flooding and filling of sediments from ephemeral streams. In related with the paleo-pedogenesis processes lithofacies P (calcretes (dolo-, sidericretes), ferro-oxide and hydroxide formations, paleosol occurrences in autochthonous position of all types) is established as one above another (composite type profile) as well as overlapping (compound profile) paleosol horizons. According to their genesis, the calcrete (dolo-, sidericrete) formations are divided into two groups – a result of the underground water activity and pedogenic. The paleosol horizon formation is typical as for near-channel deposits, as well as for the over-bank deposits. Lithofacies Bbr (re-sedimented fluvial paleosol materials "Bröckelbank" type carbonate and/or ferroxid gravels, breccias, conglomerates and breccias-conglomerates) is formed in the process of erosion, transport, processing and re-sedimentation of paleosol materials of all types.

Въведение

Наред с широко разпространените псефитно-, псамитно и пелитнодоминирани литофациеси в разрезите на Петроханската теригенна група (Тронков, 1981) в обхвата на Берковската единица, Западна Стара планина, при номинирането на които водеща роля има зърнометричната им характеристика, се установяват и такива, при дефинирането на които съществена роля има техния веществен състав и условията на образуване. Поради това те са обособени в отделна група. Тази група обхваща сравнително

малък брой литофациеси – общо четири, като в зърнометрично отношение два от тях са псамитнодоминирани, а един от тях – псефитнодоминиран. Макар и ограничени по брой, в изследвания район те имат съществена роля при стратиграфския и палеогеографски анализ.

При описанието на типа на косата слоестост, видът на контакта на слоевете с долната повърхнина, дебелината на сериите и типът слоестост, е възприета номенклатурата, предложена от Allen (1963), подход, приложен и при

дефинирането и на останалите групи литофациеси в Петроханската теригенна група от изследвания район (Айданлийски, 2010б; 2012а; 2012б). Приложената при изследването стратиграфска схема е съгласно Айданлийски (2010в) съдържаща три мезоцикъла (виж още Айданлийски в настоящия том).

Описание на литофациесите

В изследвания район, в разреза на Петроханската теригенна група, са отделени и дефинирани общо четири специфични литофациеси. Както и при останалите литофациеси в обема на тази единица (Айданлийски, 2010а; 2012а; 2012б) обозначаването и на специфичните такива е съобразно принципите, заложили в предложената от Miall (1977) номенклатура.

Литофациес Se – пясъчник, богат на интракласти, ерозионен хоризонт, алувиален.

Описание

Литофациес Se е представен от лещовидни тела с неравни, ерозионни базови повърхнини, набогатени на интракласти (фиг. 1г). Средната амплитуда на врязване в отдолу лежащите седименти е от порядъка на един до няколко дециметра. Максималната измерена амплитуда на ерозия възлиза на 1.2 м. Едрината на интракласите варира от няколко до над 20 см. Количеството им в латерална посока се колебае силно. Наблюдават се интервали както с броещицоподобно подреждане на късовете, а също и такива, достатъчно набогатени за да бъдат обозначени като глинестокъсови конгломерати, в които може да се разпознае имбрикационно подреждане. Подобни прослойки на места достигат дебелина до 20-30 см и винаги изкливат на кратки разстояния. Късовете обикновено са слабо заоблени и вместени в масивна или неяснослеста, основната маса – грубо- до финозърнестесто пясъчлива. Екстракласти се явяват като единични късове върху ерозионната повърхност. По-значими набогатявания са рядкост, а латералната им издържаност е в обхвата на няколко дециметра.

Интерпретация

Литофациес Se е несъпоставим с останалите от схемата, както по начина и честотата на проява, така и по значението си при интерпретациите и реконструкциите на процесите на алувиална седиментация (Cant, Walker, 1976; Miall, 1978). Той представлява базалното ниво на елементарните алувиални цикли (Allen, 1965). Образоването му е свързано с акумулация в талвега на новообразувано русло на финозърнести материали, принадлежащи на разливната равнина, транспортирани при максималната енергия на потока. Масивната текстура на основната маса, в която са разположени предимно плоските глинести късовете, е указание за бърза седиментация в горния или долния високо интензивен потоков режим (Johnson, 1984).

Развитието на литофациес Se е характерно за ерозионните процеси, свързани с формирането на основата на каналите от висок ранг, но се среща и при такива от по-нисък ранг (Rust, 1978). Този литофациес отразява резки колебания в хидравличния режим вътре в основния руслов канал. Според Williams, Rust (1970) и Smith (1970) образу-

ването му съвпада със спадането на енергията и дълбочината на водата в потока.

Литофациес Ss - пясъчник, финно- до едрозърнест, η(ета)- и ζ(цета)-тип косослоести серии, алувиален.

Описание

Представен е от единични, предимно едромащабни η(ета)- и ζ(цета)-тип косослоести серии. Долната граница на единицата е ерозионна, жлебовидна (фиг. 1в). Мащабът на сериите варира. Слоестостта най-често е литоложки хетерогенна, представена от алтернация на аргилитно-алевролитови и пясъчникови слоеве. Слоеве са неиздържани, но конкордантни на долната повърхност на единицата (фиг. 1а,б,в). Единиците от този тип са развити предимно в среднозърнести седименти от разливната равнина (фиг. 1а), но може да са врязани и в по-груби седименти (фиг. 1б).

Интерпретация

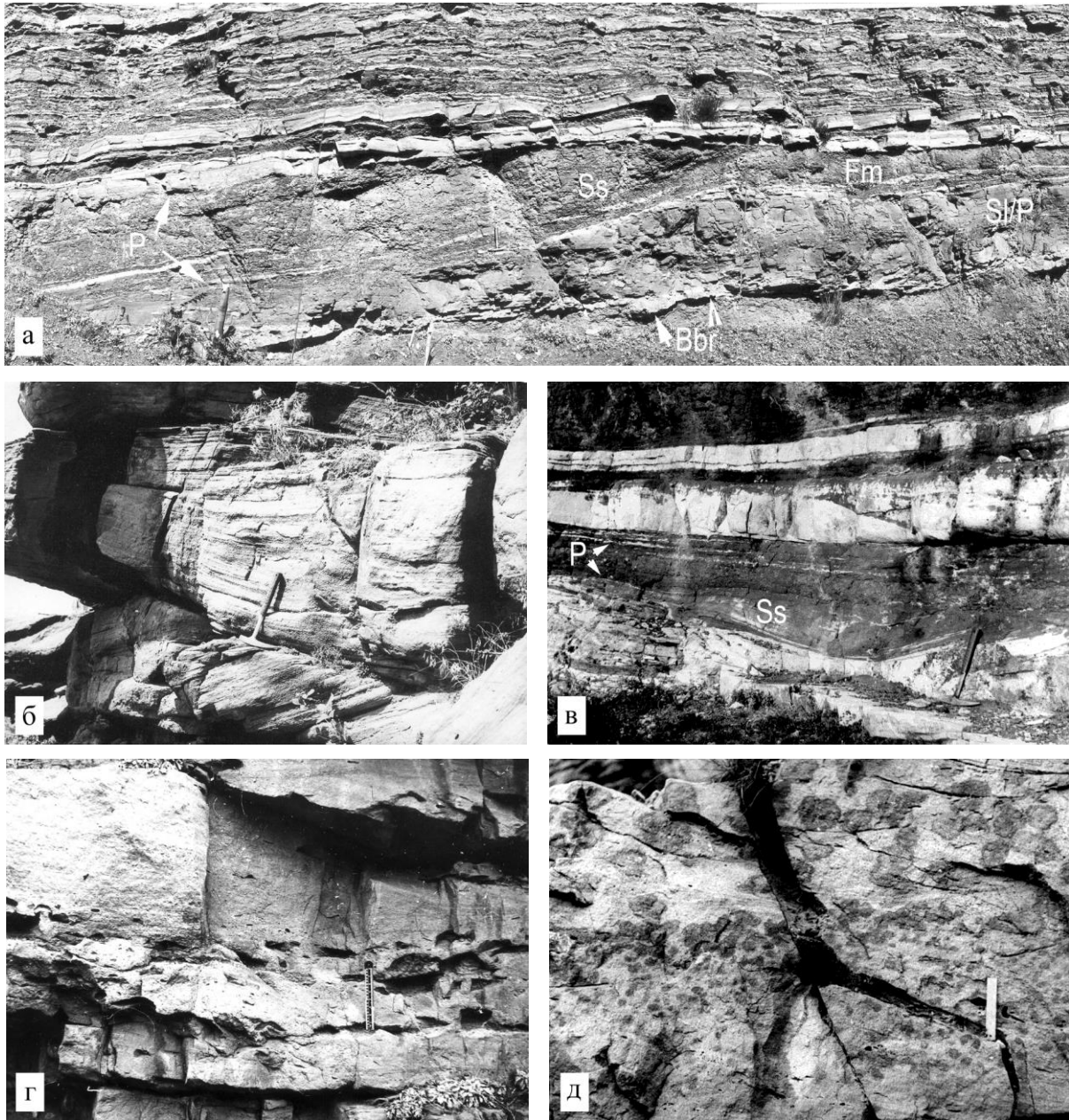
Развитието на подобни отложения е двуетапен процес (Allen, 1963; Miall, 1996). Първият етап е свързан с еднократен акт на ерозия, създаващ незапълнено жлебовидно корито. През вторият етап получената негативна форма многократно е заливана и запълвана със седиментен материал. Както ерозията, така и седиментацията са свързани с дейността на ефемерални потоци (Allen, 1963). Образоването на хетеролитна слоестост се свързва и с запълването на речни старици.

Литофациес Bbr – преотложени палеопочвени материали (тип “Bröckelbank” карбонатни и/или железooksидни гравелити, брекчи, конгломерати и брекчоконгломерати), алувиални

Описание

Формално литофациес Bbr принадлежи на групата на псефитнодоминираните литофациеси (т.е. тези при които количеството на псефитните късове да е равно или надвишава 30% – виж още Айданлийски (2010а). Отделното му дефиниране в настоящото изследване се налага поради специфичния му произход и роля при проведеното стратиграфско поделение и корелация, както и при реконструкцията на палеообстановките на седиментацията.

Представен е от различни по форма тела, набогатени или изградени от среднокъсови гравийни до грубокъсово чакълни интраформационни класти, представляващи фрагменти от или цели калкрети (долокрети и/или сидерикрети). Степента на сортираност и заобленост на късовете варира – от добре сортирани и заоблени гравелитни и дребночакълни конгломерати (фиг. 2б), до лошо сортирани едро- до грубокъсово чакълени брекчи (фиг. 2е). Съвсем рядко се наблюдават и отделни късове с едрокъсово валунни размери (до 35-40 см). Основната маса е представена от средно- до грубозърнест пясъчник, често обогатен на глинести интракласти. Наблюдават се имбрикации, нискоъгълна (фиг. 2а), плоскопаралелна (фиг. 2г) и мулдовидна (фиг. 2в) и градационна слоестост. Описани са и разновидности с масивна (“Gms-тип”, Айданлийски, 2010а) текстура (фиг. 2ж).



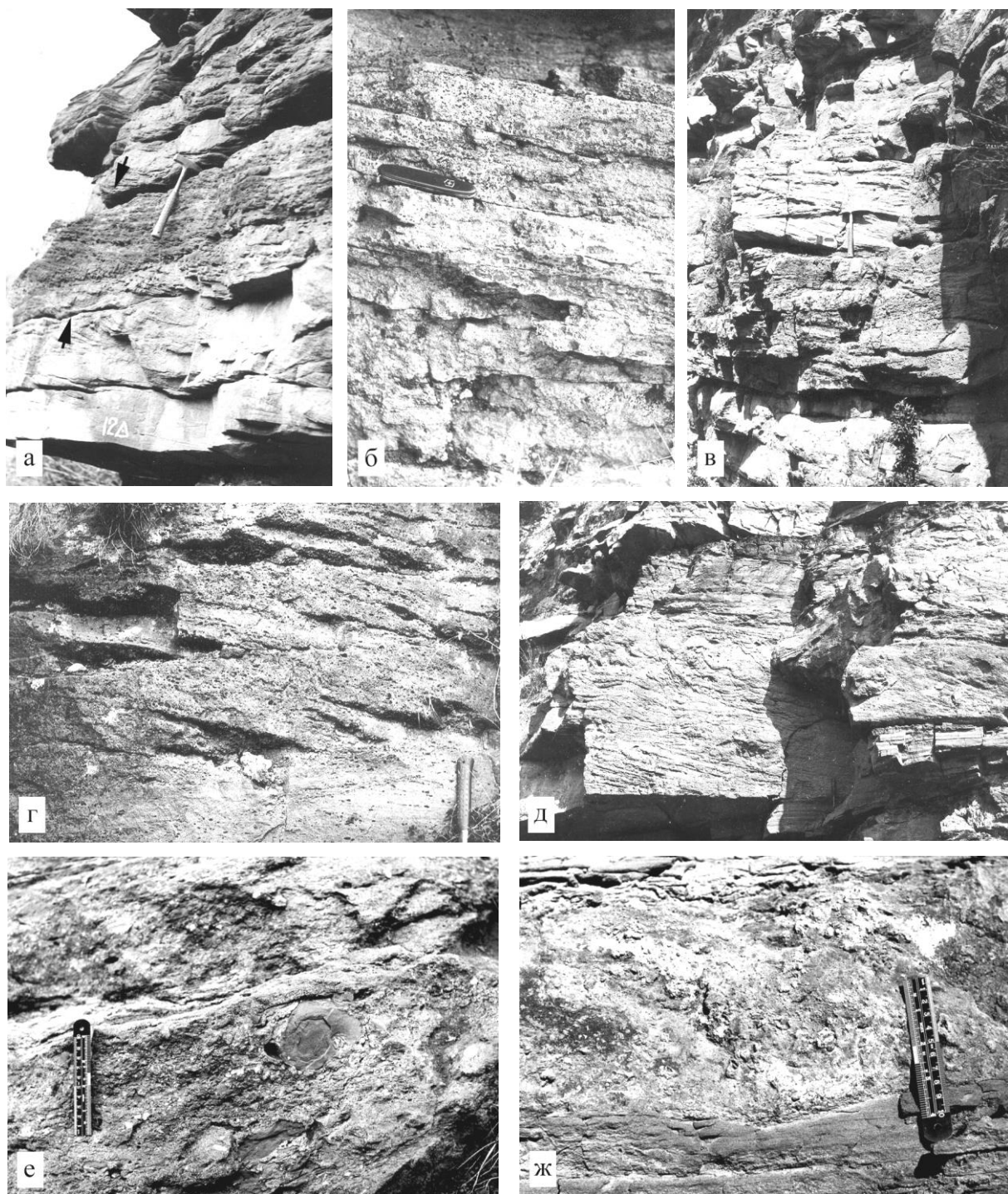
Фиг. 1. Литофациеси Ss, Se, Bbr и P: (а) – литофациес Ss преминаващ нагоре в наложени един върху друг калкретни хоризонти (литофациес P), и крайрусов вал, изграден от литофациеси Bbr, SI и P (MC-2/3); (б) – литофациес Ss, изграждащ основата на нискорангов канал, ерозиращ горната част на пясъчен вал (MC-1/2); (в) – литофациес Ss, развит в горната част на пясъчников комплекс и покрит от литофациес P, развит в разливни отложения (MC-2/2); (г) – литофациес Se в основата на елементарен алувиален цикъл от долната част на MC 1/1; (д) – обратна градационна слоестост по гъстота на развитие и размер на повърхностно променени в хематит прахести сидерикретни образувания в скали от литофациес Str (MC 1/2). Литофациеси SI и Str – виж Айданлийски (2012а)

Долната граница на телата е ерозионна, а формата им – пластовидна, лешовидна до мулдовидна. В слоестостта често се наблюдават синседиментационни деформации (фиг. 2д). Дебелината на телата варира от няколко сантиметра до над 1.5 m.

Интерпретация

Образуването на литофациес Bbr се свързва с процесите на ерозия, транспорт, преработка и повторна седиментация на палеопочвени образувания от всички типове (Allen, 1974; Mader, 1985; 1992; Mader, Catalov, 1992; Catalov, 1996). Подобен тип отложения се срещат под формата на

дънни (остатъчни) руслови отложения, като крайрусови натрупани (Allen, 1974; Marriot, Wright, 1993) и като тънки покрови в разливната равнина (Marriot, Wright, 1993). Според Rust и Nanson (1989) в случаите, когато в едно и също тяло се установява едновременно присъствието на палеопочвени и глинести интраформационни късове, поради по-малката устойчивост на глинестите късове, отношението палеопочвени/глинести интраформационни класти може да бъде указание за продължителността и енергийната интензивност на транспорта.



Фиг. 2. Литофациес Bbr: (а) – Bbr с нискоъгълна косослоеста текстура (между стрелките) от основата на МС 2/1; (б) – дребночакълест до гравийен литофациес Bbr от основата на МС 2/1; (в) – литофациес Bbr с мезомасщабна мулдовидна косослоеста текстура (тъмният пласт), покрит от литофациес Stre (МС 2/1); (г) – постепенен преход от обогатен на карбонатни интракласти литофациес Sp в литофациес Bbr, показващ едромасщабна плоскопарелилна косослоеста текстура (МС 2/3); (д) – синседиментни деформации в горната половина на тяло от литофациес Bbr с едромасщабна планарна косослоеста текстура (МС 2/3); (е) – грубокъсов наситен конгломерат с масивна текстура, изграден изключително от карбонатни интракласти (МС 2/3); (ж) – “Gms-тип” лещовидно тяло от литофациес Bbr (МС 2/3). Литофациеси Sp и Stre – виж Айданлийски (2012а, б)

Литофациес Р – калкретни (доло-, сидерикретни), железно- и хидрооксидни образувания, палеопочвени прояви в автохтонна позиция от всички типове

Описание

Този литофациес обхваща скалите от всички типове, показващи развитие на калкретни (доло-, сидерикретни)

железооксидни и хидрооксидни палеопочвени образувания и/или друг тип палеопочвени прояви. Представен е от , съдържащи различна по форма, размери и гъстота на развитие единични или групи от карбонатни (калцитни, доломтни, сидеритни и анкеритни) или железнооксидни и хидрооксидни, неправилни по форма (фиг. 4д) или сферични прахести и плътни нодуларни и/или конкреционни обра-

звания, педотубули, гроздовидни сраствания на прахести и/или плътни образувания или повлекла. Обикновено размерът на отделните прахести образувания е в границите 0.3-0.7 cm и рядко той надвишава 1.0 cm. Само в отделни случаи той достига до 25-30 cm. В повечето случаи размерът на плътните единични конкреции и гроздовидни образувания също варира в границите на 0.4-1.5 cm и рядко достига до 20 cm. Наблюдава се нормална, обратна (фиг. 1д) и двустранна градация в размерите, степента на развитие и гъстотата на тези образувания. Предимно в горните части на разреза на Петроханската теригенна група (субмезоцикли МС-2/2 и МС-2/3 – Айданлийски (2012б) се установяват разположени непосредствено един над друг (съставен тип палеопочвен профил, по Kraus, 1999) препокриващи се (смесен тип палеопочвен профил, по Kraus, 1999) палеопочвени хоризонти.

Долната граница на единиците обикновено е постепенен преход към незасегнати от процесите на формиране на палеопочвен профил седименти. Горната може да бъде ерозионна, рязък литоложки контакт или постепенен преход към седименти от другите литофациеси. Дебелината на палеопочвените хоризонти варира от няколко сантиметра до над 1 m.

Към палеопочвените белези се причисляват и някои промени в оцветяването на засегнатите от процесите на палеопедогенеза седименти (напр. виолетови тонове (5P-B5/2) и блоковото до призматично напукване на основната (вместващата калкретните образувания) маса при по-финозърнести седименти разновидности. Само в един случай е наблюдавано псевдосинклинално напукване.

Интерпретация

Калкретните (доло-, сидерикретните) образувания най-често са пряка функция от темповете на седиментация и доминиращите климатични условия в района на образуването им. Дълго време всички типове карбонатни нодуларни образувания в червеноцветните кластични континентални последователности са били интерпретирани като палеопочвени продукти, без за това да има достатъчно доказателства.

Понастоящем, според генезиса си, калкретните (доло-, сидерикретните) образувания се разделят на две групи – резултат от дейността на грунтовите води и педогенни. За отделянето на последните се изисква установяването на следи от жизнедеятелност, следи от почвени хоризонти, характерни за почвения профил блокова и псевдосинклинална напуканост и др. (виж още Retallack, 1990, с. 20-54; 1996, с. 1-28). Когато тези белези отсъстват, следва калкретните (доло-, сидерикретните) продукти да се отнасят към образуванията, резултат от дейността на грунтовите води. Wright и Tucker (1991) описват калкретните (доло- и сидерикретните) образувания, развити в руслови отложения, като *русови калкрети* (доло-, сидерикрети), несвързани с педогенни процеси.

Образуването на палеопочвени калкретни хоризонти е характерно както за прирусловите отложения, така и за седиментите от заливната тераса (Smith, 1990; Kraus, 1999; Kraus, Aslan, 1999). Според Turner (1993) интензивността на този процес е в пряка връзка с продължител-

ността на аералната експозиция, честотата и интензивността на валежите и амплитудата на флукуация на грунтовите води. Приема се, че прахестите образувания представляват начален стадий на формиране на палеопочваен профил.

Според Machette (1985), Retallack (1990) и Collinson (1996) образуването на палеопочвените калкретни хоризонти е процес, характерен за условията на ариден или семиариден климат.

Обикновено гъстотата на палеопочвените калкретни образувания расте нагоре в профила, и в някои случаи достига до сливането им в гроздовидни образувания, лещи и дори слоеве (Allen, 1974; 1986; Steel, 1974; Leeder, 1975; Blodget, 1985; Tandon, Friend, 1989; Marriott, Wright, 1993). Обратно, нормалната градация в гъстотата и степента на развитие на калкретните (доло- и сидерикретните) образувания е по-характерна за продуцираните от дейността на грунтовите подпочвени води.

Според Marriott и Wright (1993), както и Kraus (1999), развитието на смесения тип палеопочвени профили се контролира от темповете на седиментация, ерозия и педогенеза в разливната равнина. Негово генериране се свързва със случаите, когато темповете на педогенеза значително превишават тези на седиментонатрупване.

Най-често литофациес Р е привързан към най-горните нива от елементарните алувиални цикли (Allen, 1974). Не е рядкост обаче те да присъстват и в по-долни нива.

Заклучение

Описаните в настоящото изследване литофациеси от разрезите на Петроханската теригенна група в обхвата на Берковската единица, Западна Стара планина, имат специфично латерално разпространение и характерна стратиграфска позиция. Това прави тяхното идентифициране в разрезите и проследяване по площ изключително полезно при стратиграфски и палеогеографски проучвания (Айданлийски, 2010а; 2010в).

Литература

- Айданлийски, Г. 2010а. Етапи в еволюцията на седиментационните палеообстановки при формирането на долнотриаските континентални отложения в част от Западна Стара планина. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 53, Св. I, *Геол. геоф.*, 7-12.
- Айданлийски, Г. 2010б. Литофациална характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. I. Псефитнодоминирани литофациеси. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 53, Св. I, *Геол. геоф.*, 13-16.
- Айданлийски, Г. 2010в. Циклостратиграфска подялба на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 53, Св. I, *Геол. геоф.*, 19-26.
- Айданлийски, Г. 2012а. Литофациална характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. II. Псамитнодоминирани алувиални литофациеси. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 55, Св. I, *Геол. геоф.*, 5-10.

- Айданлийски, Г. 20126. Литофациална характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. III. Псамитнодоминирани еолични литофациеси. – Год. МГУ "Св. Иван Рилски", 55, Св. I, Геол. геоф., 11-15.
- Тронков, Д. 1981. Стратиграфия триасовой системы в части Западного Средногогорья (Западная Болгария). – *Geologica Balc.*, 11, 1, 3-20.
- Allen, J. R. L. 1963. The classification of cross stratified units. With notes on their origin. – *Sedimentology*, 2, 93-114.
- Allen, J. R. L. 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. – *Sedimentology*, 5, 89-191.
- Allen, J. R. L. 1974. Sedimentology of the Old Red Sandstone (Siluro-Devonian) in the Clee Hills area, Shropshire, England. – *Sediment. Geol.*, 12, 73-167.
- Allen, J. R. L. 1986. Pedogenic calcretes in the Old Red Sandstone Facies (Late Silurian – Early Carboniferous) of the Anglo-Welsh area, southern Britain. – In: *Paleosols. Their Recognition and Interpretation* (Ed. Wright, V. P.). Blackwell, Oxford-London, 58-87.
- Blodgett, R. H. 1985. Calcareous paleosols in the Triassic Dolores Formation, south-western Colorado. – In: *Paleosols and Weathering Through Geological Time: Principles and Applications* (Eds. Reinhardt, J., W. Sigleo). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 216, 103-121.
- Cant, D. J., R. G. Walker. 1976. Development of a braided fluvial facies model for the Devonian Battery point sandstone, Quebec. – *Can. J. Earth Sci.*, 13, 102-119.
- Chatalov, G. A., 1996. Calcrete paleosols in the Buntsandstein (lower Triassic) of Teteven Anticlinorium, northern Bulgaria. – *C. R. Acad. Bulg. Sci.*, 49, 3, 57-59
- Collinson, J. D. 1996. Alluvial sediments. – In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. Reading, H. G.). Blackwell, 37-82.
- Johnson, S. Y. 1984. Cyclic sedimentation in a rapidly subsiding basin, northwest Washington. – *Sediment. Petrol.*, 38, 777-791.
- Kraus, M. J. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic application. – *Earth-Sci. Rev.*, 47, 41-70.
- Kraus, M. J., A. Aslan. 1999. Paleosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach. – *Spec. Publ., Int. Assoc. Sedimentol.*, 27, 303-321.
- Leeder, M. R. 1975. Pedogenic carbonates and flood sediment accretion rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. – *Geol. Magazine*, 112, 257-270.
- Machette, M. N. 1985. Calcic soils of the southwestern United States. – *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 203, 1-21
- Mader, D. 1985. *Aspects of Fluvial Sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe*. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, 626 p.
- Mader, D. 1992. *Evolution of Palaeoecology and Palaeoenvironment of Permian and Triassic Fluvial Basins in Europe*. Gustav Fischer-Verlag, Stuttgart, 1340 p.
- Mader, D., G. Čatalov. 1992. Comparative palaeoenvironmental modelling of Buntsandstein braided river evolution in Bulgaria and Middle Europe. – *Geologica Balc.*, 22, 6, 21-61.
- Marriott, S. B., V. P. Wright. 1993. Palaeosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suite, South Wales. – *J. Geol. Soc. Lond.*, 150, 1109-1120.
- Miall, A. D. 1977. A review of the braided river depositional environment. – *Earth Sci. Revs.*, 13, 1-62.
- Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. – In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. Miall, A. D.), *Can. Soc. Pet. Geol., Memoir* 5, 597-604.
- Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 582 p.
- Retallack, G. J. 1990. *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*. Unwin Hyman, Boston, 507 p.
- Retallack, G. J. 1996. *A Colour Guide to Paleosols*. Wiley and Sons, New York, 175 p.
- Rust, B. R. 1978. A classification of alluvial channel systems. – In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. Miall, A. D.). *Can. Soc. Pet. Geol., Memoir* 5, 187-198.
- Rust, B. R., G. C. Nanson. 1989. Bedload transport of mud as pedogenic aggregates in modern and ancient rivers. – *Sedimentology*, 36, 291-306.
- Smith, N. D. 1970. The braided stream depositional environment: Comparison of the Platte river with some Silurian clastic rocks, North-Central Appalachians. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 2993-3041.
- Smith, R. M. H. 1990. Alluvial paleosols and pedofacies in the Permian Lower Beaufort of the southwestern Karro Basin. – *J. Sed. Petrol.*, 60, 258-276.
- Steel, R. J. 1974. New red sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Herbridean province, Scotland. – *J. Sed. Geol.*, 44, 2, 336-357.
- Tandon, S. K., P. F. Friend. 1989. Near-surface shrinkage and carbonate replacement processes, Arran Cornstone Formation, Scotland. – *Sedimentology*, 36, 1113-1126.
- Turner, B. R. 1993. Paleosols in Permian-Triassic continental sediments from Prydz Bay, East Antarctica. – *J. Sed. Petrol.*, 63, 694-706.
- Williams, P. F., B. R. Rust. 1969. The sedimentology of a braided river. – *J. Sed. Petrol.*, 39, 649-679.
- Wright, V. P., M. E. Tucker. 1991. Calcretes: an introduction. – In: *Calcretes* (Eds. Wright, P., M. Tucker). IAS Reprint Series, Vol. 2, Blackwell, 1-22.

ГЪНКОВИ СТРУКТУРИ ОТ РАЗЛОМНИ ЗОНИ: ПРИМЕР ОТ ЛЕЖАЩИЯ БЛОК НА БОТЕВВРЪШКИЯ НАВЛАК, ЦЕНТРАЛНИ БАЛКАНИДИ

Елеонора Балканска¹, Янко Герджиков¹, Стоян Георгиев², Диан Вангелов¹

¹Софийски университет "Св. Климент Охридски", Геолого-географски факултет, 1504 София; balkanska@gea.uni-sofia.bg

²Геологически институт, БАН, 1113 София

РЕЗЮМЕ. Ботеввръшкият навлак е един от най-ясните примери за късноалпийската компресионна тектоника в обхвата на Балканидите. При изучаването особеностите на навлачната зона в Централна Стара планина се установи присъствието на неравномерно проявена асоциация от гънкови форми в скалите на лежащия блок. Наблюдаваните структури са почти изцяло привързани към хетерогенните в литоложко и реоложко отношение карбонатно-теригенни седименти с късносредно-палеоценска възраст. Освен единични гънкови форми, в отделни локалитети се установяват и сложни структурни рисунъци, индикиращи налагането на няколко групи структури. Тъй като гънковите форми са привързани към навлачната зона или към сателитни имбрикации, считаме че те са генетично свързани с процеса на движение на алохтона на Ботеввръшкия навлак. За изследвания район не съществуват данни, които да потвърждават присъствието на структури с ларамийска възраст. Освен гънките, резултат от късноалпийската тектоника, са наблюдавани и редица синседиментационни свлачищни структури в отделни нива на седиментния разрез. Резултатите от изследването ни показват, че използването на гънковите структури за целите на тектонския анализ трябва да става внимателно и с отчитане на градиентите на крайната деформация.

FOLD STRUCTURES WITHIN FAULT ZONES: CASE STUDY FROM THE FOOTWALL OF BOTEV VRAH THRUST, CENTRAL BALKANIDES

Eleonora Balkanska¹, Ianko Gerdjikov¹, Stoyan Georgiev², Dian Vangelov¹

¹Sofia University "St. Kliment Ohridski", Faculty of Geology and Geography, 1504 Sofia; balkanska@gea.uni-sofia.bg

²Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia

ABSTRACT. The Botev Vrah Thrust is one of the most prominent examples for the Late Alpine compression within the Balkanides. Studying the features of the thrust zone in Central Stara Planina Mountain we found the presence of irregularly distributed fold association within the footwall rocks. These structures are observed in the heterogeneous in lithological and rheological aspect carbonate-terrigenous sediments of Late Cretaceous-Paleocene age. Apart from single folds some areas of complex folding, indicating imposing of several groups of structures, have also been described. Since the fold structures are observed within the thrust zone or associated imbricates we assume they are related to Botev Vrah allochthon emplacement. As well no data confirming the presence of Laramide structures exist in the region studied. At some levels of the sedimentary section synsedimentary slump folding are also observed. The results indicate that using fold structures for tectonic interpretation of given region should be carried out cautiously and estimation of finite strain gradient needs to be performed.

Въведение

Анализът на гънковите структури е важна част от структурния анализ (Ramsay, Huber, 1983; Price, Cosgrove, 1990; Twiss, Moores, 1992). В класическия си вид тези методики водят до обособяването на домени, характеризирани се с различна ориентировка и геометрия на гънковите структури, а в редица случаи и присъствие на сложни структурни последователности. Коректното прилагане на техниките на структурния анализ изисква добро познаване на регионалната обстановка и оценка на интензитета на срязващите деформации. Настоящото изследване е концентрирано върху гънковите структури, проявени в скалите от лежащия блок на Ботеввръшкия навлак. До момента те не са били обект на задълбочено

изучаване, а изследванията върху деформациите на скалите от автохтона на навлака са твърде малко (Пиронков и др., 1981; Бакиров и др., 1984). Проученият район обхваща предимно части от южните склонове на Централна Стара планина между меридианите на гр. Сопот и с. Тъжа, както и някои разкрития в северните склонове ЮЗ от х. Плевен и северно от вр. Мазалат (фиг. 1). Тук документираме присъствието на специфичен клас гънкови структури, които са пространствено и генетично свързани с навлачната зона. Заедно с новоустановените синседиментационни структури, те имат важно значение за възстановяването на тектонската еволюция на Балканидния гънково-навлачен пояс.

Стратиграфия и особености на скалите от лежащия блок на Ботеввръшкия навлак

Ботеввръшкият навлак (Чешитев, 1958) е структура с регионален характер. Алохтонът му заема значителна площ в Централна Стара планина (фиг. 1) и се разполага върху скали с разнообразен състав и възраст.

Навличането се осъществява в плитки нива на кората при температури в интервала 120–250°C (Balkanska, Gerdjikov, 2010). В случаите, когато навлачната структура съпоставя скали от домезозойската подложка, деформацията е типична за крехки разломни зони и се изразява в образуването на тънки нива (със средна дебелина до няколко cm) и дискретни повърхнини, изградени изцяло от крехки разломни скали и структури.

Различен е характерът на тектонската зона когато лежащият блок на навлака е изграден от горнокредно-палеоценски седименти. Това са най-младите скали от състава на автохтона. Проведените микропалеонтологични изследвания, както и анализът на литоложките, текстурните и фащиалните особености на разрезите в района на Централна Стара планина, показва, че тези седименти изграждат един непрекъснат разрез с възраст кампан-палеоцен (Балканска, 2011).

За разлика от другите скални разновидности, участващи в строежа на навлака, в тези скали деформацията е проникваща и в тях е развита широка до няколко десетки метри зона, характеризираща се с разпределение на срязващото напрежение в значителен скален обем. Въпреки крехкия характер на навличането, деформацията в горнокредно-палеоценските седименти е с крехко-пластичен до пластичен характер на мезониво.

Седиментният разрез на редица места започва с теригенни скали – брекчи или брекчоконгломерати с разнообразен състав на късовете или среднозърнести полимиктови пясъчници до варовити пясъчници. В по-горните части на разреза се разполагат микритни варовици, на места с кремъчни конкреции. В тях се наблюдават нива от дебритни потоци, изградени от късове с пъстър състав и мергелен до глинесто-песъчлив матрикс. На редица места предимно в южното подножие на планината, разрезът се променя бързо в латерално направление и варовиците прехождат в конгломерати, алевролити или глинести варовици, също включващи нива от дебритни потоци. Тези скали са причислявани от предишни изследователи към епиплатформения тип горна креда (Йолкичев, 1989; и др.), но специфичните им белези, установени при настоящото изследване, свидетелстват за седиментация в относително плитък форландов басейн (Балканска, 2011).

Гънкови структури в горнокредно-палеоценските седименти

Синседиментационни гънкови структури

Тези структури се срещат сравнително рядко в горнокредно-палеоценските седименти, но са характерна особеност предимно за нивата, изградени от хетерогенни в литоложко отношение скали. Ориентировката на тези

гънкови структури е хаотична и те не са тясно свързани с навлачната зона. Синседиментационните структури се наблюдават предимно в билните части на планината, западно от х. Рай, където границата между брекчоконгломератите, изграждащи основата на седиментния разрез и разположените върху тях масивни микритни варовици, се бележи от синседиментационно свлачище (фиг. 2).

Подобни гънки в отделни нива се наблюдават и на други места ЗСЗ от х. Рай, З от х. Плевен, както и в подножието на планината северно от Сопот и Карлово.

Тези структури също свидетелстват за отлагане на горнокредно-палеоценските седименти при активна динамика на средата и присъствие на локални склонови отложения.

Гънкови структури, резултат от навличането

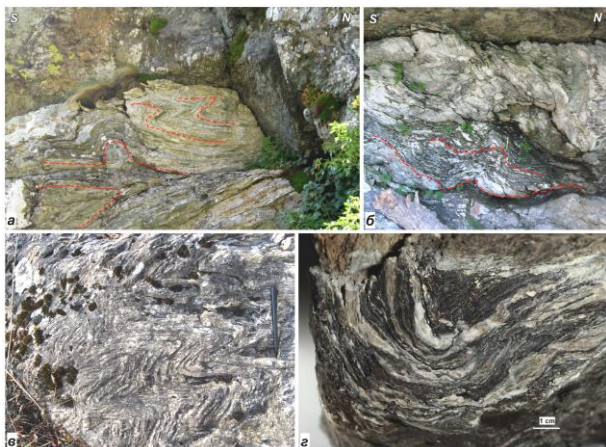
Те са основният обект на изследването и е важно да се отбележи, че предишните изследователи са ги отнасяли към проява на ларамийски и илирски деформации.

Гънки на влачене под навлачната повърхнина. В горнокредно-палеоценските седименти се наблюдават до няколко генерации мезомасщабни (метрови до декаметрови) огъвания на първичната слоестост или на кливажа. Последният е често развита плоскостна структура в скалите, причинена от срязванията в навлачната зона. Кливажните плоскости обикновено са гъсто разположени, заличили първичната слоестост на седиментите и огънати в изоклинални до притиснати гънки. В други случаи, обикновено при по-голямо участие на теригенната компонента в скалите, не се наблюдава формирането на кливаж, а първичната слоестост слабо ондулира. Тези огъвания представляват закуквания или гънки на влачене (*drag folds*), които са характерни за седиментите непосредствено под навлачната повърхнина (фиг. 3а, б). Гънките са най-често северно вергентни с оси, затъващи към И до СИ и ИЮИ (между 35 и 100°) и осови равнини – към Ю до ЮЗ. На някои места (напр. СЗ от х. Рай и западно от вр. Атанас тепе) деформацията на горнокредно-палеоценските седименти се изразява в огъване на цели пластове в многобройни декаметрови гънки под алохтона на Ботеввръшкия навлак. Оценката на реалната дебелина на разреза в тези локалитети, трябва да се направи отчитайки огъванията на седиментите.

Гънки в милонитизирани карбонатни скали. Често срещани в горнокредно-палеоценските седименти са огъвания, породени от пластично течение на скалите, което се наблюдава както в мезо-, така и в микромасщаб. Тези гънки са локализиращи в зони на срязване с дебелина до няколко метра предимно в по-некомпетентната част от теригенно-карбонатния разрез (в глинести варовици и алевролити, фиг. 3в). Обикновено тези скали са силно милонитизирани, частично прекристализирали и в тях се наблюдават черни ултракатаклизитни ивици с високо съдържание на хлорит, които на места са изоклинално огънати. В някои разкрития се установява кренуляционна линейност, определена от осите на гънки от този тип.



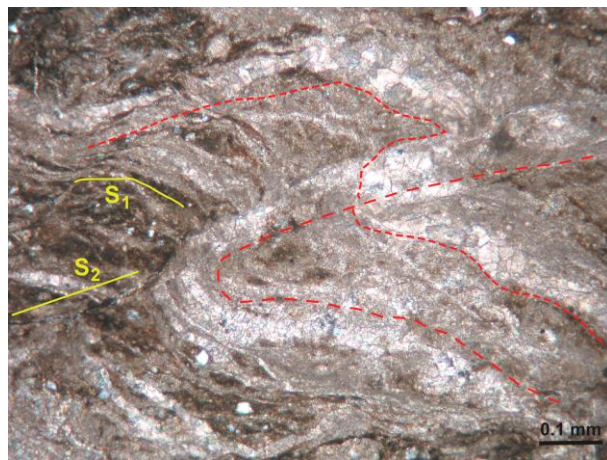
Фиг. 2. Синседиментационни свлачищни гънки в горнокредно-палеоценските седименти от лежащия блок на Ботеввръшкия навлак в разреза ЗСЗ от х. Рай; обозначения: 1 – скали от състава на ДФК; 2 – конгломерати в долната част на разреза на горнокредно-палеоценските седименти със синседиментационно свлачище в горните нива; 3 – микритни варовици; 4 – ниво от конгломерати – дебритни отложения; 5 – микритни варовици



Фиг. 3. Мезомасщабни гънкови структури в горнокредно-палеоценските седименти от лежащото крило на Ботеввръшкия навлак: а) и б) закуквания на седиментите, непосредствено под навлачната повърхнина, в района на х. Рай; в) изоклинално огънати кливирани глинести варовици, района на с. Тъжа; г) полиран срез на образец от милонитизирани варовици с огъвания, породени от пластично течение в зони на срязване, южно от вр. Голям Купен

Често огъванията в карбонатните седименти се оформят от бели тънки (до няколко mm) калцитни прожилки, които са ориентирани паралелно на навлачния контакт (фиг. 3г). Такива огъвания на поликристалинни жили се наблюдават

и в микромасщаб. Обикновено калцитните жили са ориентирани паралелно на фолиационните полоскости, но се срещат и напречни на фолиацията жили, които също са изоклинално огънати. В някои джун-шлифи фолиацията и паралелните на нея калцитни жили огъват, а микрофрактури, успоредни на осовите повърхнини на гънките, образуват кренуляционен кливаж (фиг. 4).



Фиг. 4. Изоклинално огънати калцитни жили, паралелни на фолиацията (S_1) и оформяне на кренуляционен кливаж (S_2) в глинести варовици, южно от вр. Голям Купен

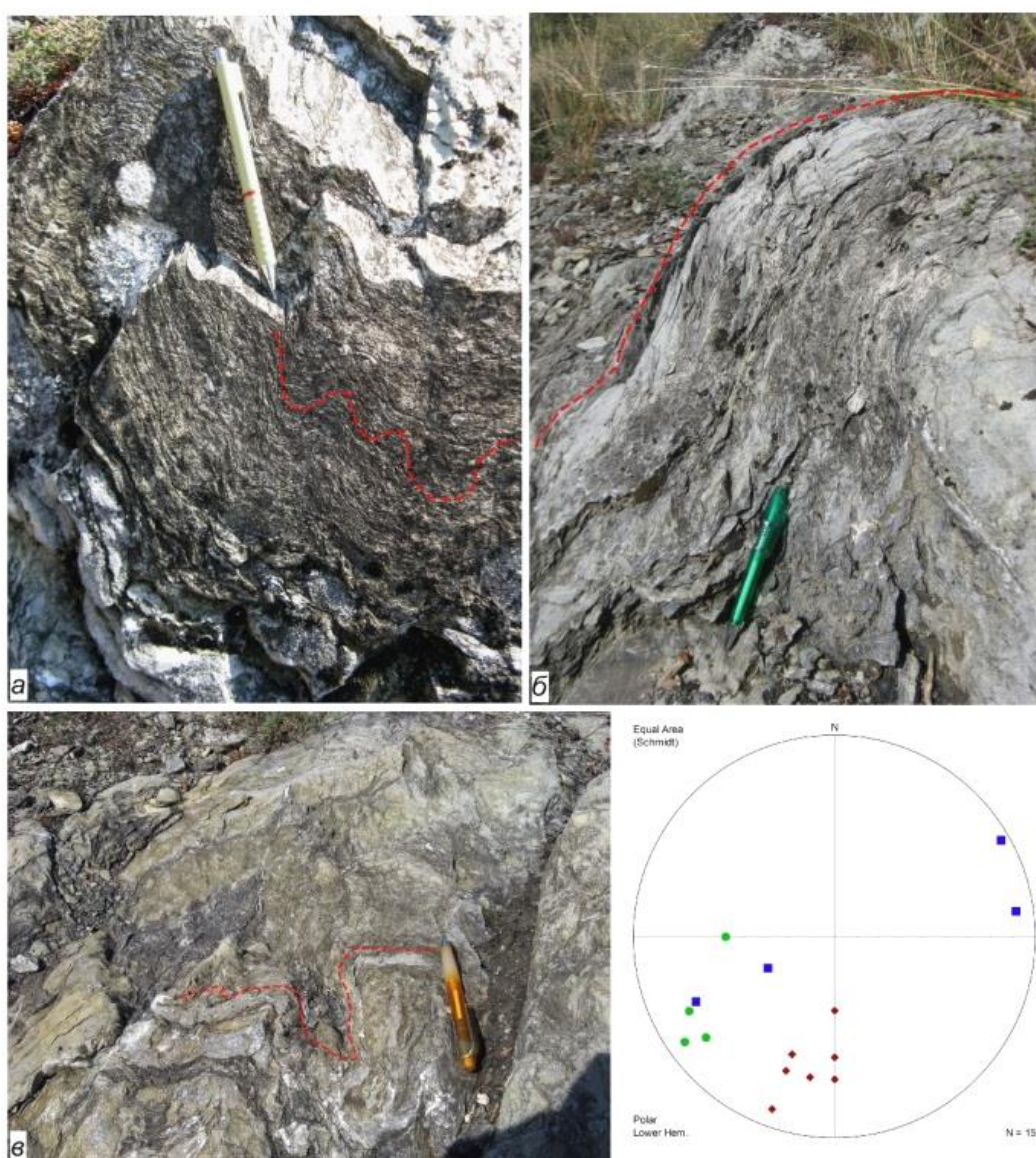
Сложни гънкови рисунъци. В някои части от горнокредно-палеоценския разрез, които са силно хетерогенни в реоложки аспект, се наблюдават сложни гънкови рисунъци. Това са предимно дебритни нива в седиментите, които се характеризират с класти от разнообразни в литоложко отношение скали (карбонати, гранити, вулканити и др.), плувачи в глинесто-карбонатен матрикс. В дебрити и глинести варовици в южното подножие на Централна Стара планина непосредствено под алохтона на Ботеввръшкия навлак се разграничават няколко групи гънки с различна ориентировка (фиг. 5). Първата група гънки са изоклинални, дребномащабни, с оси, затъващи към ЗЮЗ и осови равнини – към ЮИ (субпаралелни на ориентировката на проникващия кливаж в седиментите) и представляват кренуляции на кливажните плоскости. Втората група гънки са средномащабни огъвания на кливажните плоскости, предимно отворени, с шарнири, затъващи към запад или изток и субхоризонтални до затъващи към юг осови равнини. Третата група гънки са предимно отворени, с оси, затъващи към юг и стръмни осови равнини към запад и

представляват плавни ондулирания на кливажните плоскости.

Гънковите структури асоциират с разнообразни плоскостни и линейни структури, формирани в резултат на навличането – минерална и браздова линейност, имбрикации, будинаж, риделови срязвания, сигмоидално деформирани класти в литоложки хетерогенните скални разновидности и др.

Обсъждане на резултатите

Представените резултати имат отношение както към регионални проблеми, така също и към по-общи методични въпроси на структурния анализ. Присъствието на синседиментационни гънки в горнокредно-палеоценския разрез е още един мотив за разглеждането на тези скали като формирани в преднавлачен басейн. Анализът на широк спектър от данни (Балканска, 2011) показва, че формирането на Ботеввръшкия навлак е протекло в един голям времеви диапазон, обхващащ вероятно интервала мастрихт-среден еоцен. Това налага съществена преоценка на по-ранните възгледи, базираци се на представите



Фиг. 5. Сложни гънкови рисунъци в глинести варовици под алохтона на Ботеввръшкия навлак, СИ от Сопот. Обозначения на структурната диаграма, изработена на долна полусфера, с нанесени ориентировки на оси на гънки, и снимките: първа група гънки (кръгове, а); втора група (квадрати, б); трета група (ромбове, в)

за проявата на структуро-образователните процеси в рамките на дискретни в темпорално отношение орогенни фази. Описаните тук гънкови структури са интерпретирани в по-ранни изследвания като резултат от тектонски събития, проявени преди формирането на Ботеввършкия навлак (ларамийски – Бошев, 1942; Бакиров и др., 1984). При настоящите изследвания не са установени разлики в тектонския стил на деформацията в горнокредно-палеоценските седименти, а привързаността на гънковите форми към навлачната зона или към сателитни имбрикации, свързани с формирането на навлака, потвърждават генетичната им връзка с процеса на движение на алохтона. Описаните “съхранени” гънки в блокове от варовици в състава на по-груботеригенните седименти (Бакиров и др., 1984) са вероятно синседиментационни (каквито са често срещани в горнокредно-палеоценския разрез) или резултат от навличането, което на места деформира само по-некомпетентните нива в литоложки хетерогенните седименти.

От методична гледна точка ще се спрем на два въпроса. Първо, формирането на гънкови структури и асоциации в тектонски зони не е само ограничено до случаи в пластични зони на срязване, но е феномен, присъщ и за някои зони, развити в горни корови нива и акомодирани срязванията главно чрез разривна деформация. Специфично в изследвания случай е поведението на глинестите варовици, които поради присъствието на глинесто вещество и нискотемпературната пластичност и разтворимост на калцита показват белези за пластично поведение на мезониво. Структурите в тези нива наподобяват в голяма степен тези от пластичните зони на срязване. На второ място трябва да се подчертае необходимостта от внимателна оценка на произхода на гънковите структури. Традиционно в българската литература те се разглеждат като породени от процеси, „независими“ от проявата на разломяванията. Проведеното изследване ясно показва генетичната връзка между процесите на навличане и формиране на мезомасщабни гънкови структури и асоциации.

Заклучение

Изследването ни документира присъствието на свързани с навличанията гънкови структури и асоциации, локализиращи в сравнително тясна зона в непосредствения лежащ блок на Ботеввършкия навлак. Генезисът на тези структури е само отчасти изяснен – голяма част от тях са приразломни огъвания, докато други са свързани с пластичното на мезониво течение на глинестите варовици. Разрезите на навлачната зона дават възможност да се покаже важността на един недостатъчно оценен въпрос – възможността за формирането на локално проявени гънкови структури и асоциации в обхвата на относително тесни разломни зони, формирани в горните части на земната кора. Това са структури, на чието значение сравнително наскоро бе обърнато внимание (Shah et al., 2012). В регионален аспект, тези

данни, както и документирането на присъствието на синседиментационни гънки, показват нуждата от преоценка на разбиранията ни за къснокредно-терциерната геодинамика и еволюция и придържането към класическия модел за ролята на дискретните гънкови фази при оформянето на орогенните постройки.

Благодарности. Проведените изследвания са подпомогнати от договори №ВУ-13/06 и ДМУ-03-41 към Министерството на образованието и науката. Изследването на синседиментационните гънкови структури бе извършено с помощта на гл. ас. Явор Стефанов, на когото изказваме благодарност.

Литература

- Бакиров, А. Б., М. Бац-Мошашвили, К. Брежнянски, Е. А. Георгиев, П. С. Пиронков, Й. Славковски, С. С. Стоянов, Ц. В. Цанков, В. Ярошевски. 1984. Структурная характеристика полосы Старопланинского гранитного надвига между г. Сопот и с. Тыжа (Центральные Балканиды). – *Геотектоника, тектонофизика, геодинамика*, 17, 3-34.
- Балканска, Е. 2011. *Строеж и механизми на възникване на Ботеввършкия навлак, Централна Стара планина*. Дисертационен труд, С., СУ “Св. Климент Охридски”, 237 с.
- Бошев, С. 1942. Предварителни бележки върху геоложкия строеж на Стара планина над Сопот, Карлово и Калофер. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 13, 2, 115-124.
- Йолкичев, Н. 1989. *Стратиграфия на епиконтиненталния тип горна креда в България*. С., Изд. Соф. унив., 184 с.
- Миланов, Л., С. Куйкин, Я. Герчева, Ст. Христов, В. Кунева. 1971. Геологичен строеж на Източна Троянска планина. – *Год. Ком. геол.*, 18, 199-222.
- Пиронков, П., С. Стоянов, Ц. Цанков, Е. Георгиев. 1981. Общие черты строения Старопланинского гранитного надвига. – В: *Складчато-надвиговое строение Средней Стара планины*. С., 78-102.
- Чешитев, Г. 1958. Геология на високата част на Стара планина между Троянския и Шипченския проход. – *Год. УГП*, 9, 1-27.
- Balkanska, E., I. Gerdjikov. 2010. New data on the structure of Botev Vrah thrust along the southern foot of Central Stara Planina Mountain. – *Compt. rend. Acad. Bulg. Sci.*, 63, 10, 1485-1492.
- Price, N. J., J. W. Cosgrove. 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, 502 p.
- Ramsay, J. G., M. I. Huber. 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology: Strain Analysis. Vol. 1*. Academic Press, 307 p.
- Shah, J., D. C. Srivastava, S. Joshi. 2012. Sinistral transpression along the Main Boundary Thrust in Amritpur area, Southeastern Kumaun Himalaya, India. – *Tectonophysics*, 532-535, 258-270.
- Twiss, R. J., E. M. Moores. 1992. *Structural Geology*. W. H. Freeman, San Francisco, 532 p.

БИОСТРАТИГРАФИЯ НА ПАЛЕОЦЕНСКАТА И ЕОЦЕНСКАТА СЕРИЯ В ЛОМСКАТА ДЕПРЕСИЯ ПО ПЛАНКТОННИ ФОРАМИНИФЕРИ

Светлозар Сеферинов

Софийски университет "Св. Климент Охридски", 1504 София; pandemonium@gbg.bg

РЕЗЮМЕ. Палеоценската и Еоценската серия в Ломската депресия (СЗ България) съдържат богати и разнообразни асоциации от планктонни фораминифери (60 вида), които са отлична основа за съставянето на детайлна биостратиграфска схема. В настоящата статия са дефинирани 11 зони и 2 подзони в хроностратиграфския диапазон Дански-Лютески етаж. Шест от зоните са локални, а останалите отговарят по дефиниция на световния зонален стандарт (Wade et al., 2011).

PALEOCENE AND EOCENE PLANKTONIC FORAMINIFERAL BIOSTRATIGRAPHY OF THE LOM DEPRESSION

Svetlozar Seferinov

University of Sofia "St. Kliment Ohridski", 1504 Sofia; pandemonium@gbg.bg

ABSTRACT. The Paleocene and the Eocene in the Lom Depression (NW Bulgaria) contain rich and diverse planktonic foraminiferal assemblages (60 species). They are an excellent base for a detailed biostratigraphical zonation. The present article represents 11 zones and 2 subzones comprising chronostratigraphically Danian-Lutetian interval. Six of the zones are defined as local, while the other ones follow the worldwide zonal standart (Wade et al., 2011).

Въведение

Последните изследвания на фораминиферните асоциации от Палеоцеската и Еоценската серия в Ломската депресия датират от 60-те години на 20 век. Този факт налага един нов поглед върху представите за таксономията и биостратиграфското значение на планктонните фора-минифери. Настоящата статия има за цел да представи биостратиграфска схема, основаваща се на най-новите данни за стратиграфското им разпространение. Изследването е базирано на 376 проби от 12 сондажа.

Палеоцен-еоценският интервал в Ломската депресия включва 5 литостратиграфски единици, които са установени по сондажен път (Филипов и др., 1993; 1995а, 1995б). Стратиграфската им позиция е показана на фиг. 2.

Варовиково-мергелна задруга. Изградена е от многократно редуване на различни по дебелина пачки от сиви до тъмносиви, плътни, здрави, глинести в отделни интервали слабо пясъчливи, варовици с тънкопластови, сивозелени на цвят варовити мергели.

Глинесто-мергелна задруга. Съставена е от сивозелени, силно глинести здрави мергели, разположени в основата на единицата, като в горните нива те прехождат в сивозелени, варовити, чисти или финопясъчливи глинени с тънки прослойки от мергели.

Комаревска свита. Представена е от сиви до светлосиви на цвят неравномерно пясъчливи, глинести, плътни, здрави и, в отделни интервали, органогенни

варовици. Съдържат недобре запазени черупки от бивлвии, глауконитни зърна, фини овъглени растителни останки и към основата - включения от различни по форма и големина флинтвени конкреции.

Мергелно-варовикова задруга. Изградена е от редуване на пачки от светлосиви глинести варовици и сиви неравномерно слабопясъчливи мергели.

Авренска свита. В изследвания район е изградена от зеленикави до жълтеникави пясъчливи до варовити глинени, прослоени от сиви неравномерно глинести мергели.

Всички литостратиграфски единици съдържат планктонни фораминифери, макар и в различно количество и видово разнообразие. Установени са 60 вида (фиг. 1), чието вертикално разпространение в сондажните разрези е солидна база за изграждане на цялостна биостратиграфска зонална схема (фиг. 2). В настоящата статия са дефинирани 11 зони и 2 подзони. 6 от зоните са локални, а останалите отговарят по дефиниция на световния зонален стандарт (Wade et al., 2011).

Характеристика на биостратиграфските зони

Локална конкурентна зона *Globanomalina compressa/Parasubbotina pseudobulloides*

Възраст. Дански-Зеландски етаж.

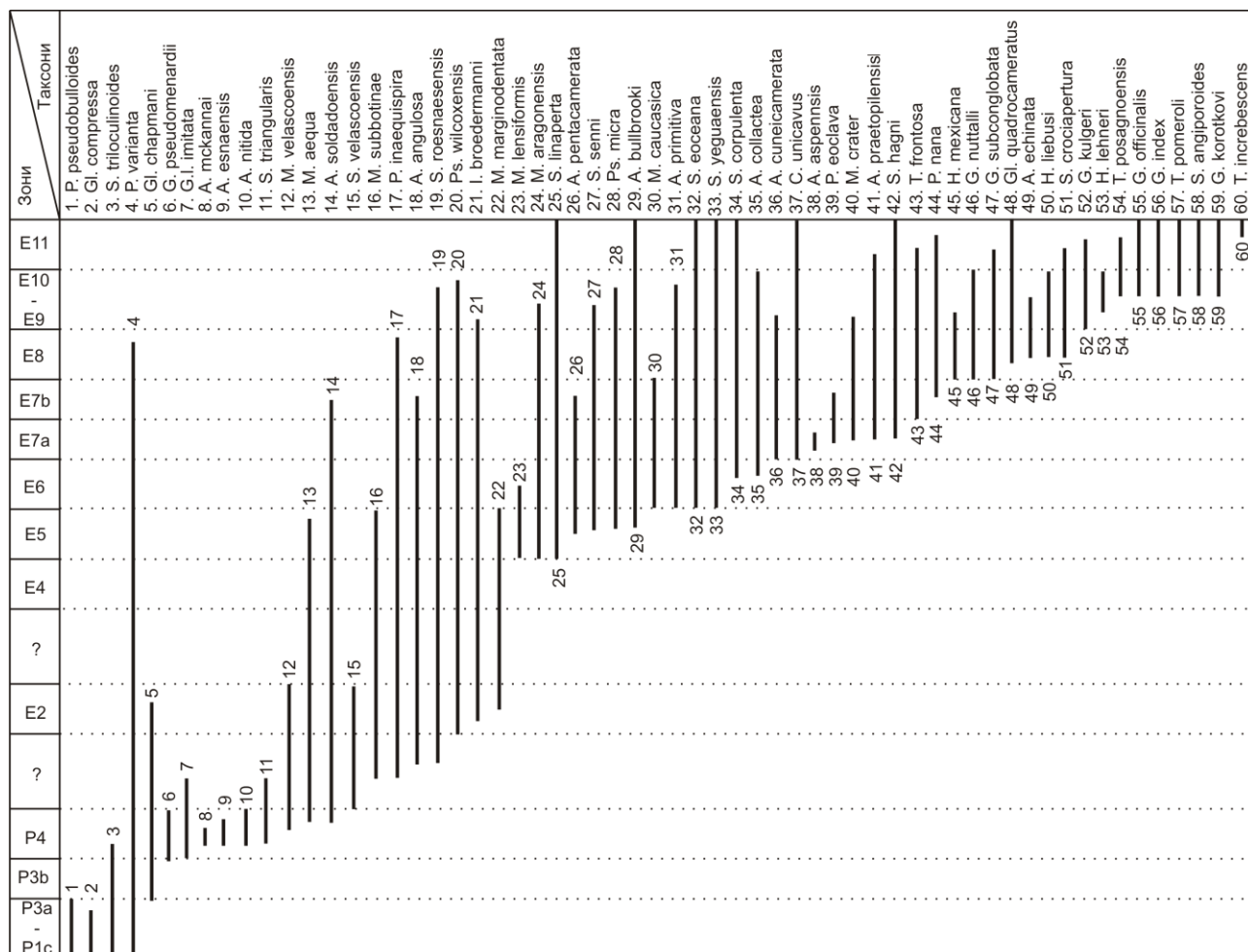
Определение. Интервалът от първата поява на *Globanomalina compressa* (Plummer) до изчезването на *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer).

Характеристика. Асоциацията от планктонни фораминифери в обхвата на зоната е изключително еднообразна като е представена само от *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer), *Subbotina trilocolinoides* (Plummer), *Parasubbotina varianta* (Subbotina), *Globanomalina compressa* (Plummer). Цитираните видове са лошо запазени поради характера на седиментите изграждащи варовиково-мергелната задруга. Количеството им е минимално, което допълнително затруднява установяването на границите на зоната. *Subbotina trilocolinoides* (Plummer) е транзитен вид за нея, докато

Parasubbotina varianta (Subbotina) се появява в нейната основа и служи за допълнителен маркер.

Бележки. Биостратиграфската зона е описана със статут на локална, поради невъзможността да се установят индексните таксони, дефиниращи границите на зоните от световния стандарт. Обемът на зоната съответства на интервала между зони *Globanomalina compressa* и *Igorina pussila* от световния зонален стандарт (Wade et al., 2011).

Разпространение. В настоящето изследване е установена в сондажите от района на с. Аспарухово – P-1, P-3, P-5, в част от варовиково-мергелната задруга.



Фиг. 1. Стратиграфско разпространение на планктонните фораминифери от Палеоценската и Еоценската серия в Ломската депресия

Локална интервална зона *Globanomalina charmanni*/*Globanomalina pseudomenardii*

Възраст. Зеландски етаж.

Определение. Интервалът от поява на *Globanomalina charmanni* (Parr) до поява на *Globanomalina pseudomenardii* (Bolli).

Характеристика. В структурата на съобществото тук преобладават видовете *S. trilocolinoides* (Plummer) и *Parasubbotina varianta* (Subbotina), докато *Globanomalina charmanni* (Parr) е представена с малко на брой екземпляри.

Бележки. В настоящето изследване зоналното подразделение придобива значение на регионално, макар и по обем да отговаря на подзона *Igorina albeari* (P3b) от зоналния стандарт. Това е наложено от невъзможността

да се установи индексния таксон *Igorina albeari* (Cushman), дефиниращ долната граница на подзоната.

Разпространение. Установена е само в седиментите на варовиково-мергелната задруга от сондажния разрез P-3 Аспарухово.

Таксон рейндж зона *Globanomalina pseudomenardii* (P4)

Възраст. Зеландски-Танетски етаж.

Определение. Интервалът от появата до изчезването на *Globanomalina pseudomenardii*. Зоната е въведена под името *Globorotalia pseudomenardii* от Bolli (1957).

Характеристика. Таксономичният състав на зоната се характеризира с намаляване на представителите от род *Subbotina* и разнообразието на таксони от родовете *Acarinina*, *Globanomalina* и *Parasubbotina*. Количествено

най-многобройни са *Subbotina triloculinoides* (Plummer) и *Subbotina velascoensis* (Cushman), които преминават от пониски стратиграфски нива. Първият от тях изчезва в долните нива на зоната. Освен индексовия таксон *Globanomalina pseudomenardii* (Bolli) от рода *Globanomalina* в зоната транзитно се установява и *Globanomalina chapmani* (Parr). Останалите таксони са в малки количества. Характерни за зоната са и малките компактни *Acarinina nitida* (Martin) и *Acarinina mckannai* (White), като и двете се появяват в обхвата на зоната.

Серия	Етаж	Задруга	Wade et al. (2011)	Име на биостратиграфската единица	ЛСЕ	
Еоцен	Лютец	X	E11	Локална интервална зона <i>Guembeltrioides nuttalli</i> / <i>Acarinina bullbrookii</i>	Авренска свита	
			E10 - E9	Локална конкурентна зона <i>Globigerinatheka kugleri</i> / <i>Guembeltrioides nuttalli</i>		
			E8	Интервална зона <i>Guembeltrioides nuttalli</i>		
	Ипрес	глинесто-мергелна задруга	X	E7b	Интервална подзона <i>Turborotalia frontosa</i>	мергелно-варовикова задруга
				E7a	Интервална подзона <i>Acarinina cuneicamerata</i>	
				E6	Интервална зона на частично разпространение <i>Acarinina pentacamerata</i>	
				E5	Конкурентна зона <i>Morozovella aragonensis</i> / <i>Morozovella subbotinae</i>	
		варовиково-мергелна задруга	X	E4	Локална интервална зона <i>Morozovella lensiformis</i> / <i>Morozovella aragonensis</i>	Комаревска свита
				?		
				E2	Конкурентна зона <i>Pseudohastigerina wilcoxensis</i> / <i>Morozovella velascoensis</i>	
				?		
	Палеоцен	Танет	X	P4	Таксон рейндж зона <i>Globanomalina pseudomenardii</i>	Комаревска свита
Зеланд		P3b		Локална интервална зона <i>Globanomalina chapmani</i> / <i>Globanomalina pseudomenardii</i>		
Дан		P3a - P1c		Локална конкурентна зона <i>Globanomalina compressa</i> / <i>Parasubbotina pseudobulloides</i>		

Фиг. 2. Биостратиграфска схема на Палеоценската и Еоценската серия в Ломската депресия

Разпространение. За първи път в България зоната е описана от Југанов (1983), който изказва предположение за наличието и в Ломската депресия. В настоящето изследване тя се установява в седиментите на варовиково-мергелната задруга с целия си обем и в Комаревската свита само с най-горните си нива – сондажи

P-1 Аспарухово, P-3 Аспарухово, P-3 Комозица, P-1 Дългоделци, C-6 Оряхово, C-7 Оряхово, C-11 Оряхово.

Конкурентна зона *Pseudohastigerina wilcoxensis*/ *Morozovella velascoensis* (E2)

Възраст. Ипрески етаж.

Определение. Интервалът от появата на *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman and Ponton) до изчезването на *Morozovella velascoensis* (Cushman).

Характеристика. Съставът на съобществото е изграден от *Subbotina velascoensis* (Cushman) и *S. roesnaesensis* Olsson & Berggren, *Acarinina angulosa* (Bolli), *A. soldadoensis* (Bronniman), *Morozovella subbotinae* (Morozova), *M. velascoensis* (Cushman), *Parasubbotina inaequispira* (Subbotina) и *Igorina broedermanni* (Cushman & Bermudez). Представителите на родовете *Subbotina* и *Parasubbotina* са относително равни по количество, като преобладават над акарините. Нискокониичните видове *Morozovella subbotinae* (Morozova) и *M. velascoensis* (Cushman) са слабо представени с единични по брой екземпляри. Всички изброени таксони са транзитни за зоната с изключение на индексовите.

Разпространение. Зоната се отделя в сондаж C-6 Оряхово в част от седиментите на Комаревската свита и мергелно-варовиковата задруга, и в P-1 Дългоделци в обхвата на варовиково-мергелната задруга.

Локална интервална зона *Morozovella lensiformis*/ *Morozovella aragonensis*

Възраст. Ипрески етаж.

Определение. Интервалът от първата поява на *Morozovella lensiformis* (Subbotina) до първата поява на *Morozovella aragonensis* (Nuttall).

Характеристика. Най-характерни и силно преобладаващи са представителите на род *Morozovella*. Разнообразието им в обема на зоната е най-голямо спрямо всички останали отделени зонални единици в Ломската депресия. Установени са *Morozovella aequa* (Cushman and Renz), *M. marginodentata* (Subbotina), *M. subbotinae* (Morozova) и *Morozovella lensiformis* (Subbotina). В количествено отношение многобройни са също така *Parasubbotina varianta* (Subbotina) и *S. roesnaesensis* Olsson & Berggren. Разнообразието на асоциацията се поддържа и от други видове, макар че те идват значително по-рядко от изброените. Акаринините са представени от *A. soldadoensis* (Bronniman), *A. angulosa* (Bolli) и единични екземпляри от *A. esnaensis* (LeRoy). Всички отбелязани видове са транзитни за зоната с изключение на индексовия таксон *Morozovella lensiformis* (Subbotina), който се появява в основата ѝ.

Бележки. Единицата отговаря по обем на зона *Morozovella formosa* от световния зонален стандарт, но индексовият таксон, маркиращ долната граница, е заменен поради отсъствието му в Ломската депресия. Това обуславя и отделянето на зоната със статут на локална. В биостратиграфската зонална схема на Berggren et al. (1995) е описана интервалната подзона *Morozovella lensiformis* като за нейни граници са определени появата на *Morozovella formosa formosa* (Bolli) и/или *Morozovella lensiformis* (Subbotina) и появата на *Morozovella aragonensis* (Nuttall). По дефиниция и обем зоната, установена в Ломската депресия, отговаря напълно на подзона *M. lensiformis* (P6b) на Berggren et al. (1995).

Разпространение. Със сигурност за нейн частичен еквивалент може да се приеме отделената в Североизточна България зона *Morozovella subbotinae* от Juranov (1983). В Ломската депресия зоната е установена в разрез Р-1 Ковачица като част от седиментите на варовиково-мергелната задруга и глинесто-мергелната задруга.

Конкурентна зона *Morozovella aragonensis*/*Morozovella subbotinae* (E5)

Възраст. Ипрески етаж.

Определение. Интервалът от появата на *Morozovella aragonensis* (Nuttall) до изчезването на *Morozovella subbotinae* (Morozova).

Характеристика. Съобществото се изгражда от представители на родовете *Morozovella*, *Subbotina*, *Parasubbotina*, *Acarinina*, *Igorina* и *Parasubbotina*. Суботините са представени от вида *S. roesnaesensis* Olsson & Berggren 2006, които преминава в тази зона от предходната, и вида *S. linaperta* (Finlay), появяващ се в долните нива на зоната. Вторият има широко стратиграфско разпространение и се установява във всички следващи биостратиграфски единици. Акарините са с бедно видово разнообразие - *A. angulosa* (Bolli) и *A. soldadoensis* (Bronniman), въпреки че имат постоянно присъствие във фораминиферната асоциация. Разнообразието на морозовелите се запазва, като видовете *M. subbotinae* (Morozova), *M. aequa* (Cushman and Renz) и *M. marginodentata* (Subbotina) изчезват в горните нива на зоната. Идентифицират се транзитните *Parasubbotina varianta* (Subbotina), *P. inaequispira* (Subbotina), а също така и *Igorina broedermanni* (Cushman & Bermudez). Последният, макар че в света се появява в по ниски стратиграфски интервали, в разрезите от Ломската депресия е установен за първи път в описана зона. В количествено отношение доминират родовете *Subbotina* и *Morozovella*, като най-често установявания вид е *Subbotina linaperta* (Finlay).

Бележки. Дефиниращите характеристики за зоната напълно отговарят на описаните в литературата, като единствена разлика може да се отбележи сравнително слабо представения род *Acarinina*.

Разпространение. Единицата е описана от Juranov (1983) под името *Morozovella formosa formosa*, като критерии за отделянето и са посочени появата на *Morozovella aragonensis* (Nuttall) и появата на *A. pentacamerata* (Subbotina). Нейният обем отговаря на зоната, описана в настоящата работа. В Ломската депресия зоната заема част от варовиково-мергелната задруга, глинесто-мергелната задруга и мергелно-варовиковата задруга в сондажните разрези Р-2 Комощица, Р-3 Комощица, Р-1 Дългоделци, С-7 Оряхово, С-8 Оряхово

Интервална зона на частично разпространение *Acarinina pentacamerata* (E6)

Възраст. Ипрески етаж.

Определение. Частичното разпространение на *Acarinina pentacamerata* (Subbotina) в интервала от изчезването на *Morozovella subbotinae* (Morozova) до първата поява на *Acarinina cuneicamerata* (Blow).

Характеристика. Основното събитие, което служи за отделянето на зоната, е изчезването на *Morozovella subbotinae* (Morozova) и *Morozovella marginodentata*

(Subbotina) и осезаемото обедняване на род *Morozovella*. В обхвата на зоната развитието си продължават грубоорнаментирани представители на род *Morozovella* - *M. aragonensis* (Nuttall), *M. crater* (Hornibrook) и *M. caucasica* (Glaessner), като последния може да служи за индекс таксон поради това, че появата му съвпада с основата на отделената зона. Увеличава се количеството и разнообразието при представителите на род *Acarinina*. Характерни за зоната са *A. soldadoensis* (Bronniman), *A. angulosa* (Bolli), *A. pentacamerata* (Subbotina), *A. primitiva* (Finlay) и *A. cuneicamerata* (Blow). Появяват се и представителите от групата на големите еоценски суботини, а именно *S. eoacaena* (Guembel), *S. yeguaensis* (Weinzierl & Applin), *S. hagni* (Gohrbandt), *S. corpulenta*. Към тях се добавят и преминаващата от предходните стратиграфски нива *S. linaperta* (Finlay) и *S. roesnaesensis* Olsson & Berggren, и появяващата се малка по-размер, но лесно определима *S. senni* (Beckmann). *Parasubbotina varianta* (Subbotina) и *P. inaequispira* (Subbotina) също имат постоянно присъствие в обхвата на зоната. За разнообразието на асоциацията допринася и *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman and Ponton). В количествено отношение половината от това съобщество принадлежи към род *Subbotina*, а другата половина е относително равномерно разпределена между род *Morozovella* и род *Acarinina*. Останалите споменати родове са с малко на брой екземпляри.

Бележки. Присъствието на групата големи еоценски суботини цитирана по-горе, се явява съществена разлика спрямо разбиранията за характера на зоната в световен мащаб. Възможни са две обяснения: по-ранната поява на споменатите таксони в Еоцена от Ломската депресия или замърсяване на пробите при процеса на шламово опробване.

Разпространение. У нас зоналната единица се отделя и описва за първи път. Констатирана е с пълния си обем в разреза Р-1 Дългоделци като част от седиментите на глинесто-мергелната задруга. В източния борд на Ломската депресия зоната не може да се установи еднозначно поради липса на индексни таксони и е отделена като съвкупност от две биостратиграфски единици в седиментите на мергелно-варовиковата задруга – С-6 Оряхово, С-7 Оряхово.

Интервална зона *Acarinina cuneicamerata*

Определение. Интервалът от първата поява на *Acarinina cuneicamerata* (Blow, 1979) до първата поява на *Guembeltrioides nuttalli* (Hamilton, 1953).

Интервална подзона *Acarinina cuneicamerata* (E7a)

Възраст. Ипрески етаж.

Определение. Интервалът от първата поява на *Acarinina cuneicamerata* (Blow) до първата поява на *Turborotalia frontosa* (Subbotina).

Характеристика. Съобществото, даващо облика на подзоната, е изключително разнообразно. Количествено преобладава род *Subbotina*, който е представен от групата на големите еоценски суботини *S. corpulenta* (Subbotina), *S. hagni* (Gohrbandt), *S. yeguaensis* (Weinzierl & Applin), *S. eoacaena* (Guembel). Сериозно присъствие имат и *S. senni* (Beckmann), *S. linaperta* (Finlay) и *S. roesnaesensis* Olsson & Berggren. Акаринините също поддържат високо разнообразие с *A. angulosa* (Bolli), *A. cuneicamerata* (Blow), *A. bullbrookii* (Bolli), *A. aspensis* (Colom), *A. pentacamerata*

(Subbotina), *A. primitiva* (Finlay), *A. collactea* (Finlay), *A. praetopilensis* (Blow). Представителите на род *Acarinina* маркират няколко биосъбития в обхвата на подзоната. Освен *Acarinina cuneicamerata* (Blow), в основата на подзоната се появяват *A. collactea* (Finlay) и *A. aspensis* (Colom), като последната е с много къс рейндж и ценен биостратиграфски репер. Морозовелите са представени от грубо орнаментирани *M. crater* (Hornibrook), *M. caucasica* (Glaessner) и *M. aragonensis* (Nuttall), като и трите вида са транзитни за подзоната. Към разнообразието на фораминиферната асоциация допринасят и установените в предходни стратиграфски нива и продължаващи развитието си тук таксони *P. varianta* (Subbotina), *P. inaequispira* (Subbotina), *Ps. wilcoxensis* (Cushman and Ponton), *I. broedermanni* (Cushman & Bermudez) и *C. univavus* Bolli, Loeblich, and Tappan, 1957.

Бележки. Интервална подзона *Acarinina cuneicamerata* (E7a) е хроностратиграфски еквивалент на зона *Acarinina cuneicamerata* (Berggren and Pearson, 2005) и макар че таксоните дефиниращи границите им са различни, то обема им е еднакъв (Wade et al. 2011).

Разпространение. В представения тук обем, отговарящ на световния зонален стандарт, подзоната се дефинира за първи път у нас. Установена е в разрез С-7 Оряхово като част от седиментите на мегелно-варовиковата задруга.

Интервална подзона *Turborotalia frontosa* (E7b)

Възраст. Ипрески-Лютески етаж.

Определение. Интервалът от първата поява *Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953) до първата поява на *Guembeltrioides nuttalli* (Hamilton, 1953).

Характеристика. Съобществото запазва родовия и видовия си състав споменати в характеристиката на подзона E7a. Род *Subbotina* е представен от същите видове, които характеризират и предходната зона. Почти без промени е и род *Acarinina* въпреки отсъствието на *A. aspensis* (Colom). В края на подзоната постепенно намаляват и изчезват *A. soldadoensis* (Bronniman), *A. angulosa* (Bolli) и *A. pentacamerata* (Subbotina), а транзитни са *A. primitiva* (Finlay), *A. cuneicamerata* (Blow), *A. collactea* (Finlay), *A. bullbrooki* (Bolli) и *A. praetopilensis* (Blow) се появяват в обхвата на подзоната. Грубоорнаментирани *M. aragonensis* (Nuttall), *M. crater* (Hornibrook) и *M. caucasica* (Glaessner) продължават своето развитие и са характерни за целия обем на единицата. В обхвата ѝ се появява и видът *Pseudohastigerina micra* (Cole) и първият представител от род *Turborotalia* – *T. frontosa* (Subbotina), маркиращ основата ѝ. Количествените взаимоотношения във фораминиферната асоциация са добре изразени, като преобладава относителния дял на суботините, последвани от представителите на род *Acarinina* и *Morozovella*. Останалите родове са по-слабо представени като брой екземпляри, като единствено *T. frontosa* (Subbotina) е сравнително многобройна.

Бележки. Горната граница на интервалната зона *Acarinina cuneicamerata* (Berggren and Pearson, 2005) служеше за отделянето на долния от средния еоцен. В най-новата калибрирана зонална схема на Wade et al. (2011) границата между Долния и Средния Еоцен попада в обхвата на интервална подзона *Turborotalia frontosa* (E7b).

Разпространение. В представения тук обем, отговарящ на световния зонален стандарт, подзоната се дефинира за първи път у нас. Установена е в разрез С-7 и С-11 Оряхово

като част от седиментите на мергелно-варовиковата задруга.

Интервална зона *Guembeltrioides nuttalli* (E8)

Възраст. Лютески етаж.

Определение. Интервалът от първата поява на *Guembeltrioides nuttalli* до първата поява на *Globigerinatheka kugleri*.

Характеристика. Асоциацията е с голямо разнообразие, като доминиращи количествено са представителите на род *Subbotina*. Всички видове, принадлежащи към рода, са транзитни за зоната и не се различават по състав от цитираните в предходната биостратиграфска единица, докато акарините са с по беден състав поради прекратяване на съществуването на редица видове. Транзитни в зоната са *A. primitiva* (Finlay), *A. cuneicamerata* (Blow), *A. collactea* (Finlay), *A. bullbrooki* (Bolli) и *A. praetopilensis* (Blow). Морозовелите са представени от *M. aragonensis* (Nuttall), *M. caucasica* (Nuttall) и *M. crater* (Hornibrook) като имат стабилно присъствие, но броят им постепенно намалява от основата към горните нива на зоната. Сериозно биостратиграфско събитие е появата на първите представители на род *Hantkenina* – *H. mexicana* Cushman и *H. liebusi* Shokhina. В някои отделни нива те идват в големи количества като многобройни от тях са единствено суботините. Съобществото се характеризира и с първата поява на представител от род *Globigerinatheka* – *G. subconglobata* (Shutskaya) и изчезването на често установявания вид *P. inaequispira* (Subbotina). От останалите видове масово се срещат *Turborotalia frontosa* (Subbotina), *Guembeltrioides nuttalli*, (Hamilton), *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman and Ponton) и *Ps. micra* (Cole), *P. nana* (Bolli) и *C. univavus* Bolli, Loeblich, and Tappan.

Бележки. Зоната е лесно разпознаваема поради специфичния състав на фораминиферното съобщество. Проблем за отделянето ѝ е фактът, че индексните таксони се установяват с голяма честота едновременно в едно и също стратиграфско ниво. Характерно е и струпането на ханткенини в определени нива и липсата на последователност в тяхната поява.

Разпространение. Единицата е установена в С-11 Оряхово, като част от Авренската свита. В останалите сондажи от Оряховска площ тя се установява като съвкупност от повече на брой зони, които не могат да бъдат отделени една от друга поради липсата на индексни таксони.

Локална конкурентна зона *Globigerinatheka kugleri*-*Guembeltrioides nuttalli*

Възраст. Лютески етаж.

Определение. Биостратиграфският интервал от появата на *Globigerinatheka kugleri* (Bolli et al.) до изчезването на *Guembeltrioides nuttalli* (Hamilton).

Характеристика. Съобществото се характеризира с многообразието на видове от род *Subbotina*. Установени са *S. eoacaena* (Guembel), *S. yeguaensis* (Weinzierl & Applin), *S. hagni* (Gohrbandt), *S. corpulenta* (Subbotina), *S. roesnaesensis* Olsson & Berggren (изчезва в обхвата на зоната), *S. senni* (Beckmann), *S. linaperta* (Finlay) и *S. crociapertura* Blow, които идват в голямо количество. В зоната изчезват също така представителите на род *Parasubbotina* – *P. varianta* (Subbotina) и *P. eoelava* Coxall et al. Сред глобигеринатеките разнообразието се повишава с

появата на видовете *G. korotkovi* Keller, *G. index* (Finlay), *G. kugleri* (Bolli et al.). Индексният таксон *G. nuttali* (Hamilton) се среща често в целия обем на зоната. В средните ѝ нива се появява и *Globigerina officinalis* Subbotina. Често установявани, макар и в малки количества, са *Ps. wilcoxensis* (Cushman and Ponton) – изчезва в зоната и *Ps. micra* (Cole) – транзитен. Ханткенините преминават в тази зона от предходната като в допълнение се появява и *H. lehneri* Cushman & Jarvis. Всички видове от род *Morozovella* изчезват в долните нива на зоната. Акаринините запазват стабилно присъствие с *A. primitiva* (Finlay), *A. collactea* (Finlay), *A. bullbrooki* (Bolli) – изчезва в средните нива на зоната, *A. praetopilensis* (Blow) и появата на *A. echinata* (Bolli). Рядко срещани са *C. unicavus* Bolli, Loeblich, and Tappan, *P. nana* (Bolli) и *I. broedermanni* (Cushman & Bermudez), като последната изчезва в обхвата на зоната.

Бележки. Обемът на локалната зона отговаря на интервала от две биостратиграфски зони от зоналният стандарт – конкурентна зона *Globigerinatheka kugleri*/*Morozovella aragonensis* и зоната на частичното разпространение *Acarinina topilensis* (Wade et al., 2011). Въвеждането ѝ със статут на локална биостратиграфска единица се налага поради липсата на дефиниращия индекс таксон служещ за граница между E9 и E10.

Разпространение. Локалната зонална единица е установена в C-11 Оряхово, като част от Авренската свита.

Локална интервална зона *Guembeltrioides nuttali*/*Acarinina bullbrooki*

Възраст. Лютески етаж.

Определение. Интервалът от изчезването на *Guembeltrioides nuttali* (Hamilton) до изчезването на *Acarinina bullbrooki* (Bolli).

Характеристика. В структурата на фораминиферната асоциация са установени средноеоценските големи суботини *S. hagni* (Gohrbandt), *S. corpulenta* (Subbotina), *S. eosaeana* (Guembel), *S. yeguaensis* (Weinzierl & Applin) и дребните компактни форми *S. linaperta* (Finlay), *S. crociapertura* Blow и *S. senni* (Beckmann). Всички изброени видове са транзитни за зоната. В нейната основа от рода *Subbotina* се появява характерният вид *S. angiporoides* (Hornibrook), който също може да се използва за дефиниране на долната граница на единицата. Често срещана е *Globigerina officinalis* Subbotina. Акаринините имат постоянно присъствие като в горната част на интервала намаляват количествено – *A. primitiva* (Finlay), *A. collactea* (Finlay), *Acarinina bullbrooki* (Bolli) – изчезва в края на зоната и служи за индекс таксон, *A. praetopilensis* (Blow), *A. echinata* (Bolli). Разнообразни по състав са и трите средноеоценски рода *Turborotalia*, *Hantkenina* и *Globigerinatheka*. В количествено отношение те са почти равностойно представени, като съставляват половината от общото количество екземпляри във фораминиферната асоциация. Характерни са *T. pomeroi* (Toumarkine & Bolli), *H. liebusi* Shokhina, *G. subconglobata* (Shutskaya), *G. index* (Finlay), *G. korotkovi* Keller и *G. kugleri* (Bolli et al.). В обхвата на зоната изчезват видовете *T. frontosa* (Subbotina), *H. lehneri* Cushman & Jarvis, и се появява *T. cerroazulensis* (Cole). По-рядко присъствие имат *Pseudohastigerina micra* (Cole), *Catapsydrax unicavus* Bolli, Loeblich, and Tappan и *Paragloborotalia nana* (Bolli).

Бележки. Единицата е описана със статут на локална поради липсата на индексния за горна граница на зоната

таксон *O. beckmanni* (Saito). По дефиниция в световния зонален стандарт (Wade et al., 2011) за граници са посочени изчезването на *Guembeltrioides nuttali* (Hamilton) и появата на *O. beckmanni* (Saito) и частичното разпространение на *Morozovelloides lehneri*. Последните два не са установени в седиментите от Ломската депресия.

Разпространение. Локалната зонална единица е установена в C-6 Оряхово, C-7 Оряхово и C-11 Оряхово, като част от Авренската свита.

Заклучение

Изучаването на стратиграфското разпространение на планктонните фораминифери в палеоцен-еоценския интервал от Ломската депресия позволи да се идентифицират 6 биостратиграфски единици от световния зонален стандарт, както и 5 зони описани като локални поради различни съображения в интервала дански-Лютески етаж. В обобщената схема (фиг. 2) е показана и позицията на два интервала (на границата Палеоцен-Еоцен и в основата на Долния Еоцен), в които липсват достатъчно фосилни данни за отделяне на биостратиграфски единици.

Представената биостратиграфска подялба е една добра основа за задълбочаване на изследванията в основата на Данския етаж, граничния интервал между Палеоценската и Еоценската серия, както и за доказването на евентуалното присъствие на Горноеоценската подсерия в Ломската депресия.

Литература

- Филипов, Л., Е. Коюмджиева, Н. Попов. 1993. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100000. Картен лист Лом. С., Бolid, 40 с.*
- Филипов, Л., Е. Коюмджиева, Т. Николов, Н. Попов, И. Сапунов, Ц. Цанков, П. Чумаченко. 1995а. *Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100000. Картен лист Монтана. С., ЕТ "Аверс"; 109 с.*
- Филипов, Л., Е. Коюмджиева, Н. Попов. 1995б. *Обяснителна записка към геоложка карта на България М 1: 100 000, картен лист Бяла Слатина. С., ЕТ "Аверс", 85 с.*
- Berggren, W. A., D. V. Kent, C. C. Swisher III, M. Aubry. 1995. *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: Berggren, W. A. et al. (Eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Spec. Publ., 54, 129-212.*
- Berggren, W. A., P. N. Pearson. 2005. *A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. – J. For. Res., 35, 5, 279-298.*
- Juranov, S. G. 1983. *Planctonic foraminiferal zonation of the Paleocene and the Lower Eocene in part of East Balkan Mountains. – Geologica Balc., 13, 2, 59-73.*
- Wade B. S., P. N. Pearson, W. A. Berggren, H. Paelike. 2011. *Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. – Earth Sci. Rev., 104, 111-142.*

ИНДЕКСОВИ ТАКСОНИ ПЛАНКТОННИ ФОРАМИНИФЕРИ ОТ ПАЛЕОЦЕНСКАТА И ЕОЦЕНСКАТА СЕРИЯ В ЛОМСКАТА ДЕПРЕСИЯ

Светлозар Сеферинов

Софийски университет "Св. Климент Охридски", 1504 София; pandemonium@gbg.bg

РЕЗЮМЕ. В настоящата статия са описани 14 вида планктонни фораминифери от Палеоценската и Еоценската серия в Ломската депресия принадлежащи на 8 рода (*Guembeltrioides* El Naggar – 1 вид, *Parasubotina* Olsson, Hemleben, Berggren, and Liu – 1 вид, *Globigerinatheka* Brönnimann – 1 вид, *Acarinina* Subbotina – 2 вида, *Morozovella* McGowran and Luterbacher – 4 вида, *Globanomalina* Haque, emended – 3 вида, *Pseudohastigerina* Banner and Blow – 1 вид, *Turborotalia* Cushman & Bermudez – 1 вид), 3 семейства (GLOBIGERINIDAE Carpenter, Parker and Jones, 1862, TRUNCOROTALOIDIDAE Loeblich and Tappan, 1961, HEDBERGELLIDAE Loeblich and Tappan, 1961) и 1 надсемейство (GLOBIGERINACEAE Carpenter, Parker and Jones, 1862) от подразред GLOBIGERININA Delage and Hérouard, 1896. 6 вида се описват за първи път в България. Изследваният материал е получен от 376 проби от шлам и ядка от 12 сондажа. Родовата принадлежност на видовете е в съответствие със систематиката на Pearson et al. (2006).

PALEOCENE AND EOCENE INDEX TAXA OF PLANKTONIC FORAMINIFERA FROM THE LOM DEPRESSION

Svetlozar Seferinov

University of Sofia "St. Kliment Ohridski", 1504 Sofia; pandemonium@gbg.bg

ABSTRACT. The present article represents taxonomical descriptions of 14 species of planktonic foraminifera from the Paleocene and Eocene of the Lom depression. They belong to 8 genera (*Guembeltrioides* El Naggar – 1 species, *Parasubotina* Olsson, Hemleben, Berggren, and Liu – 1 species, *Globigerinatheka* Brönnimann – 1 species, *Acarinina* Subbotina – 2 species, *Morozovella* McGowran and Luterbacher – 4 species, *Globanomalina* Haque, emended – 3 species, *Pseudohastigerina* Banner and Blow – 1 species, *Turborotalia* Cushman & Bermudez – 1 species), 3 families (GLOBIGERINIDAE Carpenter, Parker and Jones, 1862, TRUNCOROTALOIDIDAE Loeblich and Tappan, 1961, HEDBERGELLIDAE Loeblich and Tappan, 1961), and 1 superfamily (GLOBIGERINACEAE Carpenter, Parker and Jones, 1862) of suborder GLOBIGERININA Delage and Hérouard, 1896. 6 species are described for the first time in Bulgaria. The studied material was obtained from 376 samples of drill cuttings and core from 12 boreholes. The classification of Pearson et al. (2006) is applied in the article.

Въведение

Палеоценската и Еоценската серия на практика имат повсеместно разпространение в Ломската депресия. В тези нива са установени общо 60 вида планктонни фораминифери. Изследването на тяхното разпространение доведе до изграждането на цялостна зонална схема, в която са включени както зони от световния стандарт (Berggren et al., 2005; Wade et al., 2011), така и локални зони, чийто обхват е актуален само за Ломската депресия (Сеферинов, 2013).

В настоящата статия са представени 14 вида планктонни фораминифери, които са важни индикатори за дефиниране на границите на биостратиграфските зони от Палеоценската и Еоценската серия в Ломската депресия. Те принадлежат на 8 рода от 3 семейства (GLOBIGERINIDAE Carpenter, Parker and Jones, 1862, TRUNCOROTALOIDIDAE Loeblich and Tappan, 1961, HEDBERGELLIDAE Loeblich and Tappan, 1961) и 1 надсемейство (GLOBIGERINACEAE Carpenter, Parker and Jones, 1862) от подразред GLOBIGERININA Delage and Hérouard, 1896. 6 вида се описват за първи път в България.

Изследваният материал е получен от 376 проби от шлам и ядка от 12 сондажа. Родовата принадлежност на видовете е в съответствие със систематиката на Pearson et al. (2006).

Таксономични описания

Разред FORAMINIFERIDA Eichwald, 1830

Подразред GLOBIGERININA Delage and Hérouard, 1896

Надсемейство GLOBIGERINACEAE Carpenter, Parker and Jones, 1862

Семейство GLOBIGERINIDAE Carpenter, Parker and Jones, 1862

Род *Guembeltrioides* El Naggar, 1971

Tunov вид. "*Globigerinoides*" *higginsi* Bolli, 1957; по-млад синоним на "*Globigerinoides*" *nuttalli* Hamilton, 1953.

Guembeltrioides nuttalli (Hamilton, 1953)

Табл. I, фиг. 1-4.

1953. *Globigerinoides nuttalli* sp.n.; Hamilton, p. 224-225, pl. 32, fig. 23 (holotype), fig. 22, 24.

1957. "*Globigerinoides*" *higginsi* sp. n.; Bolli, p. 164, pl. 36, fig. 11a-c (holotype), fig. 12a-13b (paratypes).

1975. *Globigerina higginsi* (Bolli); Stainforth et al., p. 189, fig. 52-1a-3a (reillustration of holotype and paratypes), fig. 52-5?, 6-7, 8.

1986. "*Globigerinoides*" *higginsi* Bolli; Джуранов & Даракчиева, с. 9, табл. 6, фиг. 2.

2006. *Guembeltrioides nuttalli* (Hamilton, 1953); Pearson et al., p. 82, pl. 5.6, fig. 1-20.

Материал. Десетки отлично екземпляри запазени с различни допълнителни апертури.

Бележки. В България видът е описан от Долния и Средния Еоцен (Авренската свита) от Североизточна България (Джуранов и Даракчиева, 1986).

Стратиграфско разпространение. От основата на Средния Еоцен (зона E8) до средата на Средния Еоцен (зона E10 - Berggren et al., 2005). В Ломската депресия появата на *G. nuttalli* (Hamilton) служи за поставяне на границата между подзона E7b и зона E8. Изчезването на таксона дефинира границата между локална зона *G. kugleri*-*G. nuttalli* и локална зона *G. nuttalli*/*A. bullbrookii*.

Род *Parasubbotina* Olsson et al. 1992

Типов вид. *Globigerina pseudobulloides* Plummer, 1926.

***Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer, 1926)**

Табл. I, фиг. 5-6

1926. *Globigerina pseudo-bulloides* sp. n.; Plummer, p. 133, pl. 8, figs. 9a-c.

1957. *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer); Bolli, p. 72, pl. 17, figs. 19-21.

1992. *Subbotina pseudobulloides* (Plummer); Berggren, p. 563, pl. 1, figs. 7, 8.

1999. *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer); Olsson et al., p. 24, pl. 21, figs. 1-15.

Номенклатура. Холотипът се съхранява в колекцията на Walker Museum (No. 33076), Chicago, USA.

Описание. Стената е нормално перфорирана, симетрично мрежеста, шипеста. Черупката е ниско трохоспирално завита, изградена от 2,5 завоя, налобена по периферията, с 5-6 камерки в последния завой. Камерките са кълбовидни по форма, нарастващи бързо по размер. Спиралната страна е много леко изпъкнала. Апертурата е интериомаргинална, умбиликално-екстраумбиликална арка оградена с тясна устна. Плът е тесен, дълбок и отворен към предходната камерка.

Материал. Десетки лошо запазени екземпляри, прекристализирали с облепени черупки.

Стратиграфско разпространение. От основата на Долния Палеоцен, (зона P_α) до основата на Горния Палеоцен, подзона P3a (Berggren et al., 2005). В Ломската депресия изчезването на вида служи за поставяне на горната граница на локална зона *Globanomalina compressa*/*Parasubbotina pseudobulloides*.

Род *Globigerinatheka* Brönnimann 1952

Типов вид. *Globigerinatheka barri* Brönnimann, 1952.

***Globigerinatheka kugleri* (Bolli et al., 1957)**

Табл. I, фиг. 7

1952. *Globigerinatheka barri* sp. n.; Brönnimann, text-fig. 3d-f (not Brönnimann, 1952).

1957. *Globigerapsis kugleri* sp. n.; Bolli et al., p. 34-35, pl. 6; fig. 6a-c.

1975. *Globigerinatheka kugleri* (Bolli et al.); Stainforth et al., fig. 59.1a-c (refigured holotype); fig. 59.2-3.

2006. *Globigerinatheka kugleri* (Bolli et al.); Pearson et al., p. 193, pl. 7.7; fig. 1-16.

Номенклатура. Холотипът се съхранява в Smithsonian Museum of Natural History (No. USNM 4220), Washington, D.C.

Описание. Стената е шипеста, мрежеста, пориста. Черупката се състои от 2-3 завоя, като първият е много стегнато завит, съставен от много малки кълбовидни камери. Вторият завой е по-свободно завит, изграден от 4 кълбовидни камери нарастващи постепенно, но доста бързо по размер. Последният завой също притежава 4 много бързо уголемяващи се кълбовидни камерки. Предпоследната от тях е два пъти по-голяма от предходната и е с около половината от размера на последната формирана камера. Сутурите във вътрешния завой не се виждат, а след това стават прави до известна степен вдлъбнати. Главната апертура е пълна ниска арка, а акцесорните апертури са 2-3, разположени в основата на последната камера. Първичната и вторичните апертури могат да бъдат покрити от малки леко издути були.

Стратиграфско разпространение. Среден Еоцен, зона E9 до зона E12 (Berggren et al., 2005). В Ломската депресия появата на вида служи за поставяне на границата между зона E8 и локалната зона *G. kugleri*/*G. nuttalli*.

Семейство TRUNCOROTALOIDIDAE Loeblich and Tappan, 1961

Род *Acarinina* Subbotina, 1953

Типов вид. *Acarinina acarinata* (Subbotina, 1953); по-млад синоним на *Globigerina nitida* Martin, 1943.

***Acarinina bullbrookii* (Bolli, 1957)**

Табл. I, фиг. 8-11

1930. *Globorotalia crassata* var. *densa* (Cushman); Cushman & Barksdale, p. 68, pl. 12, fig. 8a-b.

1957. *Globorotalia bullbrookii* Bolli sp. n.; Bolli, p. 167, pl. 38, fig. 4a-c and 5a-b (holotype).

1959. *Acarinina crassaformis* (Galloway & Wissler); Станчева, с. 338, табл. 3, фиг. 3 а-в.

1975. *Acarinina crassata densa* (Cushman); Цанева, с. 38, табл. 2, фиг. 4-6.

1975. *Acarinina rotundimarginata* (Subbotina); Цанева, с. 34, табл. 3, фиг. 7-9. (= *Acarinina bullbrookii*).

1979. *Globorotalia (Acarinina) matthewsae* sp. n.; Blow, p. 935, pl. 170, fig. 1 (holotype - 9); pl. 203, fig. 3 = detail of pl. 170, fig. 2; pl. 179, fig. 1 and 2; pl. 187, fig. 5; pl. 204, fig. 1-5; pl. 205, figs. 1-6.

1986. *Acarinina bullbrookii* (Bolli); Джуранов & Даракчиева, с. 11, табл. 3; фиг. 1-3.

2006. *Acarinina bullbrookii* (Bolli); Pearson et al., p. 274, pl. 9.6, fig. 1-16.

Материал. Стотици отлично запазени екземпляри.

Бележки. У нас видът е установен в Западна, Централна Северна и Североизточна България, макар и под различни наименования (Станчева, 1959; Цанева, 1975), като Джуранов (в Джуранов, Даракчиева, 1986) първи коментира обема на вида и неговата синонимия, описвайки го с името *Acarinina bullbrookii*.

Стратиграфско разпространение. От най-горните нива на Долния Еоцен до средните нива на Средния Еоцен (от зона E7 до зона E11). В Ломската депресия

изчезването на вида служи за поставяне на горната граница на локална зона *G. nuttalli*/*A. bullbrookii*.

Acarinina cuneicamerata (Blow, 1979)

Табл. I, фиг. 12-13

1969. *Globorotalia berwaliana* sp. n.; Mohan & Soodan, p. 9-10, pl. 1 a-f.

p 1979 *Globorotalia (Acarinina) cuneicamerata* Blow; Blow, p. 924, pl. 146, fig. 6-8, pl. 153, fig. 1-4, pl. 156, fig. 1, 2 (holotype), 3-4, pl. 203, fig. 5, detail of pl. 146, fig. 5 (given erroneously as detail of pl. 156, fig. 6), pl. 165, figs. 4 and 7.

2006. *Acarinina cuneicamerata* Blow; Pearson et al., p. 281, pl. 9.9, fig. 1-16.

Номенклатура. Холотипът се съхранява в Natural History Museum, London, с инвентарен номер BP 60/3.

Описание. Стената е иглеста, нормално перфорирана, без шипове. Черупката е ниско трохоспирално завита с 5-6 умерено издути камерки в последния завой. Спиралната страна е слабо иглеста, изградена от 12 сплеснати камери подредени в сравнително инволютна спирала състояща се от два завоя. Камерките в последния завой са сърповидни, като последната и предпоследната са клиновидни. Погледната странично пъпната страна е конична със заоблена до полуостра периферия, а спиралната е плоска. Сутурите са прави, радиални, вдлъбнати. Пъпът е широк и дълбок. Апертурата е умбиликално–екстраумбиликална простираща се към, но не достигаща периферията.

Материал: Няколко десетки добре запазени екземпляри.

Стратиграфско разпространение. От Долния Еоцен, зона E6, до Средния Еоцен, зона E9 (Berggren et al., 2005). В Ломската депресия появата на вида служи за поставяне на границата между зона E6 и подзона E7a.

Род ***Morozovella*** McGowran and Luterbacher, 1964

Тунув вид. *Pulvinulina velascoensis* Cushman, 1925.

Morozovella aragonensis (Nuttall, 1930)

Табл. I, фиг. 14-16

1930. *Globorotalia aragonensis* sp. n.; Nuttall, p. 288, pl. 24, fig. 6-8, 10-11 (10-11: lectotype USNM 59500 selected by Blow, 1979:990).

1971. *Globorotalia aragonensis* Nuttall; Цанева, с. 38, табл. 4, фиг. 1-3.

1977. *Globorotalia aragonensis* Nuttall; Cifelli & Belford, p. 102-103, pl. 1, fig. 7-9 (lectotype, CC NO. 64893).

1986. *Morozovella aragonensis* (Nuttall); Джуранов и Даракчиева, с. 14, табл. 5; фиг. 6.

2006. *Morozovella aragonensis* (Nuttall); Pearson et al., p. 351, pl. 11.3, fig. 1-16.

Материал. Няколко стотици екземпляри с немного добра запазеност.

Бележки. В България видът е описван от Станчева (1959), Цанева (1971) и Джуранов (1986).

Стратиграфско разпространение. От средата на Долния Еоцен (основата на зона E5) до средните нива на Средния Еоцен (горнището на зона E9). В Ломската депресия появата на вида е критерий за поставяне на границата между локална зона *M. lensiformis*/*M. aragonensis* и зона E5.

Morozovella lensiformis (Subbotina, 1953)

Табл. II, фиг. 1-2

1953. *Globorotalia lensiformis* sp. n.; Субботина, с. 214, табл. 18, фиг. 4a-c (холотип), 5a-c.

1956. *Globorotalia nartanensis* sp. n.; Шуцкая, с. 96-98, табл. 4, фиг. 2a-c.

1965. *Globorotalia dolabrata* sp. n.; Jenkins, p. 1113, pl. 10, fig. 104-112 (holotype).

1971. *Globorotalia lensiformis* Subbotina; Цанева, с. 37, табл. 3, фиг. 10-12.

1975. *Globorotalia lensiformis* Subbotina; Stainforth et al., p. 200, text-fig. 1a-2c (reillustrated from Subbotina, 1953), text-fig. 3-7.

1986. *Morozovella lensiformis* (Subbotina); Джуранов и Даракчиева, с. 15, табл. 5, фиг. 3.

2006. *Morozovella lensiformis* (Subbotina); Pearson et al., p. 363, pl. 11.9, fig. 1-16.

Материал. Няколко десетки екземпляра с добра запазеност.

Бележки. У нас видът е описан от Еоцена в Западна и Централна Северна България (Цанева, 1971) и Североизточна България (Джуранов, Даракчиева, 1986).

Стратиграфско разпространение. От средните до горните нива на Долния Еоцен (основата на зона *Morozovella formosa* E4 до зона *Acarinina pentacamerata* E6). В разрезите от Ломската депресия появата на вида служи за поставяне на долната граница на локална зона *M. lensiformis*/*M. aragonensis*.

Morozovella subbotinae (Morozova, 1939)

Табл. II, фиг. 3-4

1939. *Globorotalia subbotinae* sp. n.; Morozova, p. 80, pl. 2, figs. 16, 17.

1943. *Globorotalia rex* sp. n.; Martin, p. 117, pl. 8, figs. 2a-c. p 1966. *Globorotalia bollii* sp. n.; El Naggar, p. 202, 203, pl. 22, figs. 5a-d (holotype), non pl. 22, figs. 6a-c (same level = *M. gracilis* (Boll)).

1970. *Globorotalia nartanensis* Shutskaia; Шуцкая, с. 118-120, табл. 15, фиг. 2a-c and 8a-c.

1985. *Morozovella subbotinae* (Morozova); Toumarkine & Luterbacher, p. 112, text-figs. 15: 9a-c (reillustration of holotype of *G. rex* Martin 1943), 10a-c (reillustration of holotype of *G. subbotinae* Morozova 1939), 11a-c (reillustration of specimen from NW Crimea identified by Subbotina, 1953, pl. 17, figs. 13a-c as *G. crassata* Cushman)

2006. *Morozovella subbotinae* (Morozova); Pearson et al., p. 370, plate 11.1, figs. 9-16.

Номенклатура. Сравнявам с холотипа на Morozova (1939, p. 80, pl. 2; fig.16-17), съхраняващ се в колекцията ВНИГРИ, Санкт Петербург, с инвентарен номер 700.

Материал. Няколко десетки екземпляра с добра запазеност.

Описание. Стената е нормално перфорирана, бодлива, без шипове. Черупката е сравнително голяма (0.5 mm максимален диаметър), плоскоизпъкнала до леко двойноизпъкнала, с умерено налобена периферия и добре развит кил. Камерките в последния завой са 4-4.5, основно покрити с бодли (*muricae*) откъм пъпната страна, докато спиралната е сравнително гладка. Пъпните и спиралните сутури са леко извити, придаващи на камерките на спиралната страна трапецовидна форма, а връхчетата на камерките, погледнати от пъпната страна, са леко орнаментирани с бодли (*muricae*) и обграждат дълбок, тясно отворен пъп. Апертурата е ниска, умбиликално–

екстраумбиликална цепнатина простираща се почти до периферията, обградена с тънка устна.

Стратиграфско разпространение. От горните нива на Палеоцена, зона P5, до основата на Еоцена, зона E5 (Berggren et al., 2005). В Ломската депресия изчезването на вида служи за поставяне на границата между зона E5 и зона E6.

***Morozovella velascoensis* (Cushman, 1925)**

Табл. II, фиг. 5-6

1925. *Pulvinulina velascoensis* sp. n.; Cushman, p. 19, pl. 3, figs. 5a-c.

1928. *Globorotalia velascoensis* (Cushman); White, p. 281, pl. 398, figs. 2a-c.

1963. *Truncorotalia velascoensis velascoensis* (Cushman); Gohrbandt, p. 59, pl. 5, figs. 7-9.

2006. *Morozovella velascoensis* (Cushman); Pearson et al., p. 348, pl. 11.2, fig. 1-3.

Номенклатура. Холотипът (Cush. Coll. No. 4347) се съхранява в U. S. National Museum.

Материал. Десетки лошо запазени екземпляри.

Описание. Стената е финно перфорирана, периферията е покрита с бодли, а на повърхността на камерките откъм спиралната страна те почти липсват. Черупката е плоскоизпъкнала, конична, с почти кръгла периферия, умерено налобена. Изградена е от 15-16 камерки, наредени в 2,5-3 завоя. Спиралната страна е плоска или дори леко вдлъбната, а пъпната е издигната, периферията е с кил. Последният завой се състои от 6-7 (рядко 8) конични камерки, чиито връхчета обграждат умерено отворен път, образувайки ръб под формата на яка, изграден от бодли. Сутурите на спиралната страна са извити и облепени от имащи вид на броеница бодлички, като периферията на всяка една от тях е леко издигната и маркира линията на завиване към централния дял. На пъпната страна сутурите са почти радиални, прави, вдлъбнати. Апертурата е удължена, ниска, интериомаргинална, умбиликално-екстраумбиликална арка.

Стратиграфско разпространение. От Горния Палеоцен, подзона P3b, до Долния Еоцен, зона E2 (Berggren et al., 2005). В Ломската депресия изчезването на вида служи за поставяне на горната граница на зона E2.

Семейство HEDBERGELLIDAE Loeblich and Tappan, 1961

Род ***Globanomalina*** Haque 1956, emended

Типов вид. *Globanomalina ovalis* Haque, 1956.

***Globanomalina chapmani* (Parr, 1938)**

Табл. II, фиг. 7-9

1938. *Globorotalia chapmani* sp. n.; Parr, holotype: pl. 3, figs. 9a, b, topotype: pl. 3, fig. 8.

1951. *Anomalina luxorensis* sp. n.; Nakkady, p. 691, pl. 90, figs. 39-41.

1957. *Globorotalia troelseni* sp. n.; Loeblich & Tappan, p. 196, pl. 60, figs. 4a-c.

1991. *Planorotalites chapmani* (Parr); Huber, p. 440, pl. 6, figs. 19, 20.

1999. *Globanomalina chapmani* (Parr, 1938); Ollson et al., p. 39, pl. 34, figs. 1-7.

Номенклатура. Холотипът се съхранява в Museum collections of the Department of Geology, University of Western Australia, с инвентарен номер UWA18897.

Материал. Единични екземпляри с добра запазеност.

Описание. Стената е гладка. Черупката е двойноизпъкнала, овална, като спиралната страна е поизпъкнала от пъпната, а периферията е налобена. Камерите са сравнително малко, не повече от пет в последния завой, като всяка една нараства спрямо предходната. Сутурите са вдлъбнати, леко извити и от двете страни на черупката. Апертурата е с формата на удължена цепнатина снабдена с устна. Този вид принадлежи към групата на *G. hirsuta* (d'Orbigny) и е може би най-близо морфоложки до *G. hirsuta*, която обикновено има само четири камери в последния завой, както и поради факта, че сутурите на пъпната страна са радиални.

Стратиграфско разпространение. От Горния Палеоцен, зона P3b, до Долния Еоцен, зона E4 (Berggren et al., 2005). В Ломската депресия появата на вида служи за поставяне на долната граница на локална зона Gl. chapmani/Gl. pseudomenardii.

***Globanomalina compressa* (Plummer, 1926)**

Табл. II, фиг. 10

1926. *Globigerina compressa* sp. n.; Plummer, p. 35, 136 pl. 8, figs. 11a-c.

1968. *Planorotalites compressus* (Plummer); McGowran, pl. 4, figs. 10, 11.

1971. *Globorotalia compressa* (Plummer); Цанева, с. 29, табл. 1, фиг. 7-9.

1975. *Globigerina compressa* Plummer; Stainforth et al., p. 178, text-fig. 43: 1-3, 8,9; 4-7 (reillustration of Subbotina 1953, pl. 2, figs. 2-5).

1985. *Planorotalites compressus* (Plummer); Toumarkine & Luterbacher, p. 107, fig. 12: 1a-c (holotype reillustrated from Plummer 1926), 2a-c.

1999. *Globanomalina compressa* (Plummer); Ollson et al., p. 40, pl. 14, figs. 1-3, pl. 32, 11-16, pl. 35, figs. 1-13, 17.

Материал. Единични екземпляри с недобра запазеност.

Бележки. Видът е описан в Долния Палеоцен на Централна Северна България от Цанева (1971).

Стратиграфско разпространение. Долен Палеоцен, подзона P1c до зона P3a (Berggren et al., 1995). В Ломската депресия появата на вида се използва за установяване на долната граница на локална зона Gl. compressa/P. pseudobulloides.

***Globanomalina pseudomenardii* (Bolli, 1957)**

Табл. II, фиг. 11-12

1928. *Globorotalia membranacea* (Ehrenberg); White (non Ehrenberg, 1854), p. 280, 281, pl. 38, figs. 1a-c.

1957. *Globorotalia pseudomenardii* sp. n.; Bolli, p. 77, holotype: pl. 20, figs. 14-16, paratype: fig. 17.

1971. *Globorotalia pseudomenardii* Bolli; Цанева, с. 30, табл. 2, фиг. 4-6.

1975. *Globorotalia pseudomenardii* Bolli; Stainforth et al., p. 217, text-fig. 77:1-3, 5, 7, text-fig. 77:4a-c.

1975. *Planorotalites pseudomenardii* (Bolli); Luterbacher, p. 726, pl. 1, fig. 4b.

1999. *Globanomalina pseudomenardii* (Bolli); Ollson et al., p. 45, fig. 18, pl. 14, fig. 5-7, pl. 38, fig. 1-16.

Материал. Няколко недобре запазени екземпляра.

Бележки. В България видът е описан от Палеоцена в Ломската депресия и Централна Северна България (Цанева, 1971).

Стратиграфско разпространение. Горен Палеоцен. Появата и изчезването на вида дефинират границите на зона P4 (Berggren et al., 2005). В Ломската депресия появата му служи за поставяне на границата между локална зона *Gl. chapmani*/*Gl. pseudomenardii* и зона P4.

Род ***Pseudohastigerina*** Banner & Blow, 1959
Tunov вид. *Nonion micrus* Cole, 1927.

Pseudohastigerina wilcoxensis (Cushman & Ponton, 1932)

Табл. II, фиг. 13-14

1932. *Nonion wilcoxensis* sp. n.; Cushman & Ponton, p. 64, pl. 8, fig. 11a-b.

1949. *Globigerinella pseudovoluta* sp. n.; Bandy, p. 123, pl. 24, fig. 4a, b.

1953. *Globigerinella voluta* (White); Субботина, с. 87, табл. 13, фиг. 15a-b (not fig. 13a-14b = *Pseudohastigerina sharkriverensis*).

1967. *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman & Ponton); Berggren et al., p. 278, text-fig. 2s-v, text-fig. 3.2a-5c, text-fig. 4.2a-5c, text-fig. 6.1a-6c (not text-fig. 2.d-f, m-r = *Globanomalina luxorensis*).

1967. *Globanomalina wilcoxensis globulosa* sp. n.; Gohrbrandt, p. 321, pl. 1, fig. 16, 17.

1986. *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman & Ponton, 1932); Джуранов & Даракчиева, с. 21, табл. 8, фиг. 1-2.

2006. *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman & Ponton); Pearson et al., p. 429, pl. 14.4, fig. 1-8.

Материал. Десетки добре запазени екземпляри.

Бележки. В България видът е описан в мергелите на Авренската свита от Добруджа (Джуранов, Даракчиева, 1986).

Стратиграфско разпространение. От основата на Долния Еоцен, зона E2, до горнището на Средния Еоцен, зона E10. В Ломската депресия появата на вида служи за поставяне на долната граница на зона E2.

Род ***Turborotalia*** Cushman & Bermudez 1949

Tunov вид. *Globorotalia centralis* Cushman and Bermudez, 1937 (= по-млад синоним на *Globigerina cerroazulensis* Cole, 1928).

Turborotalia frontosa (Subbotina, 1953)

Табл. II, фиг. 15-16

р 1953. *Globigerina frontosa* sp. n.; Subbotina, с. 84, табл. 12, фиг. 3a-c (холотип), фиг. 4a-c, 6a-7c (паратип).

1957. *Globigerina boweri* sp. n.; Bolli, p. 163, pl. 36, fig. 1-2.

1970. *Globorotalia cerroazulensis frontosa* (Subbotina); Toumarkine & Bolli, p. 139, pl. 1, fig. 1-3.

1979. *Subbotina frontosa frontosa* (Subbotina); Blow, p. 1263-1265, pl. 158, fig. 6-7, pl. 160, fig. 3, pl. 162, fig. 10-11, pl. 163, fig. 1-3, pl. 175, fig. 4-6, pl. 238, fig. 1-4.

1979. *Subbotina frontosa boweri* (Bolli); Blow, p. 1266-1268, pl. 175, fig. 7-9, pl. 179, fig. 9, pl. 184, fig. 8-9.

1979. *Subbotina frontosa ayalai* (Bermudez); Blow, p. 1265-1266, pl. 158, fig. 5.

1986. *Turborotalia cerroazulensis frontosa* (Subbotina); Джуранов & Даракчиева, с. 18, табл. 6, фиг. 4.

1988. *Turborotalia frontosa* (Subbotina); Poore & Bybell, p. 21, pl. 2, fig. 1-3.

2006. *Turborotalia frontosa* (Subbotina); Pearson et al., p. 447, pl. 15.5, fig. 1-15.

Материал. Няколко стотици отлично запазени екземпляри.

Бележки. В България видът е описан от Долния и Средния Еоцен (Авренската свита) от Североизточна България (Джуранов, Даракчиева, 1986).

Стратиграфско разпространение. От горните нива на Долния Еоцен до Средния Еоцен (от средната част на зона E7 до горнището на зона E11). В Ломската депресия появата на вида служи за поставяне на границата между подзона E7a и подзона E7b.

Литература

Джуранов, С., С. Даракчиева. 1986. Ранно-средноеоценовски планктонни фораминифери от Добруджа (Североизточна България). – *Изв. Геол. инст., Сер. Палеонт. и стратигр.*, 23, 3-24.

Морозова, В. Г. 1939. К стратиграфии верхнего мела и палеогена Эмбенской области по фауне фораминифер. – *БМОИП, отд. геол.*, 17, 4-5, 59-86.

Сеферинов, С. 2013. Биостратиграфия на Палеоценската и Еоценската серия в Ломската депресия по планктонни фораминифери. – *Год. МГУ*, 56, св. I, *Геол. и геофиз.*, (под печат).

Станчева, М. 1959. Еоценовски фораминифери от Плевенско. – *Тр. геол. Б-я, Сер. Палеонт.*, 1, 321-352.

Субботина, Н. 1953. Глобигериниды, ханткениниды и глобороталиды. – *Тр. ВНИГРИ*, 76, 296 с.

Цанева, П. 1971. Някои планктонни фораминифери от палеогена в Северна България. – *Изв. Геол. инст., Сер. палеонт.*, 20, 23-44, табл. I-IV.

Цанева, П. 1975. Някои Acarinina (Foraminifera) от палеогена в Северна България. – *Палеонт., стратигр. и литол.*, 3, 27-40, табл. I-IV.

Шуцкая, Е. 1956. Стратиграфия нижних горизонтов палеогена Центрального Предкавказья по фораминиферам. – *Тр. Инст. геол. наук*, 164, 1-110, табл. 1-5.

Шуцкая, Е. 1970. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии. – *Тр. ВНИГНИ*, 70, 256 с.

Bandy, O. L. 1949. Eocene and Oligocene foraminifera from Little Stave Creek, Clarke County, Alabama. – *Bull. Am. Paleont.*, 32, 1-211.

Berggren, W. A. 1992. Paleogene Planktonic Foraminifera Magnetobiostratigraphy of the Southern Kerguelen Plateau (Sites 747-749). – In: *Proc. ODP, Scientific Results*, 120, 511-568.

Berggren, W. A., R. K. Olsson, R. A. Reymont. 1967. Origin and Development of the Foraminiferal Genus *Pseudohastigerina* Banner and Blow, 1959. – *Micropaleont.*, 13, 265-288.

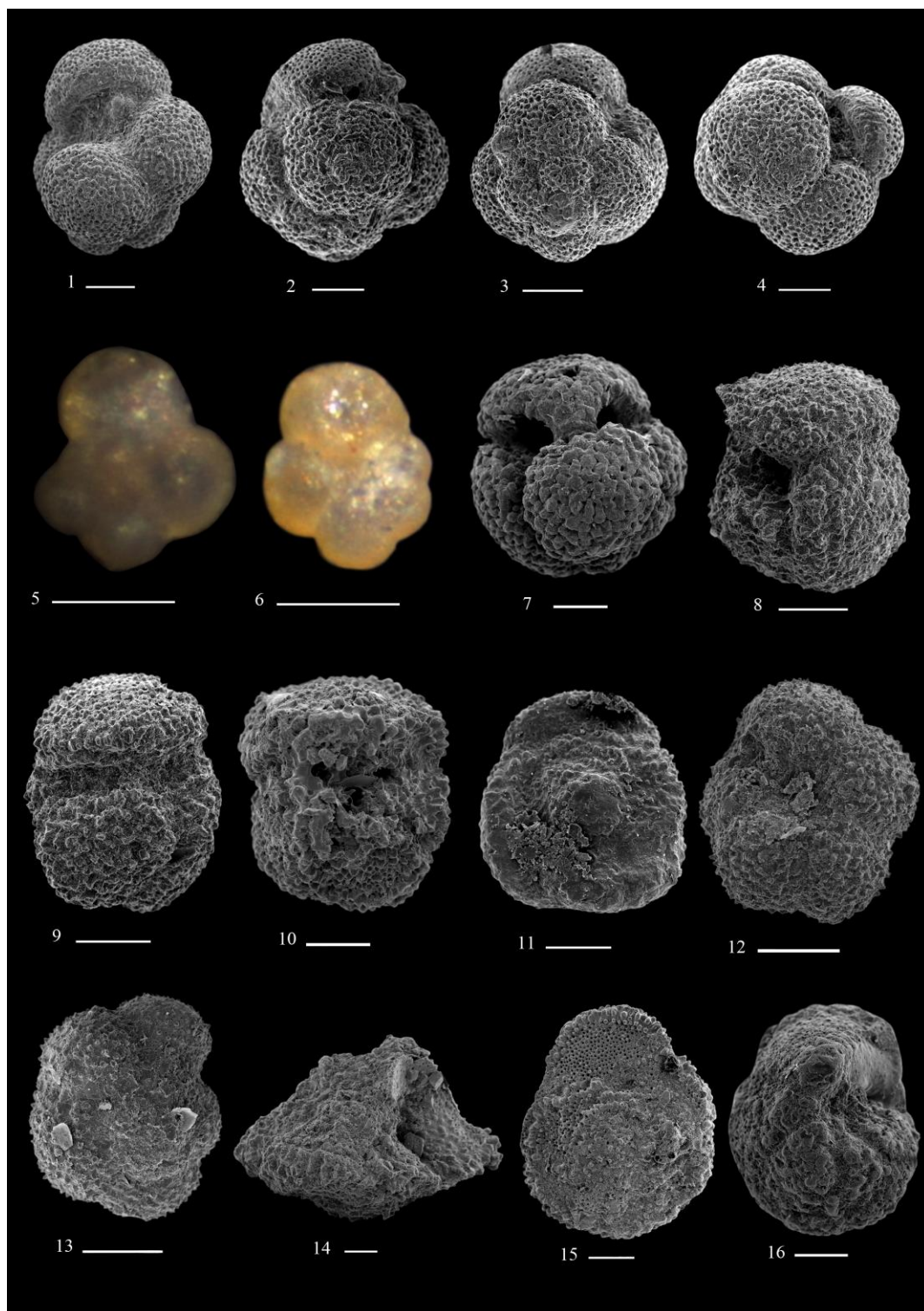
Berggren, W. A., P. N. Pearson. 2005. A revised tropical to subtropical paleogene planktonic foraminiferal zonation. – *J. For. Res.*, 35, 5, 279-298.

Blow, W. H. 1979. *The Cainozoic Globigerinida*. 3 Vols., 1413 pp.

Bolli, H. M. 1957. Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B.W.I. – *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 215, 155-172.

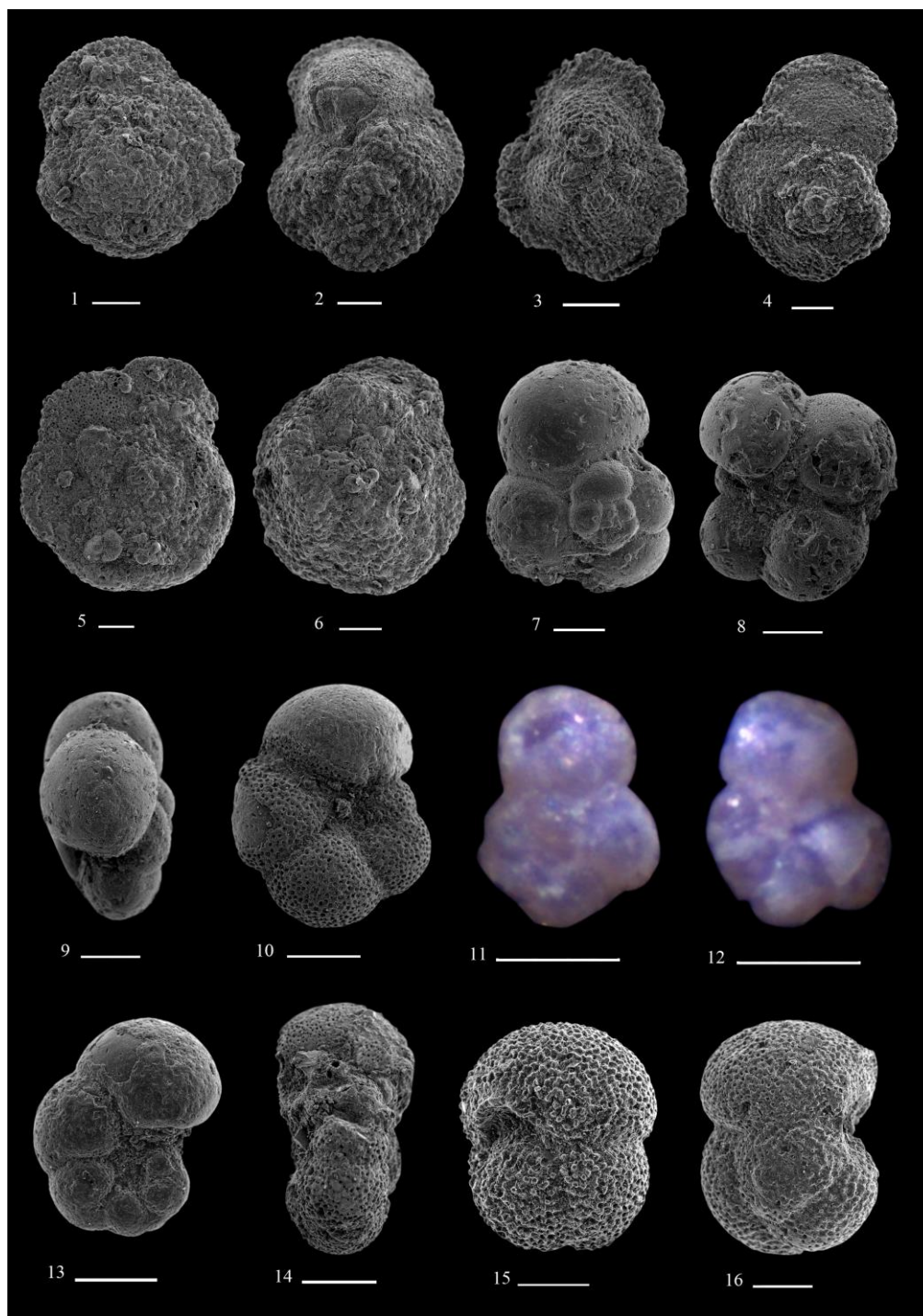
- Bolli, H. M. 1957. The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B.W.I. – *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 215, 61-82.
- Bolli, H. M., A. R. Loeblich, H. Tappan. 1957. The Planktonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae, and Globotruncanidae. – *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 215, 3-50.
- Brönnimann, P. 1952. Trinidad Paleocene and Lower Eocene Globigerinidae. – *Bull. Am. Paleont.*, 34, 143, 1-34.
- Cifelli, R., D. J. Belford. 1977. The Types of several Species of Tertiary Planktonic Foraminifera in the Collections of the U.S. National Museum of Natural History. – *J. For. Res.*, 7, 100-105.
- Cushman, J. A. 1925. Some new foraminifera from the Velasco Shale of Mexico. – *Contrib. Cush. Found. For. Res.*, 1, 18-23.
- Cushman, J. A., J. D. Barksdale. 1930. Eocene foraminifera from Martinez, California. – *Stanford Univ., Dept. Geology, Contributions*, 1, 55-73.
- Cushman, J. A., G. M. Ponton. 1932. An Eocene foraminiferal fauna of Wilcox age from Alabama. – *Contrib. Cush. Found. For. Res.*, 8, 51-72.
- El Naggar, Z. R. M. 1966. Stratigraphy And Planktonic Foraminifera of the Upper Cretaceous – Lower Tertiary Succession in the Esna-Idfu Region. Nile Valley, Egypt. – *Egypt. Bull. Geol. Supp.*, 2, 279 p.
- Gohrbrandt, K. H. A. 1963. Zur Gliederung des Paleogen im Helvetikum nördlich von Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. – *Geol. Gesellschaft Wien, Mitteilungen*, 56, 1-116.
- Gohrband, K. H. A. 1967. Some new foraminiferal species from the Austrian Eocene. – *Micropalont.*, 13, 3, 319-326.
- Hamilton, E. L. 1953. Upper Cretaceous, Tertiary and Recent planktonic foraminifera from Mid-Pacific flat-topped seamounts. – *J. Paleont.*, 27, 2, 204-237.
- Huber, B. T. 1991. Paleogene and early Neogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Sites 738 and 744, Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean). – In: Leckie, R. M., H. Sigurdsson, G. D. Acton, G. Draper (Eds.), *Proc. ODP, Scientific Results*, 119, 427-449.
- Jenkins, D. G. 1965. Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the Danian to lower Miocene of New Zealand. – *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 8, 6, 1088-1288.
- Loeblich, A., H. Tappan, I. Beckmann, H. Bolli, E. Gallitelli, I. Troelsen. 1957. Studies in foraminifera. – *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 215, 173-198.
- Luterbacher, H. 1975. Planktonic foraminifera of the Paleocene and Early Eocene, Possagno Section. – *Schweiz. Palaontol. Abh.*, 97, 57-68.
- Martin, L. T. 1943. Eocene foraminifera from the type Lodo Formation, Fresno County, California. – *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, 3, 93-125.
- McGowran, B. 1968. Reclassification of early Tertiary Globorotalia. – *Micropaleont.*, 14, 179-198.
- Mohan, M., K. S. Soodan. 1969. Two new Lutetian species of Rotaliina from Kutch. – *J. Palaeont. Soc. India*, 12, 9-11.
- Nakkady, S. E. 1951. A new foraminiferal Fauna from the Esna Shales and Upper Cretaceous chalk of Egypt. – *J. Paleont.*, 24, 675-692.
- Nuttal, W. 1930. Eocene foraminifera from Mexico. – *J. Paleont.*, 4, 3, 271-293.
- Olsson, R. K., W. A. Berggren, C. Hemleben, B. T. Huber. 1999. Atlas of Paleocene planktonic foraminifera - online version. – *Smithsonian Contrib. Paleobiol.*, 85, 1-252.
- Parr, W. J. 1938. Upper Eocene foraminifera from the deep borings in King's Park, Perth, Western Australia. – *J. R. Soc. Western Australia*, 24, 69-101.
- Pearson, P., R. Olsson, B. Huber, C. Hemleben, W. Berggren, eds. 2006. Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. – *Cush. Found. Sp. Publ.*, 41, 513 p.
- Plummer, H. J. 1926. Foraminifera of the Midway Formation in Texas. – *Texas Univ. Bull.*, 2644, 1, 1-206.
- Poore, R. Z., L. Bybell. 1988. Eocene to Miocene biostratigraphy of New Jersey Core ACGS # 4: Implications for regional stratigraphy. – *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1829, 1-22.
- Stainforth, R., J. Lamb, H. Luterbacher, J. Beard, R. Jeffords. 1975. Cenozoic Planktonic Foraminiferal Zonation and index forms. – *Univ. Kansas, Paleont. Contrib.*, 62, 425 p.
- Toumarkine, M., H. M. Bolli, 1970. Evolution de Globorotalia cerroazulensis (Cole) dans l'Eocene moyen et superieur de Possagno (Italie). – *Rev. Micropaleont.*, 13, 131-145.
- Toumarkine, M., H. P. Luterbacher. 1985. Paleocene and Eocene Planktic Foraminifera. – In: Bolli, H. M., J. B. Saunders, K. Perch-Nielsen (Eds.), *Plankton Stratigraphy*, 87-154.
- Wade, B. S., P. N. Pearson, W. A. Berggren, H. Paelike. 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. – *Earth Sci. Rev.*, 104, 111-142.
- White, M. P. 1928. Some index foraminifera of the Tampico embayment of Mexico. Part 2. – *J. Paleont.*, 2, 4, 280-313.

ТАБЛИЦА I



1-4. *Guembeltrioides nuttalli* (Hamilton, 1953). С-6 Оряхово (347 м, пр. 28), Среден Еоцен; 1 – пълна страна, SEMx180; 2 – периферна страна, SEMx200; 3 – спирална страна, SEMx230; 4 – периферна страна, SEMx200; 5-6. *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer, 1926). P-1 Аспарухово (1309 м, пр. 42), Долен-Среден Палеоцен, локална конкурентна зона *Globanomalina compressa*/*Parasubbotina pseudobulloides* (P1c-P3a); 5 – спирална страна (микрофотоснимка в проходяща светлина с мащаб 0.5 mm); 6 – пълна страна (микрофотоснимка в проходяща светлина с мащаб 0.5 mm); 7. *Globigerinatheka kugleri* (Bolli et al., 1957). С-11 Оряхово (435 м, пр. 39), Среден Еоцен, локална конкурентна зона *Globigerinatheka kugleri*-*Guembeltrioides nuttalli* (E9-E10); 7 – апертюри, SEMx180; 8-11. *Acarinina bullbrooki* (Bolli, 1957). С-6 Оряхово (347 м, пр. 28), среден еоцен; 8 – пълна страна, SEMx230; 9 – периферия, SEMx250; С-8 Оряхово (430 м, пр. 36), Долен-Среден Еоцен; 10 – пълна страна, SEMx170; 11 – спирална страна, SEMx220; 12-13. *Acarinina cuneicamerata* (Blow, 1979). С-11 Оряхово (445 м, пр. 40), Среден Еоцен, интервална зона *Guembeltrioides nuttalli* (E8); 12 – пълна страна, SEMx200; 13 – спирална страна, SEMx250; 14-16. *Morozovella aragonensis* (Nuttall, 1930). С-6 Оряхово (435 м, пр. 47), Долен Еоцен; 14 – периферия, SEMx270; С-6 Оряхово (365 м, пр. 30), Среден Еоцен; 15 – спирална страна, SEMx160; P-3 Комозица (780 м, пр. 39), Долен Еоцен, интервална зона *Acarinina cuneicamerata* (E7); 16 – пълна страна, SEMx150

ТАБЛИЦА II



1-2. *Morozovella lensiformis* (Subbotina, 1953). С-6 Оряхово (425 m, пр. 36), Долен Еоцен; 1 – спирална страна, SEMx170; P-2 Комозица (1160 m, пр. 114), Долен Еоцен; 2 – пълна страна, SEMx140. 3-4. *Morozovella subbotinae* (Morozova, 1939). P-2 Комозица (1170 m, пр. 115), Долен Еоцен, конкурентна зона *Morozovella aragonensis*/*Morozovella subbotinae* (E5); 3 – пълна страна, SEMx150; P-2 Комозица (1110 m, пр. 109), Долен Еоцен; 4 – спирална страна, SEMx140. 5-6. *Morozovella velascoensis* (Cushman, 1925). С-6 Оряхово (465 m, пр. 40), Горен Палеоцен, таксон рейндж зона *Globanomalina pseudomenardii* (P4); 5 – спирална страна, SEMx120; 6 – пълна страна, SEMx150. 7-9. *Globanomalina chapmanni* (Parr, 1938). С-6 Оряхово (455 m, пр. 39), Горен Палеоцен, таксон рейндж зона *Globanomalina pseudomenardii* (P4); 7 – спирална страна, SEMx170; С-6 Оряхово (453.50 m, пр. 6), Долен Еоцен, конкурентна зона *Pseudohastigerina wilcoxensis*/*Morozovella velascoensis* (E2); 8 – пълна страна, SEMx200; 9 – периферия, SEMx170. 10. *Globanomalina compressa* (Plummer, 1926). P-1 Аспарухово (1305 m, пр. 43), Долен-Среден Палеоцен, локална конкурентна зона *Globanomalina compressa*/*Parasubbotina pseudobulloides* (P1c-P3a); пълна страна, SEMx230. 11-12. *Globanomalina pseudomenardii* (Bolli, 1957). P-1 Аспарухово (1237 m, пр. 20), Среден-Горен Палеоцен, зона *Globanomalina pseudomenardii*; 11 – спирална страна (микрофотоснимка в проходяща светлина с мащаб 0.5 mm); 12 – пълна страна (микрофотоснимка в проходяща светлина с мащаб 0.5 mm). 13-14. *Pseudohastigerina wilcoxensis* (Cushman and Ponton, 1932). P-3 Комозица (840 m, пр. 42), Долен Еоцен, интервална зона *Acarinina cuneicamerata* (E7); 13 – SEMx200; С-10 Лесковец (274 m, пр. 13), Долен-Среден Еоцен; 14 – апертурна страна, SEMx200. 15-16. *Turborotalia frontosa* (Subbotina, 1953). С-6 Оряхово (347 m, пр. 28), Долен-Среден Еоцен; 15 – пълна страна, SEMx250; 16 – спирална страна, SEMx200

NEW DATA FOR THE MINERAL COMPOSITION OF ORES IN THE WESTERN SECTOR OF THE GOLD-COPPER DEPOSIT CHELOPECH

Dimitar Petrov¹, Strashimir Strashimirov¹, Stanislav Stoykov¹, Magdalena Karakusheva²

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia

²Chelopech Mining AD, 2087 Chelopech

ABSTRACT. Geological structure of gold-copper deposit Chelopech is shortly discussed and new data for mineral composition of Western sector in the newly found ore bodies in blocks 151 and 149. In polished sections from this sector are established two generations of pyrite, as well as enargite, phases from tennantite-tetrahedrite row, chalcopyrite, bornite, covellite, idaite, stanoidite and native gold. Their typical features and relationships are described. Quantitative microprobe analyses are performed for determination of their chemical composition. Zn-tennantite is found as dominating among tennantite-tetrahedrite phases in the samples. Chemical composition of the native gold is determined by relatively low silver and constant copper presence as trace elements. Based on data obtained comparison of the mineralogical features of newly found ore bodies and the type of the mineralisation in sectors Western and Central of the deposit is done. The analyses of the results obtained by present work will support clarification of the typical mineralogical and chemical zonality of this type of epithermal deposits.

НОВИ ДАННИ ЗА МИНЕРАЛНИЯ СЪСТАВ НА ОРУДЯВАНЕТО В УЧАСТЪК "ЗАПАДЕН" НА ЗЛАТНО-МЕДНОТО НАХОДИЩЕ ЧЕЛОПЕЧ

Димитър Петров¹, Страшимир Страшимиров¹, Станислав Стойков¹, Магдалена Каракусева²

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София

²Фирма "Челопеч-майнинг" АД, 2087 Челопеч

РЕЗЮМЕ. В работата са разгледани накратко геоложия строеж на златно-медното находище Челопеч и се съобщават нови данни за минералния състав на участък "Западен", в новоустановените рудни тела на блок 149 и 151. В полирани препарати от участъка са наблюдавани две генерации пирит, както и енаргит, фази от редицата тенантит-тетраедрит, халкопирит, борнит, ковелин, идаит, станоидит и самородно злато. Описани са техни характерни особености и взаимоотношения. За определяне на химическият им състав са проведени редица рентгеноспектрални количествени анализи. Сред фазите с тенантит-тетраедритов състав е установено доминиращо присъствие на Zn-тенантит. Химическият състав на златото се отличава с относително ниско съдържание на сребро и постоянно присъствие на мед като елементи-примеси. Въз основа на получените резултати е направена съпоставка на минераложките особености на новоустановените рудни тела и характера на минерализацията в участъци "Западен" и "Централен" на находище Челопеч. Анализът на резултатите от настоящия труд ще спомогне за изясняване на типичната минерална и химична зоналност за този вид епитермални находища.

Geological features of the Chelopech deposit

The Chelopech volcanic complex which hosted the deposit is located in the Central Srednogorie magmatic zone and hosts one of the largest Cu-Au deposits in Europe. Stoykov et al. (2004) distinguished three units of the volcanic complex: (I) dome-like bodies, (II) lava to agglomerate flows, and (III) the Vozdol lava breccias and volcanites. The volcanic rocks are porphyritic with plagioclase and amphibole phenocrysts, quartz and biotite are rare. The lava flows contain fully crystallised, fine-grained enclaves of more basic composition.

The geochemical evolution of the Chelopech volcanic complex developed from intermediate to basic lavas, but the evolution of the magmatism was more complex including magmatic

differentiation, assimilation, mingling and mixing. The trace element distribution is typical for an active continental margin. The genesis of the Chelopech deposit, the major ore producing epithermal deposit in this area, is related to intermediate Late Cretaceous volcanism, which extruded in the northern part of the Central Srednogorie metallogenic zone.

The products of the Chelopech volcano are located in the Central Srednogorie volcanoplutonic area, which forms part of the Srednogorie tectonic zone (Dabovski et al., 2002). The basement of the volcanic rocks consists of high-grade metamorphic rocks (two-mica migmatites with thin intercalations of amphibolites, amphibole-biotite and biotite gneisses), and low metamorphic phyllites and diabases of the Berkovitsa group

(Early Paleozoic island-arc volcanic complex, Haydoutov, 2001). These units are in tectonic contact with each other. The base of the Chelopech volcanic rocks is partly exposed on the surface, although it has been intersected in the underground mine. The Late Cretaceous succession in the Chelopech region starts with conglomerates and coarsegrained sandstones intercalated with coal-bearing interbeds (coal-bearing formation, Moev, Antonov, 1978) covered by polymictic, argilleous and arkose sandstones to siltstones (sandstone formation). Collectively, these units have a thickness of less than 500 m. Pollen data suggests that both formations are Turonian (Stoykov and Pavlishina, 2003). The sedimentary rocks are cut by volcanic bodies and overlain by sedimentary and volcanic rocks of the Chelopech Formation (Moev, Antonov, 1978). It comprises the products of the Chelopech volcanic complex, epiclastics, as well as the Vozdol sandstones (Fig. 1 and 2). The Vozdol sandstones are paleontologically dated as Turonian in age (Stoykov, Pavlishina, 2003). These formations have been eroded and transgressively covered by sedimentary rocks of the Upper Cretaceous Mirkovo Formation (reddish limestones and marls), which are in turn overlain by flysch of the Chugovo Formation (Campanian-Maetrichian in age, Moev, Antonov, 1978) (Fig. 1 and 2). Based on their structures, host rocks, cross-cutting relationships and alterations on the surface the products of the Chelopech volcanic complex is subdivided into 3 units by Stoykov et al. (2004): (I) dome-like volcanic bodies, (II) lava and agglomerate flows and (III) the Vozdol volcanic breccias and volcanites. Western and Central sectors of the Chelopech deposit where the new ore bodies are found are located in the Vozdol volcanic breccias and volcanites (Fig. 2). The location of the two sectors is shown on Fig. 3.

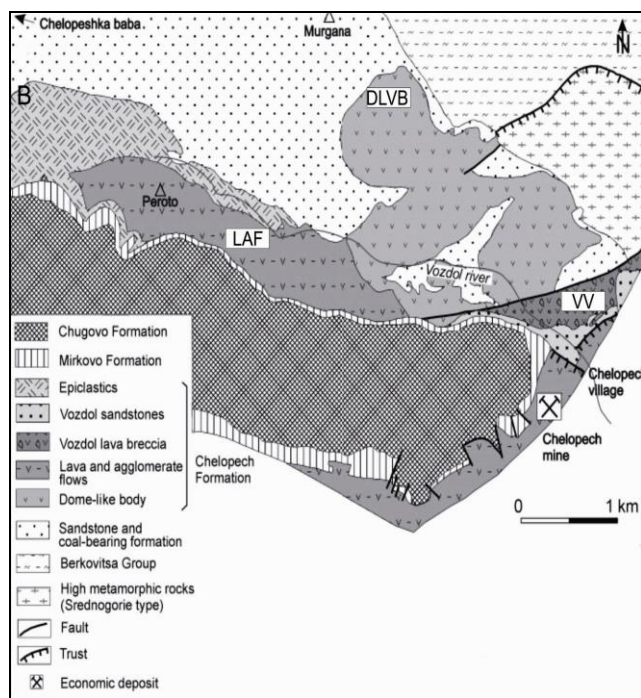


Fig. 1. Geological map of the Chelopech area (after Popov et al., 2000; with modifications by Stoykov et al., 2002)

Material and methods

Studies are performed on 80 samples taken from ore blocks 149 and 151 in the Western sector of the deposit (Fig. 3). They are observed through stereomicroscope Olympus SZ61 (magnification up to 45x) and after that 48 polished sections are prepared from representative samples. Polished sections are observed through microscope for polarizing light Meiji 9430 supplied by photo camera Meidji DK 1000 (magnification up to 250x). Quantitative determination of minerals observed are done by electron microscope JEOL JSM 35 CF equipped by microprobe analyzer Tracor Northern TN 2000 EDEX in the laboratory of "Eurotest-Control" AD in Sofia.

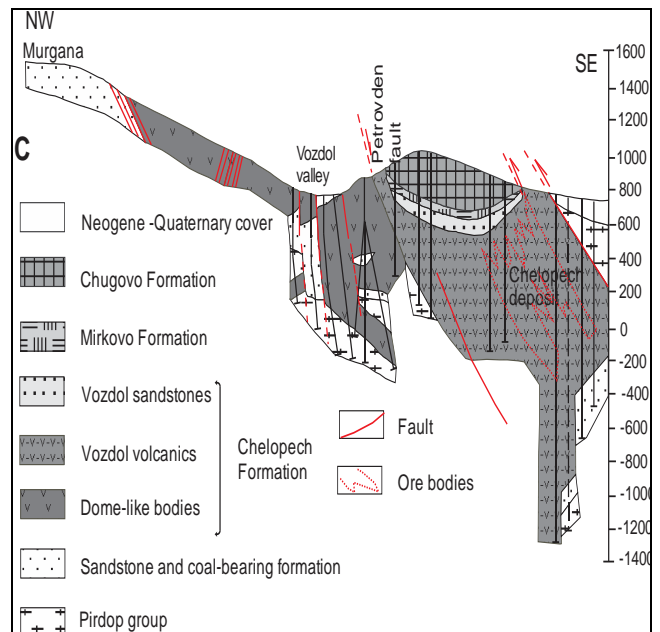


Fig. 2. Geological cross-section of the Chelopech area (after Stoykov et al., 2002)

Results

The recent study established mineral associations, which are relatively very similar in both ore blocks N149 and N151 located in the western part of the deposit (Table 1).

Table 1. Ore minerals in the western part of Chelopech deposit

Ore minerals found	N149	N151
Main	pyrite, tennantite, enargite	pyrite, tennantite, enargite
Secondary	chalcocopyrite, marcasite	chalcocopyrite, marcasite
Rare	galena, sphalerite, covellite, bornite,	galena, sphalerite, covellite, bornite, native gold, idaite, stanoidite, famatinite

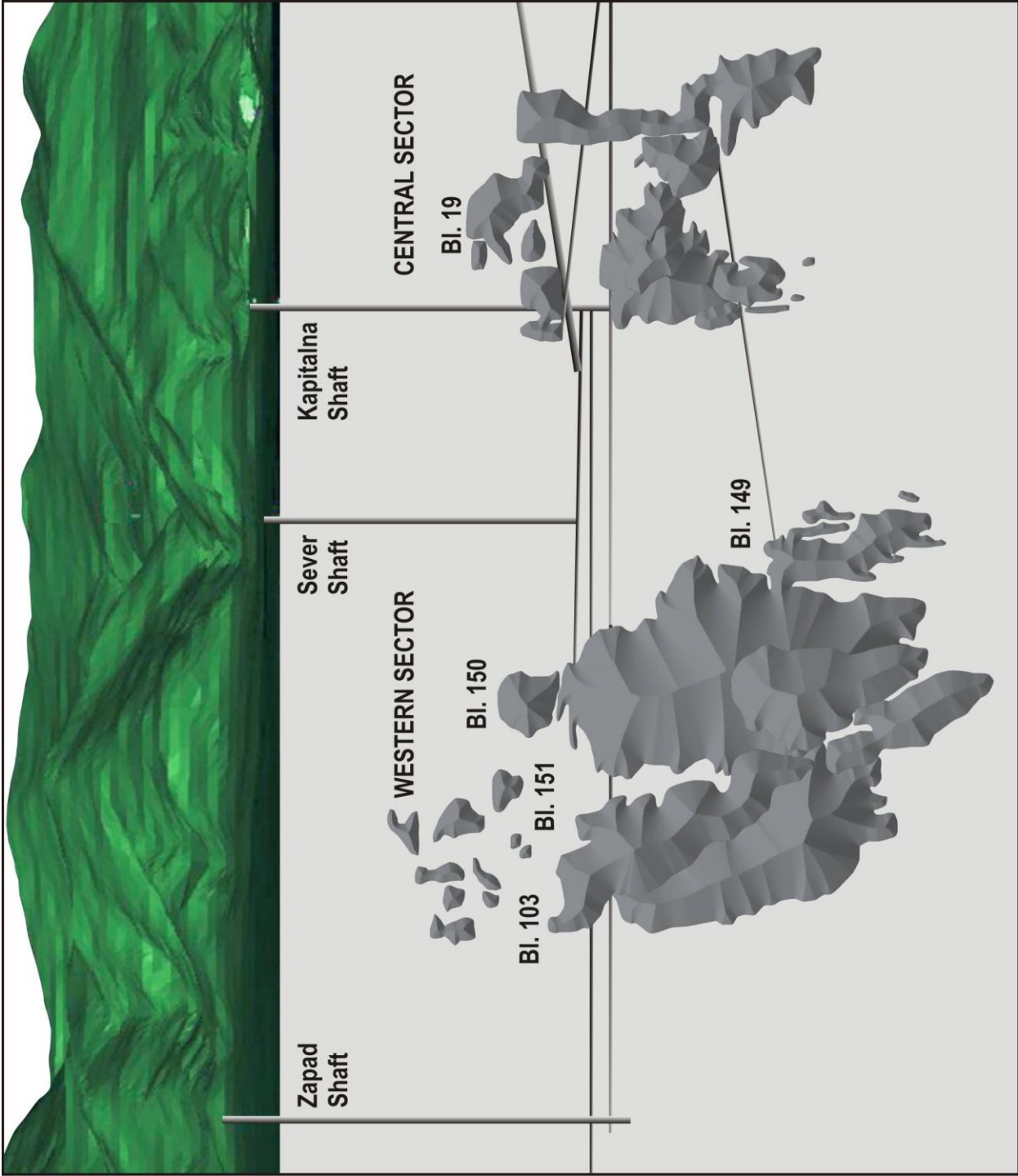


Fig. 3. 3D model of the ore bodies in Chelopech deposit with position of blocks 151 and 149 (modified data from the mine)

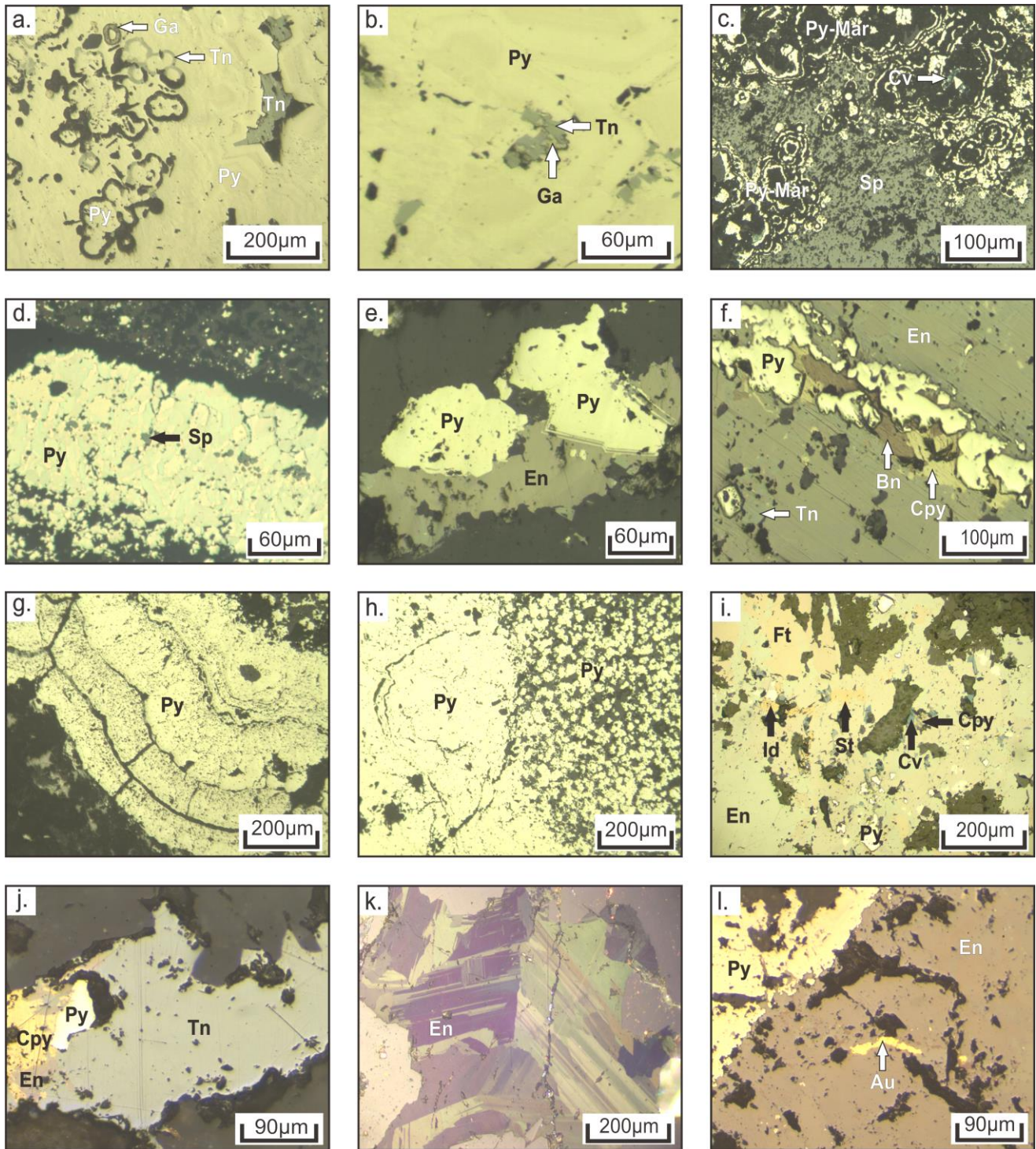


Fig. 4. Microphotos of ore minerals in polished sections from the Western sector of the gold-copper deposit "Chelopech" (reflected light): a – inclusions of tennantite (Tn) among zonal pyrite (Py); typical "atoll"-like pyrite (Py) in the left half of the observed field; gangue mineral (black) forming pyrite "atolls" probably was replaced later by tennantite (Tn) and galena (Ga); b – grains of tennantite (Tn) and galena (Ga) in zonal pyrite (Py); c – matrix of sphalerite (Sp) and pyrite-marcasite (Py-Mar) with the so-called "Bird's-eye" texture; fine grains of covellite (Cv) – a rare mineral in the studied sector; d – pyrite (Py) among the matrix of gangue minerals (black) and "droplets" of sphalerite (Sp); e – two mineral grains of pyrite (Py) in contact with enargite (En), surrounded by gangue minerals (black); observed zones of growing in pyrite (Py) filled with enargite (En); f – enargite (En) matrix crossed by a veinlet of pyrite (Py), chalcopyrite (Cpy) and bornite (Bn); bottom left – tennantite (Tn); g – colloform structure of pyrite (Py) with traces of "drying" among gangue minerals (black); h – two types of pyrite (Py) – a coarse-grained colloform (left) and a fine-grained (right); i – close sprout mineral grains of enargite (En) and famatinite (Ft) with inclusions of pyrite (Py), covellite (Cv), stanoidite (St) and idaite (Id); covellite is developed over chalcopyrite (Cpy); j – tennantite grain (Tn), among gangue matrix in association enargite (En), chalcopyrite (Cpy) and pyrite (Py) in the peripheral part; k – distinct lamellar structure of enargite (En) (cross nickols); l – elongated aggregate of native gold (Au) in enargite (En), left – pyrite (Py)

Table 2. Results from microprobe (MP) analyses of minerals from blocks N149 and N151 (N1-28). Published data for stannoidite (N29-32); N29 – theoretical composition (Chvilieva et al., 1988); N30 – St. Michael's Mount, Marazion, Cornwall, UK (Criddle, Stanley, 1993); N31 – Konjō mine, Okayama prefecture, Japan (Criddle, Stanley, 1993); N32 – Tada mine, Hyogo prefecture, Japan (Criddle, Stanley, 1993)

Mineral	Pyrite								Gold			Galena				Sphalerite	
	N1	N2	N3	N4	N5	N6	N7	N8	N9	N10	N11	N12	N13	N14	N15	N16	
Au	-	-	-	-	-	-	-	-	87,71	88,41	89,92	-	-	-	-	-	
Cu	-	-	0,47	1,97	0,74	0,10	0,07	0,90	7,93	4,29	2,89	2,27	0,57	1,72	1,13	0,43	
S	53,47	54,99	54,93	54,54	53,24	51,41	53,43	52,63	-	-	-	11,43	14,93	12,18	31,78	29,45	
Fe	46,27	44,61	44,23	43,02	46,01	48,49	46,33	46,24	-	-	-	3,39	1,67	1,17	1,02	1,81	
Co	0,11	0,14	0,12	0,12	-	-	0,00	0,15	-	-	-	0,25	-	-	-	-	
Ni	0,04	0,05	0,04	0,06	-	-	0,05	0,08	-	-	-	0,36	-	-	-	-	
Te	0,10	0,21	0,11	0,11	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,20	-	
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,62	0,55	0,79	65,52	68,23	
Sb	-	-	0,10	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Pb	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	81,67	82,26	84,12	0,00	0,00	
Ag	-	-	-	-	0,00	0,00	0,12	0,00	4,57	7,45	4,82	-	0,00	0,00	0,00	0,00	
Cd	-	-	-	-	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-	0,34	0,00	
Σ	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,21	100,15	97,63	99,99	99,98	99,98	99,99	99,92	

Table 2. (continuation)

Mineral	Tennantite								Energite			Idaite	Stannoidite			
	N17	N18	N19	N20	N21	N22	N23	N24	N25	N26	N27	N28	N29	N30	N31	N32
Cu	48,30	46,67	41,39	44,58	46,48	41,21	46,88	47,74	47,36	55,25	41,80	42,20	39,16	38,80	38,80	39,20
S	27,78	27,96	30,67	29,19	31,85	28,05	32,10	32,53	32,22	31,67	28,14	28,36	29,64	29,30	29,10	29,30
As	12,64	14,15	14,52	15,79	18,22	19,42	19,59	19,65	19,72	2,03	2,02	1,57	< 3,00	-	-	-
Sb	1,43	0,24	0,00	0,00	3,11	2,53	0,69	-	-	-	0,81	0,30	-	-	-	-
Fe	0,70	2,10	4,98	1,67	0,09	0,40	0,56	-	-	11,49	11,62	11,63	12,91	10,30	11,70	9,20
Te	0,00	0,00	0,55	0,50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	9,14	8,88	7,64	7,89	-	7,54	-	-	-	-	-	-	-	3,30	1,10	4,60
Ag	-	-	0,24	0,37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	100,00	100,00	99,99	99,99	99,75	99,15	99,82	99,92	99,30	100,44	100,03	99,72	100,00	100,20	99,10	100,90

Crystallochemical formulas of minerals in Table 2

Pyrite	N1 (Fe _{0,994} Co _{0,002} Ni _{0,001} Te _{0,001}) _{0,998} S _{2,002}
Pyrite	N2 (Fe _{0,951} Co _{0,003} Ni _{0,001} Te _{0,002}) _{0,957} S _{2,043}
Pyrite	N3 (Fe _{0,944} Cu _{0,009} Co _{0,002} Ni _{0,001} Sb _{0,001} T _{0,001}) _{0,958} S _{2,042}
Pyrite	N4 (Fe _{0,922} Cu _{0,037} Co _{0,002} Sb _{0,002} Ni _{0,001} Te _{0,001}) _{0,965} S _{2,035}
Pyrite	N5 (Fe _{0,990} Cu _{0,014}) _{1,004} S _{1,996}
Pyrite	N6 (Fe _{1,053} Cu _{0,002}) _{1,055} S _{1,945}
Pyrite	N7 (Fe _{0,996} Ag _{0,002} Cu _{0,001} Ni _{0,001}) _{1,000} S _{2,000}
Pyrite	N8 (Fe _{0,998} Cu _{0,017} Co _{0,003} Ni _{0,002}) _{1,020} S _{1,980}
Pyrite	N8 (Fe _{0,998} Cu _{0,017} Co _{0,003} Ni _{0,002}) _{1,020} S _{1,980}
Gold	N9 (Au _{0,727} Ag _{0,069} Cu _{0,204}) _{1,000}
Gold	N10 (Au _{0,767} Ag _{0,118} Cu _{0,115}) _{1,000}
Gold	N11 (Au _{0,835} Ag _{0,082} Cu _{0,083}) _{1,000}
Galena	N12 (Pb _{0,909} Fe _{0,140} Cu _{0,082} Zn _{0,022} Ni _{0,014} Co _{0,010}) _{1,177} S _{0,823}
Galena	N13 (Pb _{0,873} Fe _{0,066} Cu _{0,020} Zn _{0,018}) _{0,977} S _{1,023}
Galena	N14 (Pb _{0,960} Fe _{0,050} Cu _{0,064} Zn _{0,028}) _{1,102} S _{0,898}
Sphalerite	N15 (Zn _{0,985} Fe _{0,018} Cu _{0,017} Cd _{0,003} Te _{0,002}) _{1,025} S _{0,975}
Sphalerite	N16 (Zn _{1,043} Fe _{0,032} Cu _{0,007}) _{1,082} S _{0,918}
Tennantite	N17 (Cu _{11,831} Zn _{0,686} Fe _{0,185}) _{12,703} (As _{2,627} Sb _{0,183}) _{2,810} S _{13,487}
Tennantite	N18 (Cu _{11,355} Zn _{0,663} Fe _{0,552}) _{12,570} (As _{2,919} Sb _{0,030}) _{2,949} S _{13,481}
Tennantite	N19 (Cu _{9,769} Fe _{1,267} Zn _{0,553}) _{11,589} (As _{2,907} Te _{0,126} Ag _{0,033}) _{3,066} S _{14,345}
Tennantite	N20 (Cu _{10,707} Zn _{0,581} Fe _{0,432}) _{11,720} (As _{3,217} Te _{0,117} Ag _{0,052}) _{3,386} S _{13,894}
Tennantite	N21 (Cu _{10,632} Fe _{0,023}) _{10,655} (As _{3,535} Sb _{0,371}) _{3,906} S _{14,439}
Zn-tennantite	N22 (Cu _{9,765} Zn _{1,737} Fe _{0,108}) _{11,610} (As _{3,903} Sb _{0,313}) _{4,216} S _{13,173}
Enargite	N23 (Cu _{2,927} Fe _{0,041}) _{2,968} (As _{1,037} Sb _{0,022}) _{1,059} S _{3,972}
Enargite	N24 Cu _{2,960} As _{1,045} S _{3,994}
Enargite	N25 Cu _{2,961} As _{1,046} S _{3,993}
Idaite	N26 Cu _{4,992} Fe _{1,181} (S _{5,671} As _{0,156}) _{5,827}
Stanoidite	N27 Cu _{8,615} (Fe _{2,725} As _{0,353} Sb _{0,087}) _{3,165} Sn _{1,726} S _{11,494}
Stanoidite	N28 Cu _{8,682} (Fe _{2,723} As _{0,274} Sb _{0,032}) _{3,029} Sn _{1,725} S _{11,564}
Stanoidite	N29 Cu _{8,000} (Fe, Zn, As, Sb) _{3,000} Sn _{2,000} S _{12,000}
Stanoidite	N30 Cu _{7,971} (Fe _{2,408} Zn _{0,658}) _{3,066} Sn _{2,034} S _{11,929}
Stanoidite	N31 Cu _{8,036} (Fe _{2,758} Zn _{0,221}) _{2,979} Sn _{2,040} S _{11,945}
Stanoidite	N32 Cu _{8,022} (Fe _{2,142} Zn _{0,915}) _{3,057} Sn _{2,038} S _{11,883}

Ore mineralisation in the Chelopech deposit is characterized by a rich geochemical variety, typical for the high-sulphidation Au-Cu deposits. The main economic elements Cu, Au and Ag have a strong correlation relationship with higher contents of As due to the large presence of sulphosalts such as tennantite, enargite, luzonite and famatinite as well as high content of S which main carrier is pyrite. The most common minerals in the ore blocks N149 and N151, which are the objects of the recent study, are pyrite, tennantite and enargite, while chalcocopyrite is in less quantity and bornite, covellite, galena, sphalerite, famatinite, idaite, stanoidite and native gold are rarely found (Table 1). The last four minerals are found only in ore block N151 till now. Ore minerals in both ore blocks are accompanied mainly by quartz and baryte, and rarely by dickite as gangue minerals.

Pyrite in the ore blocks studied is observed as two generations that differ in their structures and relationships to the other minerals. The first generation pyrite (I) often forms colloform aggregates with concentric-zonal, typical "bird's eyes, or "atoll-like" structures (Fig. 4, c, g) including marcasite as well. They are accompanied by fine semi-euhedral to xenomorphic fine pyrite grains located nearby the larger pyrite-marcasite aggregates (Fig. 4, h). These aggregates are representatives of pyrite-marcasite association formed probably at hydrothermal-sedimentary conditions before deposition of the main economic associations in the deposit. Comparison with pyrite-marcasite aggregates and

other sulphide associations reported in the massive-sulphide mineralisation found nearby "black smoker chimneys" near contemporary submarine volcanoes such as Brothers volcano, Kermadec Arc, Pacific Ocean (Berkenbosch et al., 2012) established high similarity in structures and mineral composition.

The second generation (II) of pyrite forms larger aggregates. In some of them it is clearly seen the zones of growth marked by lighter and darker strips (Fig. 4, a). Pyrite II forms also fine veinlets that cut enargite (Fig. 4, f). Microprobe analyses established often Cu, Co, Ni, Te and sporadically Sb and Ag (Table 2, N1-8) as trace elements in pyrite. Different zones of growth in pyrite (Fig. 4, a) are marked by higher content of Cu (up to 1.97 wt. %) in darker strips. Fine size of the strips do not allow precise determination of trace elements by microprobe analyses, but no doubt, the differences in optical properties in strips are due to different chemical composition.

Enargite is one of the most common minerals in both ore blocks. It forms coarser-grained aggregates in association with pyrite, chalcocopyrite, bornite (Fig. 4, e, f) and tennantite or single crystals among baryte mass. Distinct lamellar structure observed in cross nickols is typical for it (Fig. 4, k) Relationships between enargite and pyrite II, chalcocopyrite and bornite suggest earlier formation of enargite (Fig. 4, f). In some cases part of pyrite II is formed before enargite, because some zones of growth in it are replaced by enargite (Fig. 4, e).

Famatinite is relatively rare mineral in the western sector. It associates with enargite (Fig. 4, i) as fine grains up to 100-200 µm. In some cases it is difficult to separate from luzonite only by its optical properties.

Minerals from tennantite-tetrahedrite row in Chelopech deposit are presented mainly by phases closer to tennantite member of the row. In the western part of the deposit, tennantite is one of the largest spread mineral, associating with pyrite, enargite and chalcocopyrite (Fig. 4, j) Several microprobe analyses established tennantite members with very low content of Sb in phases from both blocks (within 0 up to 3.11 wt.%). Typical feature for tennantite studied is a constant and high presence of Zn in it (within 7.54 to 9.14 wt.%, Table 2), so it could be nominated as Zn-tennantite according classification of Chvileva et al. (1988). Based on suggestions of Mozgova and Tzegin (1983) as Zn-tennantite should be nominated only those tennantites which contain ≥1 atomic units. Among samples studied as Zn-tennantite could be accepted only one (Table 2, # 22) in which Zn is 7.54 wt.%. Previous studies of tennantite established mainly low content of Zn in tennantite (up to 0.41 wt.%, Tokmakchieva, 1994). Some analyses with higher Zn content are reported by Kovachev et al. (1988). Silver is found in two of analyses in low content (up to 0.37 wt.%).

Galena and sphalerite are rarely found in the western sector of the deposit. They are observed as fine grains (Fig. 4, a, d) and in some cases sphalerite is found as larger aggregates (Fig. 4, c). On Fig. 4, a, it is observed one unusual pseudomorph in which galena and tennantite replaced earlier formed atoll-like nearby located pyrite aggregates. Trace elements found in galena such

as Co, Ni and Fe (Table 2, N12-14) are not typical for this mineral and probably they are due to influence on MP analyses from the pyrite matrix in which fine galena grains are analyzed. Sphalerite, which forms larger aggregates, compared to the galena includes low content of Fe (up to 1.81 wt.%), and traces of Cd and Te (Table 2, # 5-16). Galena and sphalerite are found the most often in ores along the marginal parts of ore blocks N149 and N151 which is typical appearance for this mineral association in the Central sector, as well.

Native gold is observed in microscope only in samples from block N151 till now. Chemical analyses of samples from block 149 established content of gold, which is comparatively close to the content in block N151, so the form of Au presence should be expected to be the same in both blocks from the western part of the deposit. Native gold is found as fine (10-50 µm) inclusions among enargite (Fig. 4, I) or it associates with pyrite and baryte. The shape of gold inclusions is irregular or elongated along the micro fractures in matrix from enargite or baryte. Coarse-grained gold (average 2 mm), which is presented in the central part of the deposit (Kovachev et al., 1988) is not established in the western part.

Chemical composition of the native gold shows low content of Ag (up to 7.45 wt.%) and sustainable content of copper within 2.89 to 7.93 wt.%. Gold from both parts of the deposit is characterised with relatively low silver content. Previous studies of chemical composition of gold established relatively low silver content up to 3.5 wt.% for the gold from tennantite association. Higher silver content (up to 19 wt.%) is reported for the gold in galena-sphalerite association (Kovachev et al., 2007) but at the western part it is not found as well.

Two relatively rare minerals – idaite and stanoidite are found in block N151. They present as irregular shaped fine grains up to 30-50 µm in enargite. The association also includes pyrite, chalcopyrite and famatinite. Idaite and stanoidite are diagnosed by quantitative microprobe analyses. Idaite contains As as trace element in it (Table 2, N26) and stanoidite is characterized by some deficit of Sn and increasing content of Cu (Table 2, N27-28). Such variations in chemical composition for stanoidite are not an exception for this mineral as it could be seen by comparison (Table 2, N29-32) to some analyses of this mineral provided by Chvileva et al. (1983) and Creedle, Stanley (1993). Fine sizes of the grains do not allow extraction of X-ray pattern for much precise diagnostic of them, but based on their optical properties and quantitative microprobe analyses they could be accepted as presented in the ores from the western part.

Conclusions

Based on data obtained from the initial stage of exploration of ore bodies 149 and 151 from the western part it could be suggested that there are not significant differences in general features of mineralisation studied in the central part of the deposit. The most common paragenesis including minerals of the main economic Cu-As-Au association here is wide spread. Gold is presented as fine inclusions of native gold in enargite, pyrite

and baryte. Electrum which is rarely found in the central part and the coarser-grained gold found at the same part, here are not established. Minerals representatives of Cu-Pb-Bi-S-Se, Pb-Bi-Hg-Te-Se and Cu-Au-Ag-Te geochemical associations, typical for the upper central levels of the deposit, are not found in the western part, as well. It should be mentioned that the number of samples included in this study is relatively less compared with all polished sections from the central part of the deposit studied in the past.

Tennantite found in the western part of the deposit is close to its chemical composition to this typical for the central part, where phases with relatively low content of Zn are described. In some cases Zn could reach up to 5.19 wt. % in samples from central part. The general regularity of distribution of galena-sphalerite association along the marginal part of ore bodies is also observed in the western sector of the deposit.

Acknowledgements. The authors should like to thank Chelopech Mining AD and personally to Eng. Plamen Doychev for their support during the realisation of this study. Part of the studies is done under a project financed by Chelopech Mining AD. We also like to thank to SEG Student Chapter for a grant that supported studies done by Magdalena Karakusheva in this work.

References

- Berkenbosch, H. A., C. E. J., de Ronde, J. B. Gemmill, A. W. McNeill, K. Goemann. 2012. Mineralogy and formation of black smoker chimneys from Brothers submarine volcano, Kermadec arc. – *Economic Geology*, 107, 1613-1633.
- Criddle, A. J., C. J. Stanley, 1993. *Quantitative Data File for Ore Minerals*. Chapman and Hall, London, 635 p.
- Chvileva, T., M. Bessmertnaia, M. Spiridonov. 1988. *Handbook for Determination of Ore Minerals in Reflected Light*. Nauka, Moscow, 508 p. (in Russian)
- Dabovski, C., I. Boyanov, Kh. Khrishev, T. Nikolov, I. Sapunov, Y. Yanev, I. Zagorchev. 2002. Structure and Alpine evolution of Bulgaria. – *Geologica Balcanica*, 32, 2-4, 9-15.
- Haydutin, I. 2001. The Balkan island arc in West Bulgaria. – *Geologica Balcanica*, 31, 1-2, 109-110.
- Kovachev, V., Dimov, D., Pirov, I. 1988. New morphogenetical type of gold from Chelopech and concomitant mineralisation. – *Annual of the University of Mining and Geology*, 34, 195-207 (in Bulgarian).
- Kovachev, V. Mavrudchiev, B., Iosifov D. 2007. Upper Cretaceous and Paleogene gold-bearing deposits in Bulgaria and their connection with the crust. – In: *Proceedings of Conference "Gold – the All Time Metal"*, 7-9 June, 2007, Varna, 34-47 (in Bulgarian).
- Moev, M., M. Antonov. 1978. Stratigraphy of the Upper Cretaceous in the eastern part of Strelcha – Chelopech line. – *Ann. de l'École Sup. Mines et Géol.*, 23, 2, 7-27 (in Bulgarian).
- Mozgova, N., A. Tzepin. 1983. *Fallhores (features and chemical composition and properties)*. Nauka, Moscow, 280 p. (in Russian)

- Popov, P., R. Petrunov, S. Strashimirov, M. Kanazirski. 2000. Elatsite-Chelopech ore field. – In: *Guide to Excursions A and C of ABCD-GEODE 2000 Workshop*. Sofia, 8-18.
- Stoykov, S., P. Pavlishina. 2003. New data for Turonian age of the sedimentary and volcanic succession in the southeastern part of Etropole Stara Planina Mountain, Bulgaria. – *Comp. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 56, 6, 55-60.
- Stoykov, S., I. Peycheva, A. von Quadt, R. Moritz, D. Fontignie. 2004. Timing and magmatism of the Chelopech volcano, Bulgaria. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 84, 101-117.
- Tokmakchieva, M. 1994. *Mineral Composition, Geochemical Features and Genesis of Copper Mineralisations from Panagyurishte-Etropole Region*. ASI-OOD, Sofia, 458 p. (in Bulgarian)
- von Quadt A., R. Moritz, I. Peycheva, C. Heinrich. 2005. 3: Geochronology and geodynamics of Late Cretaceous magmatism and Cu-Au mineralization in the Panagyurishte Region of the Apuseni-Banat-Timok-Srednogorie Belt, Bulgaria. – *Ore Geol. Rev.*, 27, 95-126.

ВИСОКОМЕТАМОРФНИ КОМПЛЕКСИ В БЪЛГАРИЯ

Янко Герджиков¹, Анна Лазарова², Александър Кунов³, Диан Вангелов¹

¹ Софийски университет "Св. Климент Охридски", 1504 София; janko@gea.uni-sofia.bg

² Геологически институт, Българска академия на науките, 1113 София

³ Университет на Базел, Институт по геология и палеонтология, CH-4056 Базел

РЕЗЮМЕ. В южните части на Балканския полуостров се разкриват разнообразни по състав, степен на наложени изменения и възраст високостепенни метаморфни комплекси. До скоро всички те по презумпция се считаха за докамбрийски, но публикуваните в последните години геохронологични данни показваха, че доказаните прекамбрийски възрасти са твърде малко и се отнасят главно за протолити. Основавайки се на собствени теренни наблюдения, в съчетание с геохронологичните данни, предлагаме нова схема за подялба на високометаморфния фундамент на територията на България. За разлика от предишни схеми, тази подялба е базирана на възрастта на високостепенните метаморфни изменения, запечатани от скалите, а не на данни за протолитните възрасти. Малки по площ, кадомски корови фрагменти са установени единствено в херцинските нискостепенни метаморфни комплекси, разкриващи се в Краището и Старопланинската област. В югозападна България и Средногорието широко разпространени са мигматизирани гнайси, запечатали метаморфизъм с карбонска възраст. Ядрените части на Алпийския ороген на Балканите са засегнати от юрски, креден и терциерен метаморфизъм. С ранноалпийска възраст са метаморфните комплекси в Сакар и Осогово. Родопският метаморфен комплекс е сложна полиметаморфна единица включваща до-мезозойски и мезозойски протолити, засегнати от мезозойски и терциерни динамо-термални събития. Тектонското разслояване в Родопите е резултат от синметаморфни навличания и син- до постметаморфна екстензия. Фрагменти от домезозойски високометаморфни комплекси в Родопите уверено се установяват само в най-високо разположените в разреза единици.

HIGH-GRADE METAMORPHIC COMPLEXES IN BULGARIA

Ianko Gerdjikov¹, Anna Lazarova², Alexandre Kounov³, Dian Vangelov¹

¹ Sofia University "St. Kliment Ohridski", 1504 Sofia; janko@gea.uni-sofia.bg

² Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia

³ Basel University, Institute of Geology and Paleontology, CH-4056 Basel

ABSTRACT. Various in age, metamorphic overprint and rock compositions high-grade metamorphic complexes are exposed in the southern parts of the Balkan Peninsula. Until recently all the complexes were presumed to be Precambrian in age. Despite of this groundless assumption, the current geochronological data have shown that the Precambrian age clusters are quite rare and concern mainly the protoliths. To avoid the controversial views about the evolution of the high-grade complexes in Bulgaria we propound a new scheme of their subdivision based on both field and geochronological data. The main difference from the other available schemes is that we use only the ages of the metamorphic overprint and not of the protolithic age. Isolated Cadomian crustal fragments are distinguished only in low-grade metamorphic complex of Krayshte and Stara Planina Mountain. Carboniferous high-grade metamorphics are exposed in Southwestern Bulgaria and Sredna Gora. Rocks building up the core of the Alpine Orogen of the Balkans suffered Jurassic, Cretaceous and Tertiary high-grade metamorphic overprints. The metamorphics in Sakar and Osogovo are Early Alpine in age. The Rhodope metamorphic complex is a composite unit with polymetamorphic evolution comprising both pre-Mesozoic and Mesozoic protoliths affected by Mesozoic and Tertiary orogenic events. The tectonic structure of the Rhodopes has resulted from the processes of syn-metamorphic thrusting as well as syn- to post-metamorphic extension. Fragments of high-grade complexes with well constrained pre-Mesozoic ages are distinguished only in the uppermost parts of the Rhodopian metamorphic section.

Въведение

Подялбата и възрастта на високометаморфните скали в България са обект на дългогодишни дискусии. До средата на 80-те години на миналия век съществува забележителен консенсус за докамбрийската (или поне дотриаската) възраст на високометаморфния фундамент. Иванов (1989) нарушава догмата, разграничавайки Родопски (алпийски) и Балканиден (херцински) тип метаморфни комплекси. В последствие алпийска възраст

се възприема и за високометаморфните скали от Странджа (Иванов, 1998), Сръбско-Македонската зона (Rico et al., 1998) и Сакар (Иванов и др., 2001). Тези идеи са подложени на честа и понякога основателна критика от поддръжниците на възгледите за докамбрийска възраст на фундамента (прим. Zagorchev, 1998, 2008). По този начин в геоложката общност у нас, аналогично на политическия живот, се наложи "двуполюсен модел", а именно съвместно съществуване на две напълно различни

виждания за еволюцията и възрастта на високо-метаморфните скали.

В последните години, в рамките на редица научни и научно-приложни проекти, се натрупаха много теренни, структурни, петроложки и геохронологички данни, които изискват нов поглед върху проблема. Целта на настоящото изложение е да синтезира съществуващата информация, използвайки съвременните познания за строежа и еволюцията на ядрените части на колизионните орогенни постройки. Този подход ще позволи предлагане на нова схема за подялба на високостепенните метаморфни комплекси в България и не на последно място ще покаже, че е възможно “конвергиране” на възгледите по редица дискуссионни въпроси. По този начин, нашите очаквания са „двуполусният модел“, прилаган при характеризиране на високостепенните метаморфни скали, да остане в историята.

Методичен подход

Високометаморфни са скалите претърпели метаморфизъм в амфиболитов (T 500-650°C; $0.5 < P < 1.3$ GPa; Oberhänsli, Goffé, 2004) и по-висок фацис. Утвърдени критерии за отделянето на високометаморфните комплекси у нас няма. Публикувани са само единични опити за тяхното дефиниране (Ivanov, 1988; Zagorchev, 2008; Саров и др., 2004).

Високометаморфните комплекси са привързани към обстановка на активна колизионна тектоника (прим. Platt, 1986; Handy, Oberhänsli, 2004, и др.). Най-важен критерий за тяхното отделяне е времето на проява на последния високостепенен метаморфизъм, но допълнителни критерии са още: специфичните минерални парагенези, присъствието/отсъствието на мигматити, регионално издържаната структурна рисунка, дефинирана от проникващи плоскостни и линейни структури.

Високометаморфните комплекси обикновено включват различни по генезис скали – магмени, седиментни и по-стари метаморфни скали, обединени в резултат на синхронна динамо-термална преработка. По-специално внимание изискват заварените метаморфни фрагменти, в които поради високостепенния характер на наложения метаморфизъм, геоложкия запис от по-стари събития е частично или напълно заличен. Структурите често са преориентирани и реактивирани, но в някои случаи са запазени в различни по мащаб, по-слабо деформирани домени (“low-strain domains”). При цялостна преработка, установяването на заварени метаморфни структури може да се осъществи единствено чрез прилагане на високотемпературна геохронология.

Друга важна особеност на високометаморфните комплекси е полифазната еволюция, която е следствие от формирането им в колизионна обстановка. Ранния етап на субдуциране на коров материал се маркира от спорадично запазени реликти от (свъх)високобарични минерални състави, върху които могат да бъдат наложени високобарични мигматити и парагенези, формирани в условия на гранулитов фацис. Последващият етап на високотемпературен, но ретрограден метаморфизъм, определя почти изцяло крайния облик на скалите – техния

минерален състав и проникваща структура. Като правило, ретроградните промени са относително локализирани най-вече в коровомасщабни зони на срязване, свързани с ексхумацията.

На базата на по-горе изложените характеристики, *високометаморфният комплекс* следва да се дефинира като регионално проследима, тектонски стратифицирана единица, в чийто състав участват скали с различен произход и геоложка история, обединени от процесите на високостепенен метаморфизъм. Считаме, че критерии като характер и възраст на протолитите, както и особеностите на метаморфната еволюция не трябва да се използват за дефиниране на метаморфни комплекси. Тези критерии са приложими само при разграничаване на литотектонски или литостратиграфски (в редките случаи на възстановима литостратиграфия, прим. Сакарския тип триас) единици.

Освен високостепенните метаморфни комплекси, характеризиращи се с устойчиви на значителни площи високотемпературни парагенези и структурна рисунка, в орогенните пояси често се срещат сравнително малки, изолирани находища на метаморфити, интензивно преработени от по-късни тектонски (\pm метаморфни) процеси. Те могат да се разглеждат като части от заварени големи метаморфни комплекси, фрагментирани при последвалите орогенни събития. В текста по-долу те ще бъдат означени като *корови фрагменти*.

Фрагменти от кадомски високометаморфни комплекси

Все още данните за кадомските корови фрагменти са съвсем оскъдни, за разлика от добре документираното присъствие на късно докамбрийско–раннокамбрийски слабо метаморфозирани магматити (Graf, 2001; Kounov, 2002; Zagorchev et al., 2011; Kounov et al., 2012 и литературните справки в тях). Такива фрагменти се разкриват на малки площи и са установени единствено в херцинските нискостепенни метаморфни комплекси в Краището и Старопланинската област.

За района на Краището, индикатор за възрастта на високостепенния метаморфизъм са текущите взаимоотношения със слабо нашистени зеленошистни магмени скали, отнасяни към кадомската Струмска диоритова формация (обзор на възрастите в Kounov et al., 2012). Най-пълни са данните за фрагмента Вукан от Трънското Краище (Маринова и др., 2010), състоящ се от гнайси, амфиболити и метагранити. Изотопните данни потвърждават докамбрийската възраст на протолитите, но все още няма прецизни геохронологички данни за времето на метаморфизма. Друг вероятен кадомски фрагмент е т. нар. Гологлавски комплекс (Антонов и др., 2011), който се разкрива в южните “оградни” части на Радомирското поле. Изграден е от биотитови и двуслюдени гнайси и лещовидни тела от амфиболити. Възможно е съществуването на други подобни фрагменти в Кюстендилското Краище, които на геоложките карти са означавани като Струмска диоритова формация или Драгойчински метаморфен комплекс (Желев и др., 2010).

Към момента, в пределите на Стара планина са документираны прояви на кадомски магматизъм (Kiselinov

et al., 2009; Statelova et al., 2011), а данните ни сочат и за присъствието на корови фрагменти с вероятна докамбрийска възраст. Към този тип метаморфити следва да се причислят Стакевския масив в СЗ България, Лазовския комплекс в Твърдишко и отделни, малки и силно разкъсани фрагменти от мигматизирани гнайси сред Рибаришките метагранити в Тетевенско, за които сведенията са все още твърде оскъдни. Сред метаморфитите от Стакевския масив (Haidutov, Ivanov, 1961; Ангелов и др., 2008) са внедрени едноименните гранити с раннокамбрийска възраст (Carrigan et al., 2003), което косвено указва старостта на високометаморфните изменения. Присъствието на високостепенни метаморфити с докамбрийска възраст в участъка на Балкано-Южнокарпатската дъга не се оспорва и в работата на Kräutner и Krstic (2002), където те са означавани като комплекс Neamtu-Stakevtsi.

Изброените по-горе фрагменти от докамбрийски (кадомски) метаморфни комплекси имат ясно изразена структурна позиция, като се разполагат встрани от арелите на проява на херцинския високостепенен метаморфизъм (фиг. 1). В регионален план попадат в дефинирания в по-ранни изследвания Балкански терен (Haydoutov, Yanev, 1997), но тук е важно да се отбележи, че за тази единица категорично се отхвърля присъствието на сиалична кора. Натрапва се и фактът, че кадомските фрагменти почти винаги са тълкувани като високотемпературни производни (процеси на "гранитизация", "мигматизация", вж. Хайдутков, 1979) на Диабаз-филитоидния комплекс (Хайдутков, 1991 и литературната справка там). Изключение правят Иванов и др. (1987), който разглежда фрагментите като част от стара континентална кора, интегрирани в херцинската орогенна постройка. Самото понятие Диабаз-филитоиден комплекс днес е лишено от смисъл и тази идея в последно време се споделя от повечето изследователи. Следващата важна стъпка е да се дешифрира характера на скалите, считани за негови "високометаморфни" производни.

Херцински високометаморфни комплекси

Херцинските високометаморфни комплекси се разкриват на широки площи, най-общо по периферията на Родопската зона, като изграждат самостоятелни единици или представляват преработени (най-често диафторизирани) фрагменти сред алпийските комплекси (фиг. 1). На практика те представляват реликти от херцинското орогенно ядро, претърпяло високобаричен и последващ високотемпературен метаморфизъм. Твърде вероятно е да се допусне, че в доалпийско време тези комплекси са заемали значително по-голяма територия.

Високометаморфен комплекс на Централното Средногорие. Включва високометаморфния фундамент на Средногорието и Верила. За разлика от другите метаморфни комплекси, за него е типично доминиращо присъствие на парагнайсите. Структурата на комплекса е силно повлияна и фрагментирана от изобилния къснохерцински гранитоиден магматизъм. Основна характеристика на високостепенните метаморфити е площната диафтореза в зеленошистен фазиес, проявена в домени с дебелини от порядъка на стотици метри до 1-2 km (измерени напречно на фолиацията). Домените с

диафторизирани гнайси най-общо съвпадат с ограничаващите комплекса херцински зони на срязване, каквито са зоната Стъргел-Болуваня (Gerdjikov et al., 2007) и зоната на Габровдолския разлом (Bonev et al., 1995). За "преструктурирането" на високометаморфния комплекс на Централното Средногорие съществена роля е играла и алпийската тектоника. Напълно заличени са херцинските структури в метаморфитите, вместиращи алпийската Искърско-Яворишка отседна зона (Georgiev et al., 2009 и литературната справка там). Протолитните възрасти, получени за пара- и ортометаморфните части на разреза, се обособяват в две групи – кадомски (616.9 ± 9.5 ; 595 ± 23 Ma; Carrigan et al., 2006) и късно камбрийско-ранно ордовишки (460-500 Ma; Peytcheva et al., 2004, Антонов и др., 2010). Възрастта на високостепенния метаморфизъм е добре определена на базата на U-Pb and Ar-Ar данни: от еклогите е получена възраст 398 ± 5.2 Ma (Cortesogno et al., 2005; Gaggero et al., 2009), интерпретирана като възраст на ранна статична прекристализация в амфиболитов фазиес, последваща метаморфен пик в условия на еклогитов фазиес; термалният пик на метаморфизма е с възраст от 336.5 ± 5.4 Ma, получена от левкосома от мигматизирани гнайси (Carrigan et al., 2006); възрастта на интензивната ретроградна милонитизация в условия на зеленошистен до нискотемпературен амфиболитов фазиес (диафтореза) на мигматитовия разрез е фиксирана на 333.9 ± 0.2 - 334 Ma (Gerdjikov et al., 2010); постметаморфните възрасти на охлаждане на гнайсовия разрез варират между 317–305 Ma (Velichkova et al., 2004).

Комплекс Огражден-Вертискос. За тези метаморфити, изграждащи югозападния ъгъл на България, са давани контрастни интерпретации – от тезата за най-долни нива на докамбрийския разрез (Zagorchev, 1994) до идеята за принадлежността им към алпийските Родопски метаморфити (Иванов, 1998; Ricou et al., 1998). Геохронологичните данни, получени от различни колективи, за метаморфитите както на българска, така и на гръцка територия, ясно показваха, че това са долнопалеозойски (Macheva et al., 2006; Peytcheva et al., 2009; Meinhold et al., 2010) магмени и седиментни скали, засегнати от високостепенен херцински (Peytcheva et al., 2009; Kourov et al., 2012) метаморфизъм. Комплексът е изграден основно от неравномерно мигматизирани ортогнайси, но присъстват още гранат-съдържащи двуслюдени шисти и тела от гранат-кианитови еклогити, амфиболити, гранат-кианитови шисти, метагаброиди и метаултрамафити (Zidarov et al., 2003; Macheva et al., 2006; Pristavova et al., 2007; Sarov et al., 2008; Zagorchev, 2008; Janak et al., 2011).

Странджански високометаморфен комплекс. Разкрива се под формата на два по-големи фрагмента в Централна Странджа и източната част на Дервентските възвишения, а също и в турската част на Странджа, северно и северозападно от Къркларели. Геохронологични данни на турски колеги (обзор в Natalin et al., 2012) насочват към палеозойска възраст на протолитите и не добре прецизирана възраст на метаморфизма (вероятно пермска). Поради високата степен на Алпийския метаморфизъм в Сакар планина, продължението на комплекса на запад от р. Тунджа е проблемно. По-ясни фрагменти от него се разкриват в т. нар. Маришка област

на север от Хасково, където Алпийския метаморфизъм е нискостепенен.

Алпийски високометаморфни комплекси

Отделяме три комплекса, различаващи се по вътрешен строеж и време на проява на метаморфните изменения.

Сакарски метаморфен комплекс. Основната му част е разположена между реките Марица и Тунджа, но към него също причисляваме и метаморфната подложка от Харманлийския блок и района на с. Тънково. Специфично е присъствието на метаморфозирани, интензивно пластично деформиран триаски разрез, запазил в обхвата на Тополовградската синклинала своя първичен стратиграфски ред. Алпийските деформации са проявени на границата юра-долна креда (Nebauer et al., 2010) и освен триаските скали, засягат и тяхната подложка - един слабо изучен разрез, тълкуван било като корелат на "докамбийските" метаморфити от Източните Родопи (Zagorchev, 1994), било като вулканогенно-седиментна подложка на фаунистично датирания триас (Иванов и др., 2001). Тази подложка включва фрагменти от херцински или дори по-стари комплекси, но тяхното отделяне към момента е проблематично, дори и за по-наситената с геохронологични данни (Natalin et al., 2012) турска част. Донякъде по-лесно е отделянето на този фундамент в Хасковско, където степента на алпийските промени пада до зеленошистен фациес.

Осоговски метаморфен комплекс. Разкрива се в планините Осогово и Лисец, като оформя прозорец под късноалпийски екстензионни алохтони (Kounov et al., 2010). Степента на метаморфните изменения съответства на долни нива на амфиболитовия фациес, а времето на проявата им съвпада с ранната креда. Възрастта на протолитите е неотличима от тази на скалите на Струмската диоритова формация.

Родопски метаморфен комплекс. Реално това е един "мега"-комплекс, но към момента данните не позволяват подразделяне на базата на възрастов принцип. Алпийските възрасти за метаморфните промени включват твърде голям времеви диапазон (Bug, 2012), което заедно с трудностите да се оцени значението на някои от получените геохронологични данни, прави дефинирането на мезозойски и терциерни единици невъзможна задача. Разпространението на комплекса е показано на най-новата геоложка карта на България (1:50000), като използваните идеи за литотектонското му разчленяване са изложени от Sarov (2012). Строежът на този комплекс се обуславя от субгоризонтални синметаморфни зони с коровомасъбен характер, които водят до едно забележително тектонско разслояване. Типично за Родопските метаморфити е доминирането на протолити с орто-произход. Някои от единиците са почти изцяло изградени от еднократно метаморфозирани през алпийско време юрски (долна Асенишка, Старцевска и Боровишка единици) или пермски (единиците Арда, Кесибири, Бяла река-Кехрос, ортогнайсите от единицата Пирин-Пангеон) гранитоиди. Установяването на фрагменти от комплекса Огражден-Вертикос в обхвата на Местенския грабен (Sarov, 2012), показва възможността за присъствието на по-стари метаморфни комплекси в обхвата на Родопите.

Изводи

Преди около 40 години възприемането на модела на глобалната тектоника на плочите промени радикално възгледите за строежа на орогенните постройки. Интегрална част от тях са вътрешните зони на орогените, изградени от високостепенни метаморфити, които са запечатали интензивна динамо-метаморфна преработка. За разлика от периплатформените гънково-навлачни пояси, където хронологията на събитията е сравнително лесно възстановима на базата на стратиграфски взаимоотношения, то дешифрирането на строежа и еволюцията в ядрените части на орогените са невъзможни без геохронологични изследвания. Новите данни ясно показват нуждата от цялостно преразглеждане на класическите идеи за докамбийската старост на високометаморфния фундамент в южна България. Нещо повече, демонстрира се необосноваността и на изложените през 90-те години на миналия век идеи за алпийската възраст на по-голямата част от фундамента в южна България. Разграничаването на алпийските от доалпийските единици за значителни части от метаморфните комплекси (Сакар, Западна Рила и др.) все още е нерешен въпрос. Предложената подялба трябва да се разглежда само като една първа крачка в това направление.

Благодарности. Признателни сме на рецензента проф. В. Желев за конструктивната критика и бележки.

Литература

- Ангелов, В., М. Антонов, С. Герджиков, П. Петров, Х. Киселинов, Г. Айданлийски, Р. Маринова, С. Приставова. 2008. *Обяснителна записка към геоложка карта на България, М1:50000. Картен лист К-34-22-В (Горни Лом).* С., Геокомплекс, 48 с.
- Антонов, М., С. Герджиков, Л. Методиев, Х. Киселинов, С. Сираков, В. Вълв. 2010. *Обяснителна записка към геоложка карта на България, М1:50000. Картен лист К-35-37-В (Пирдоп).* С., Геокомплекс, 96 с.
- Антонов, М., П. Милованов, А. Попов, С. Герджиков, М. Дюлгерев. 2011. *Обяснителна записка към геоложка карта на България, М1:50000. Картен лист К-34-59-В (Дрен).* С., Геокомплекс, 46 с.
- Желев, В., П. Милованов, Е. Горанов, В. Вълв, И. Петров, Е. Илиева. 2010. *Геоложка карта на България в М1:50000. Картен лист Райчиловци и Драговищица.* С.
- Иванов, Ж. 1989. Строежие и тектоническа еволюция на централните части на Родопския масив. – В: *Строежие и геодинамическа еволюция на вътрешните зони на Балканите – Крайщиди и Родопска област. Путевод. екскурсии Е-3, XIV Конгрес на КБГА.* С., 53-118.
- Иванов, Ж. 1998. *Тектоника на България.* Хабилиционен труд.
- Иванов, Ж., К. Колчева, С. Московски, Д. Димов. 1987. За особеностите и характера на "диабазово-филитоидната формация". – *Сп. БГД*, 48, 2, 1-24.
- Иванов, Ж., Я. Герджиков, А. Кунов. 2001. Нови данни и съображения за структурата и тектонската еволюция на Сакарската област, ЮИ България. – *Год. Соф. унив.*, 91, 1, *Геол. и геогр.*, 35-80.
- Маринова, Р., В. Гроздев, Д. Иванова, Д. Синьовски, П. Милованов, И. Петров, А. Попов. 2010. *Обяснителна*

- записка към геоложка карта на България, М1:50000. Картен лист Цръвена Яълка, Власотинци и Трън. С.
- Саров, С., З. Чернева, К. Колчева, Е. Войнова, Я. Герджиков. 2004. Литотектонска подялба на метаморфните скали от източните части на Централнородопската екстензионна структура. – *Сп. БГД*, 65, 1-3, 101-106.
- Хайдутков, И. 1979. Мигматични и анатектични явления в Старопланинската палеозойска евгеосинклинала (по примера на Бързийския мигматитов масив). – *Геотект., тектонофиз. и геодинам.*, 8-9, 39-54.
- Хайдутков, И. 1991. *Произход и еволюция на Докамбрийския Балкано-Карпатски офиолитов сегмент*. С., Изд. БАН, 179 с.
- Bonev, K., Z. Ivanov, L. E. Ricou. 1995. Denudation tectonique au toit du noyau metamorphique rhodopi en macedonien: La faille normale ductile de GabrovDol. – *Bull. Soc. Geol. France*, 166, 47-55.
- Burg, J.-P. 2012. Rhodope: From Mesozoic convergence to Cenozoic extension. Review of petro-structural data in the geochronological frame. – *J. Virtual Explorer*, 39 (1), 44 p.
- Carrigan, C., S. Mukasa, I. Haydoutov, K. Kolcheva. 2003. Ion microprobe U-Pb zircon ages of pre-Alpine rocks in Balkan, Sredna Gora, and Rhodope terrains of Bulgaria: Constrains of Neoproterozoic and Variscan tectonic evolution. – *J. Czech Geol. Soc.*, 48, 1-2; 32.
- Carrigan, C., S. Mukasa, I. Haydoutov, K. Kolcheva. 2006. Neoproterozoic magmatism and Carboniferous high-grade metamorphism in the Sredna Gora Zone, Bulgaria: An extension of the Gondwana-derived Avalonian-Cadomian belt? – *Precamb. Research*, 147, 3-4, 404-416.
- Cortesogno, L., L. Gaggero, I. Haydoutov, L. Buzzi. 2005. The Eclogite to Amphibolite metamorphic path from the Sredna Gora terrane in the Variscan orogenic segment of Bulgaria (SE Europe). – *Geophys. Res. Abstracts*, 7, 01802.
- Gaggero, L., L. Buzzi, I. Haydoutov, L. Cortesogno. 2009. Eclogite relics in the Variscan orogenic belt of Bulgaria (SE Europe). *Int. J. Earth Sci.* 98, 8, 1853-1877.
- Georgiev, N., B. Henry, N. Jordanova, N. Froitzheim, D. Jordanova, Z. Ivanov, D. Dimov. 2009. Emplacement mode of Late Cretaceous plutons from the southwestern part of Sredna Gora zone, Bulgaria: structural and AMS study. – *Geol. Carpath.*, 60, 1, 15-33.
- Gerджиков I., N. Georgiev, D. Dimov, A. Lazarova. 2007. The different faces of supposedly single thrust: a reevaluation of the Vezhen thrust, Central Balkanides. – *Proc. Bulg. Geol. Soc.*, 24-26.
- Gerджиков, I., G. Ruffet, A. Lazarova, D. Vangelov, E. Balkanska, K. Bonev. 2010. contemporaneous 40Ar/39Ar geochronologic constrains of a Variscan transpression in Central Stara Planina Mountain. – *Proc. Bul. Geol. Soc.*, 109-110.
- Graf, J. 2001. *Alpine Tectonics in Western Bulgaria: Cretaceous Compression of the Kraishite Region and Cenozoic Exhumation of the Crystalline Osogovo-Lisets Complex*. ETH Zurich, Ph.D. Thesis. 183 p.
- Handy, M. R., R. Oberhänsli. 2004. Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps age map of the metamorphic structure of the Alps. Tectonic interpretation and outstanding problems. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 149, 201-225.
- Haidutov, I., Z. Ivanov. 1961. Notes on structural and petrographic particularities of Stakevski pluton and its metamorphic mantel. – *Comp. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 14, 4, 377-380.
- Haydoutov, I., S. Yanev. 1997. The Protomoesian microcontinent of the Balkan Peninsular – a peri-Gondwanaland piece. – *Tectonophys.*, 272, 303-313.
- Ivanov Z. 1988: Apercu general sur l'evolution geologique et structurale du massif des Rhodopes dans le card des Balkanides. – *Bull. Soc. Geol. France*, 8, 4, 2, 227-240.
- Janak, M., N. Froitzheim, N. Georgiev, T. Nagel, S. Sarov. 2011. P-T evolution of kyanite eclogite from the Pirin Mountains (SW Bulgaria): implications for the Rhodope UHP Metamorphic Complex. – *J. Metam. Geol.*, 29, 317-332.
- Kiselinov, H., A. von Quadt, I. Peytcheva, S. Pristavova. 2009. U-Pb zircon dating and field relationships of the Protopopintsi metagranite with Sredogrive metamorphites (NW Bulgaria). – *Comp. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 62, 12, 1571-1580.
- Kounov, A. 2002. *Thermotectonic Evolution of Kraishite, Western Bulgaria*. Zurich, ETH 14946, PhD Thesis, 219 p.
- Kounov, A., D. Seward, J.-P. Burg, D. Bernoulli, Z. Ivanov, R. Handler. 2010. Geochronological and structural constraints on the Cretaceous thermotectonic evolution of the Kraishite zone (Western Bulgaria). – *Tectonics*, 29, TC2002.
- Kounov, A., J. Graf, A. von Quadt, D. Bernoulli, J.-P. Burg, D. Seward, Z. Ivanov, M. Fanning. 2012. Evidence for a “Cadomian” ophiolite and magmatic-arc complex in SW Bulgaria. – *Precamb. Res.*, 212-213, 275-295.
- Kräutner, H. G., B. Krstić. 2003. *Geological map of the Carpatho-Balkanides between Mehadia, Oravita, Niš and Sofia*. Ministry for Science and Environmental Protection of Republic of Serbia, Directorate for Environmental Protection, “Geoinstitut”, Belgrade.
- Macheva, L., I. Peytcheva, A. von Quadt, N. Zidarov, E. Tarassova. 2006. Petrological, geochemical and isotope features of Lozen metagranite, Belasitsa Mountain — evidence for widespread distribution of Ordovician metagranitoids in Serbo-Macedonian massif, SW Bulgaria. – *Proc. Bulg. Geol. Soc.*, 209-212.
- Meinhold, G., D. Kostopoulos, D. Frei, F. Himmerkus, T. Reischmann. 2010. U-Pb LA-SF-ICP-MS zircon geochronology of the Serbo-Macedonian Massif, Greece: palaeotectonic constraints for Gondwana-derived terranes in the Eastern Mediterranean. – *Int. J. Earth Sci.*, 99, 813-832.
- Natalin, B., G. Sunal, M. Satir, E. Toraman. 2012. Tectonics of the Strandja Massif, NW Turkey: History of a long-lived arc at the northern margin of Palaeo-Tethys. – *Turkish J. Earth Sci.*, 21, 755-798.
- Neubauer, F., S. Bilyarski, J. Genser, Z. Ivanov, I. Peytcheva, A. von Quadt, 2010. Jurassic and Cretaceous tectonic evolution of the Sakar and Srednogorie zones, Bulgaria: 40Ar/39Ar mineral ages and structures. – *Geologica Balc.*, 273-274.
- Oberhänsli, R., B. Goffé. 2004. Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps. Introduction. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 149, 115-123.
- Peytcheva, I., A. von Quadt. 2004. The Palaeozoic protoliths of Central Srednogorie, Bulgaria: records in zircons from basement rocks and Cretaceous magmatites. – *5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, Conference Volume, Extended abstract*, T11-9.

- Peytcheva, I., A. von Quadt, S. Sarov, E. Voinova, K. Kolcheva. 2009. Ordovician protoliths of metamorphic rocks in eastern Pirin – Western Rhodopes: Are they part of the Ograzhden Unit?. – *Proc. Bul. Geol. Soc.*, 17-18.
- Platt, J. P. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1037-1053.
- Pristavova, S., M. Ichev, M. Komsalova. 2007. Garnet-kyanite schists from the Ograzhden Mountain, SW Bulgaria. – *Geochem., Mineral. and Petrol.*, 45, 97-107.
- Ricou, L.-E., J.-P. Burg, I. Godfriaux, Z. Ivanov. 1998. Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. – *Geodinam. Acta*, 11, 6, 285-309.
- Sarov, S. 2012. Lithotectonic subdivision of the metamorphic rocks in the area of Rila and Rhodope Mountains – results from geological mapping at scale 1:50 000. – In: *Proceedings of International Conference “Geological Schools of Bulgaria. The School of Prof. Zhivko Ivanov”*, 43-47.
- Sarov, S., N. Georgiev, K. Naydenov, E. Voinova, K. Kolcheva. 2008. Lithotectonic subdivision of the Western Rhodopes and parts of Eastern Pirin. – *Proc. Bul. Geol. Soc.*, 89-90.
- Statelova, J., A. von Quadt, P. Machev, S. Georgiev. 2011. Cadomian igneous rocks from Europe’s Variscan belt, Lazovo complex. – *Goldschmidt Conference Abstracts, Mineral. Mag.*, 75, 3, 1930.
- Velichkova, S., R. Handler, F. Neubauer, Z. Ivanov. 2004. Variscan to Alpine tectonothermal evolution of the Central Srednogorie init, Bulgaria: constraints from $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ analysis. – *Schw. Mineral. Petrol. Mitt.*, 84, 133-151.
- Zagorchev, I. 1994. Alpine thrust and fault tectonics in South Bulgaria. – *Bull. Geol. Soc. Greece*, 30, 2, 487-496.
- Zagorchev, I. 1998. Rhodope controversies. – *Episodes*, 21, 3, 159-168.
- Zagorchev, I. 2008. Amphibolite-facies metamorphic complexes in Bulgaria and Precambrian geodynamics: controversies and “state of the art”. – *Geologica Balc.*, 37, 1-2, 33-46.
- Zagorchev, I., C. Balica, I. Balintoni, E. Kozhoukharova, G. Sâbâu, R. Dimitrescu, E. Negulescu. 2011. New isotopic data on the Cadomian age of the Frolosh metamorphic complex and the Struma diorite complex. – *Proc. Bul. Geol. Soc.*, 77-78.
- Zidarov, N., I. Peytcheva, A. von Quadt, V. Andreichev, L. Macheva, R. Titorenkova. 2003. Timing and magma sources of metagranites from the Serbo-Macedonian massif (Ograzhden and Maleshevaska mountains, SW Bulgaria): constraints from U-Pb and Hf-Zr and Sr whole rock isotope studies. – *Proc. Bulg. Geol. Soc.*, 89-91.

PETROLOGICAL INVESTIGATIONS IN THE POLAR URALS (RUSSIA) AS CERTIFICATE OF PROSPECTS OF ORE DEPOSITS

Dmitry N. Remizov

National University of Mineral Resources, 199106 Saint Petersburg, Russia; dnr1957@yandex.ru

ABSTRACT. The Polar Urals Mountain has a large number of small deposits of various minerals – Fe, Cr, Mo, Au, Pt, Ta, Nb, REE and many others. Petrological investigations with analysis of common tectonic situation indicate the possible presence of large deposits here. As a result of the research two conclusions can be made: 1. All listed rocks are magmatic cumulate and belong to an uniform intrusive ophiolite massif of unique size according to gravimetric data (more than 400x120 km) of a Late Ordovician age (nearly 450 Ma). These rocks are very exhausted in Ti and V. However in some gabbro rocks there are ore concentrations of Ti-magnetite. It is possible to assume the existence of huge ore deposits in the differentiated part of the massif under the thin MZ-KZ sedimentary cover. 2. Large gravitational anomaly settles down over the area of PR(?) amphibolites with a large number of granite bodies. Parts of the rocks are diagnosed as A-type and are accompanied with small Ta, Nb and Mo ore deposits. Amphibolites are considered to compose a thin nappe. It is possible to assume the presence of the large stratified Triassic massif as a product of the Siberian Large Igneous Province (LIP) and the existing of large ore deposits on an economically expedient depth.

ПЕТРОЛОГИЧНИ ИЗСЛЕДВАНИЯ В ПОЛЯРНИЯ УРАЛ (РУСИЯ) КАТО СЕРТИФИКАТ ЗА ПРОУЧВАНЕ НА РУДНИ НАХОДИЩА

Дмитрий Н. Ремизов

Национален университет за минерални ресурси, 199106 Санкт Петербург, Русия; dnr1957@yandex.ru

РЕЗЮМЕ. В Полярния Урал има голям брой от малки находища на различни минерали съдържащи Fe, Cr, Mo, Au, Pt, Ta, Nb, REE и много други. Петрологичните изследвания с анализа на общата тектонска ситуация е индикатор за наличие тук на големи находища. Като резултат от изследването могат да се направят два извода. 1. Всички изброени скали са магмени кумулати и принадлежат към единен интрузивен офиолитов масив с огромни размери по гравиметрични данни (повече от 400x120 km) с късноордовишка възраст (близо 450 Ma). Тези скали са обеднени по отношение на елементи като Ti и V. Обаче в някои габрови скали има концентрации на титаномангнетит. Възможно е да се предположи наличието на огромни рудни находища в диференцираната част на масива под мезозой-кайнозойската седиментна покривка. 2. Една голяма гравитационна аномалия се намира в областта на протерозойските (?) амфиболити с голям брой на гранитни тела. Част от скалите са определени като А-тип и са придружени от малки Ta, Nb и Mo рудни находища. Предполага се, че амфиболитите изграждат една тънка клипа. Възможно е да се предположи наличието на голям стратифициран триаски масив като продукт на Сибирската Гигантска Магмена Провинция (ГМП), както и огромни рудни находища на изгодна за добив дълбочина.

Introduction

In the Polar Urals Mountain are located a large number of small deposits of various minerals – Fe, Cr, Mo, Au, Pt, Ta, Nb, REE and many others. Petrological investigations, geophysical data with analysis of common tectonic situation indicate the possible presence of large deposits here. There is the largest ophiolite belt at the East Zone of the Polar Ural Mountains. It is napped from the east over Paleozoic formations of the passive margin of the Baltica paleocontinent. This belt consists the ultramafic Voikar, Rai-Iz and Syumkeu massifs, which from the east are framed with a continuous belt of gabbro. These gabbro rocks concerne a considerable number of different in age magmatic complexes (Kershor, Trubayu, Sob, Malyko, Maslo, Kharampe and others). Gabbro, Ol-gabbro, Pl-websterite, pyroxenite, wehrlite and dunite take place in their structure (Savelieva, 1987; Remizov, 2004; and others). Their age was defined in a range from Paleoproterozoic to Devonian. The Kershor gabbro complex to the east of the Voikar massif is now one of the most well studied (Remizov et al., 2013).

Geological setting

In a history of the Polar Ural Mountains it is possible to allocate two largest structural complexes of rocks. The ancient complex is presented by intensively metamorphosed formations of the Timan orogenic belt of Neoproterozoic – Early Cambrian age. There are the Marun-Keu, Kharbei, Haramatalou, Khord'yus and Dzela tectonic plates from the North to the South (Fig. 1). They are presented, mainly, by ocean formations of various origin. For our discussion the existence of large volume of granites and granite migmatites as a part of the Marun-Keu and Kharbei plates is important. Even more important is the fact that in the region of the maximum development of granites in Kharbei there is a positive gravitational anomaly established. The intensity of this anomaly is comparable to that over the ophiolite belt of the Polar Ural Mountains. It is possible to believe that Harbey and Marun-Keu represent thin tectonic plates (no more than 600-1500 m in different places), pulled over formations of the Paleozoic passive margin of Baltica.

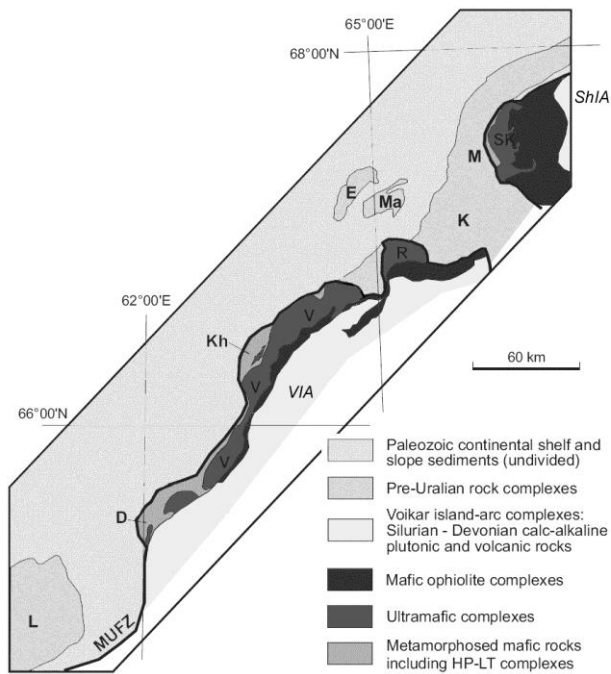


Fig. 1. Tectonic scheme of the Polar Urals (after Estrada et al., 2012): D – Dzela metamorphic complex; E – Enganepe; Kh – Khard'yus metamorphic complex; K – Kharbei metamorphic complex; L – Lyapin metamorphic complex; M – Marun-Keu, Ma – Manytanyrd; MUFZ – Main Uralian Fault zone; R – Rai-lz; SK – Syumkeu; V – Voikar; VIA – Voikar island arc; ShIA – Shchuch'ya island arc

The second largest complex of rocks is presented by the ophiolite and island arc formations of an Ordovician – Late Devonian age. These are formations of the Paleozoic Ural paleocean.

The Syumkeu and Rai-lz-Voikar ultramafic complexes in geophysical fields are distinguished by intense positive gravity anomalies (25-40 mGal). The intensity of the anomaly increases in an eastern direction, which implies an increase in capacity of the ultramafic bodies in this area. According to geophysical data, the bottom of the array is a shallow (10-20, rarely up to 40°) drop to the east, and its capacity is increased from 0.5-1.0 km to the west of 8-10 km to the east (Savelieva, 1987).

The structure of the megacomplex consists of the banded Kershor dunite-wehrlite-clinopyroxenite-gabbro (DWCG) complex with alternating dunite, wehrlite, clinopyroxenite, plagioclase clinopyroxenite, gabbro, olivine gabbro, troctolite, anortozite and homogeneous gabbro, often metamorphosed under epidote-amphibolite facies. These structures are located east of the field of development of the ultramafic complex. Contact is a north-east strike, with subvertical or steep fall in the south-east and it is characterized by directness, lack of lateral displacements and apophysis or intrusive formations. In the contact zone are developed schistose rocks – cataclasites, milonites and ultramilonities, indicating its mainly tectonic character. However, in the Left Payer River are observed dikes and small bodies of metagabbroids in ultramafic rocks, with uneven contact. The uniformity of the gabbro of Kershor is confirmed by U-Pb method on single grains of zircon (SHRIMP II, VSEGEI). For three samples from different parts of the

massif are received ages $446,8 \pm 4,3$, 446 ± 2 and 453 ± 7 Ma (Remizov et al., 2010).

In the south-east, granitoids of the Kokpela complex are border of the Kershor gabbro complex. The contact is tectonic everywhere. In the contact zone milonites upon gabbroids and granitoids are widespread. On the north of the Voikar region superimposed plagiomigmatization developed along this contact, both on gabbroids and on granitoids. This is the Sob plagiogranite complex.

Further to the East volcanic rocks of an early to middle Devonian age covered the Kokpela granitoid complex. Granitoids, basalts, and andesites form a uniform volcano-plutonic association. This is unambiguously proved by geochemical and isotope data (Remizov et al., in print.).

The Kershor DWCG complex

The Kershor gabbro is characteristic by a lower content of SiO₂ fluctuating from 39 up to 49%, low contents of the sum of alkalis, seldom exceeding 2%, the lowest contents of TiO₂ (less than 1 and usually less than 0,5%), and the contents of MgO are 10-18%, CaO – 5-13%. Quantities of K₂O never exceed 0,5% and, usually are about values of 0,1%, and as a rule – less than 2% Na₂O. The degree of Fe³⁺/(Fe³⁺ + Fe²⁺) does not exceed 0.3. It testifies to crystallization of melts in recovery conditions and does not promote magnetite crystallization.

The gabbro has the lowest (below, than MORB, sometimes much and more) content of rare-earth elements with rather wide variations. The nature of distribution and concentration of rare-earth elements of the rocks are similar to the komatiites and picrites. In some cases a positive Eu anomaly is noted (Fig. 2). Kershor's melt could be formed by partial melting of a more depleted source – similar is the boninitic composition.

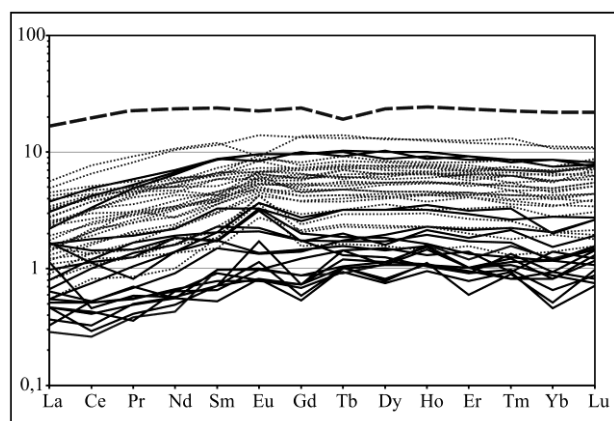


Fig. 2. The spectrum of REE to the rocks of Kershor DWCG complex, normalized by hondrite C1 (Boynnton, 1984); dashed line – NMORB

Many researchers believe that the rest after melting the Kershor's gabbro are ultramafic rocks of the Ray-lz-Voykar complex. However, the content of rare-earth elements, especially LREE, in gabbroids is too low for such assumption.

In Fig. 3 is shown the distribution of rare-earth elements in the Kershor rocks, rated to harzburgites at the Ray-lz-Voykar complex.

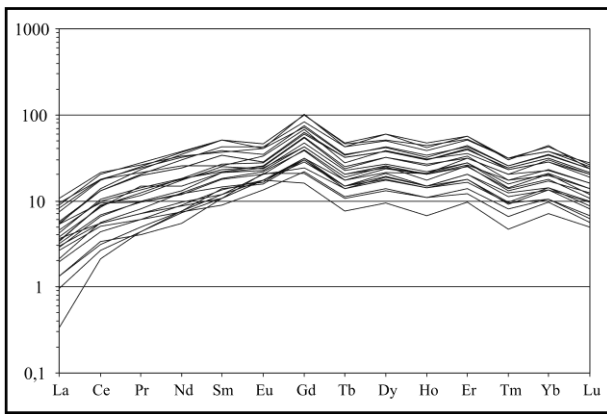


Fig. 3. The spectrum of REE for the rocks of Kershor DWCG complex, normalized by average harzburgite

It is visible that only concentration of rare-earth elements of the middle of the row reach 100-fold values for harzburgites whereas the maintenance of easy and heavy REE exceeds concentration of these elements in harzburgites at least 30-40 times, and lanthanum – only 10 times (sometimes similar to that in harzburgites). Gabbro rocks are characterized by a wide variation of contents of rare and rare-earth elements whereas products of partial melting have a minimum of this parameter. According to D. Shou's equation, only at extent of partial melting less than 10% of a variation in the concentration of REE can exceed tenfold level whereas at big extents of melting these distinctions will be smaller even at gross coefficient of division 0,01 for olivine. If extent of partial melting was less than 10%, distinctions in the concentrations of REE between the gabbro melt and restitic harzburgites would be considerably large.

From the aforesaid follows that the Kershor gabbroids could be formed as a result of partial melting of a strongly depleted source, or they have a cumulative nature. In favor of the cumulative nature of the gabbro ois the distribution in them of rare-earth elements and positive Eu anomaly. The inclination of curves of distribution REE towards LREE in gabbro corresponds to a curve of coefficients of their distribution for CPx, and the existence of positive Eu anomaly correspond to positive Eu anomaly in a plagioclase (Arth, 1976). It is possible to believe that gabbroids are CPx-PI cumulates, and dunites, wehrlites and clinopyroxenites are olivine, Ol-CPx and CPx cumulates respectively.

Striate interstratifying rocks possibly were created by numerous intrusions in "crack" zones. Thus rising primary fusions experienced fractionation with continuous division cumulates and residual melt. Sharply nonequilibrium crystallization displaced melt composition (from cotectic) towards this or that crystal phase in which fractionation led to melt returning on cotectic.

But, if cumulates construct the main body of Kershor massif where are the differentiates? It is supposed the melts will be enriched by water during differentiation that will lead to crystallization of hornblende and the Ti-magnetite during the

last phases. The small fields of hornblende pegmatites are observed in a field of striated gabbroids. In the eastern parts of the massif they form fields, some of big size, also forming sometimes zones enriched with Ti-magnetite up to ore concentration. These fields are blocked by a cover of Voikar island arch volcanic-sedimentary rocks, but it's capacity doesn't exceed 200-400 m (Litovchenko, Romanenkov, 1964; unpublished data).

Kharbei metamorphic complex

The Kharbei complex is build by different metamorphic rocks: amphibolites after basalts, gneisses formed on rocks of different origin, serpentine ultramafic rocks and granitogneisses. In this structure there are many granite bodies of different origin. Analyzed are some of the geochemical data available now. On Fig. 4 is shown the content of microelements, normalized by NMORB (McDonough, Sun, 1995).

It is possible to see that all rocks are characterized by the high maintenance of practically all incompatible elements concerning NMORB. Nb-Ta anomaly as the certificate of a subduction origin of the rocks is absent. Concentrations of compatible elements (Ni and Cr) are sharply lowered. Such features in distribution of microelements are characteristic for rocks of hot spots. For comparison schedules of average concentration are provided in the rocks of the Kerguelen plateau (Fig. 5).

A large number of granite bodies are present in the Kharbei (and Marun-Keu) complex. Most part of the granite bodies agree with structures containing amphibolites and crystal slates and are connected with them by gradual transition migmatization zones. Amphibolites and granite gneisses originally possibly represent bimodal basalt-rhyolite series.

According to numerous determinations of isotope age, the granites have a most probable age about 540-560 Ma that corresponds to time of Timan accretion events. Other large stage of a metamorphism and granite's forming is fixed at the level of Late Carboniferous – Permian age and corresponds to the Uralian collision.

From the given comparison, the presented structure of the Kharbei complex with numerous ultramafic bodies and other data a conclusion can be drawn, that this complex initially was the Neoproterozoic oceanic plateau, which as a fragment was included into the Baltica structure by the Timan accretion events during the Late Vendian – Cambrian time. All the granites have similar geochemical parameters (Fig. 6).

The negative anomaly of europium which is present in samples from different granitic complexes can be coordinated with low anomaly Eu⁻ in gneisses and amphibolites. However in case of partial melting the origin of granites has to be opposite – more differentiation of easy and heavy REE and intensive anomaly of Eu has to be observed. Some granites distinctly display this feature (Fig. 7).

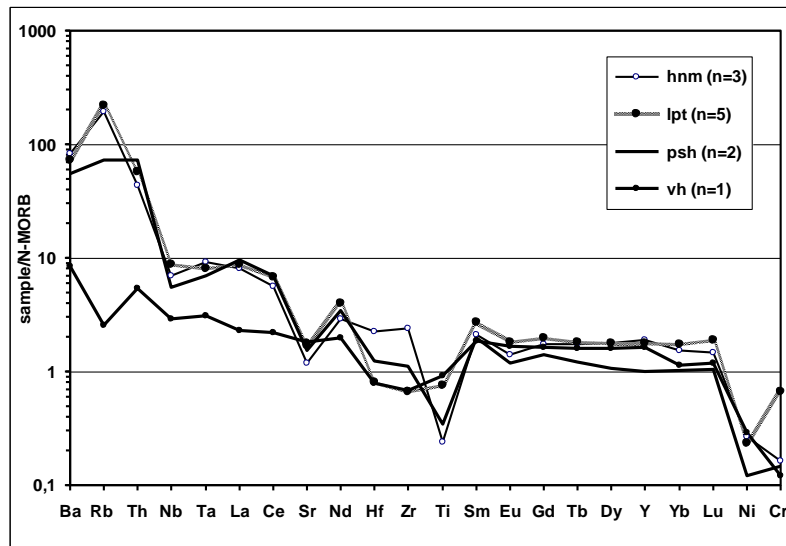


Fig. 4. Spider diagram of the basaltic amphibolites from different suites of the Kharbei complex

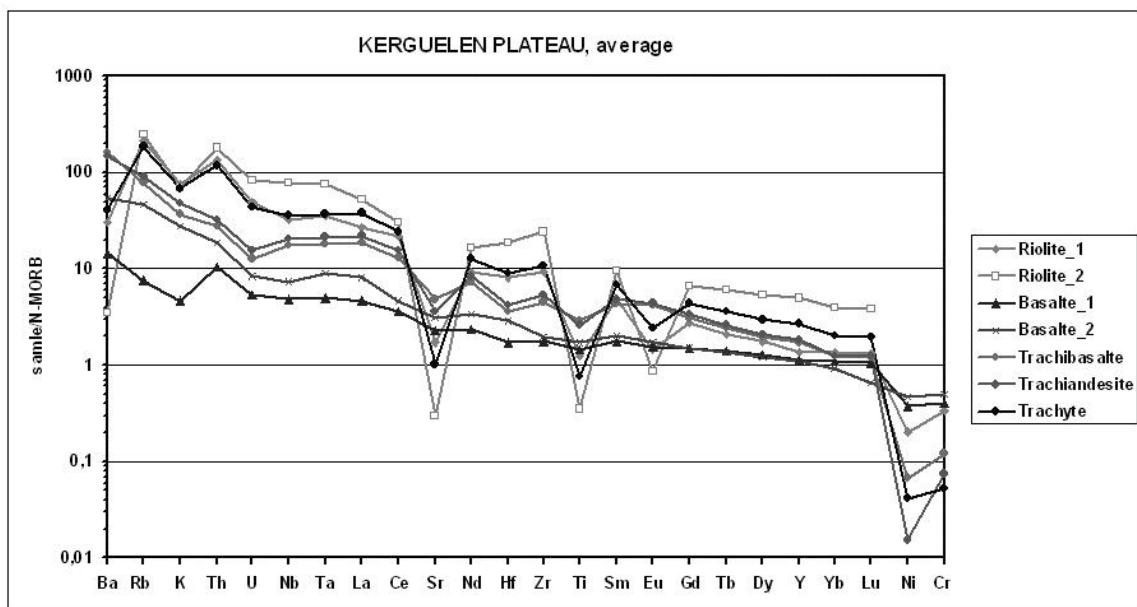


Fig. 5. Spider diagram of the average concentrations in the rocks of Kerguelen Plateau (open database, Institute Max Planck, Mainz, Germany; <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/Start.asp>)

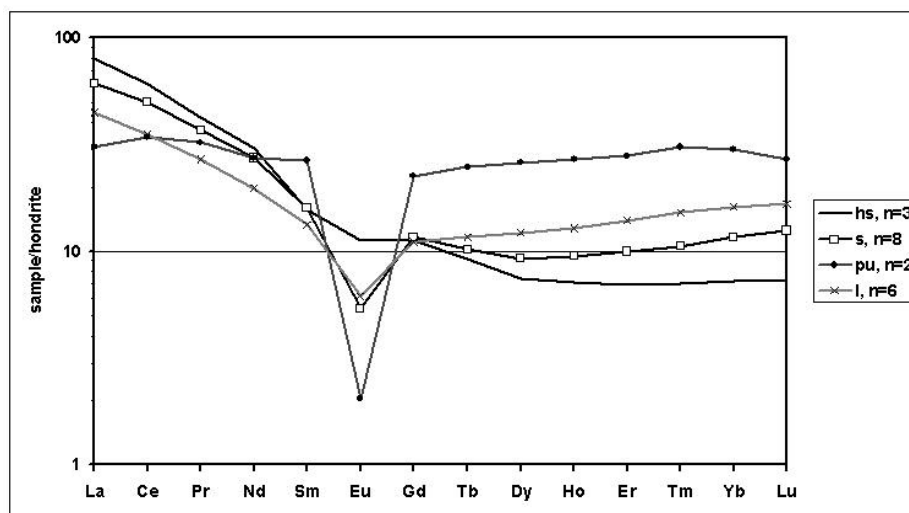


Fig. 6. The spectrum of REE of the granites of the Polar Ural

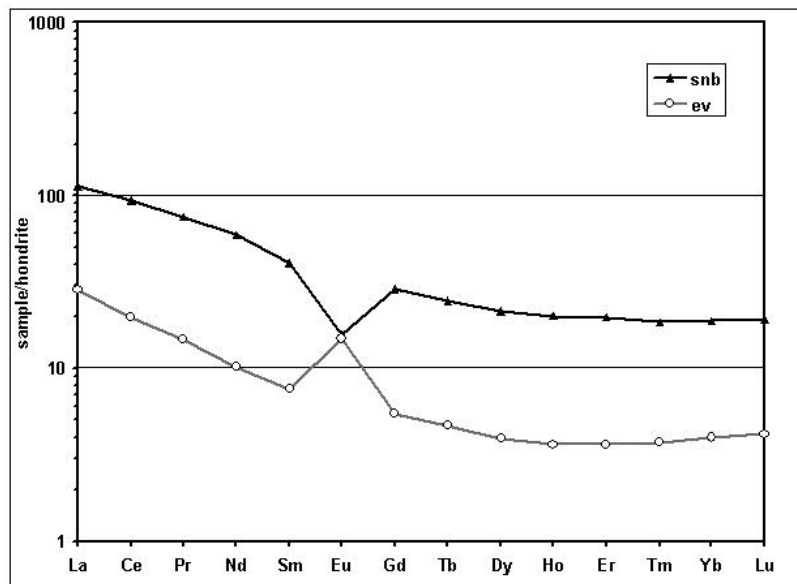


Fig. 7. The spectrum of REE of the different types of granites

Granites of Late Paleozoic or later age demonstrate negative anomaly of europium and correspond to A-type granites. The granites can be derived from hot spot magmas. It can explain link to REE-related ore within the granite massifs.

Conclusions

As a result of researches during the last years and the analysis of the available information two following conclusions can be made:

- All listed rocks are magmatic cumulate and belong to a uniform intrusive massif of unique size according to gravimetric data (more than 400x120 km) of Late Ordovician age (close to 450 Ma). These rocks are much depleted in coherent elements, and well as to Ti and V. However in some gabbro rocks are found ore concentrations of Ti-magnetite. It is possible to assume the existence of huge ore deposits in the differentiated part of the massif under thin MZ-KZ sedimentary cover.
- Large gravitational anomaly settles down over the area of PR(?) amphibolites with a large number of granite bodies. The parts of the rocks are diagnosed as A-type and are accompanied by small Ta, Nb and Mo ore deposits. We Amphibolites are considered to compose a thin nappe. It is possible to assume the presence of a large stratified Triassic massif as a product of the Siberian Large Igneous Province (LIP) and the existence of large ore deposits at an economically expedient depth.

Acknowledgment. The author is sincerely grateful to Prof. S. I. Grigoriev (St. Petersburg State University) for his friendship,

long-term cooperation and important petrologic ideas used in this article.

References

- Arth, J. G. 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their applications. – *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 4, 1, 41-47.
- Boynton, W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. – In: *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry* (Ed. Henderson, P. E.). Elsevier, Amsterdam, 63-114.
- Estrada, S., F. Henjes-Kunst, K.-P. Burgath, N. W. Roland, F. Schäfer, E. V. Khain, D. N. Remizov. 2012. Insights into the magmatic and geotectonic history of the Voikar massif, Polar Urals. – *Z. Dt. Ges. Geowiss.*, 163, 1, 9-42.
- McDonough, W. F., S.-S. Sun. 1995. The composition of the Earth. – *Chem. Geol.*, 120, 223-253.
- Remizov, D. N. 2004. *The Polar Urals Island Arc System (Petrology and Evolution of the Deep Zones)*. Yekaterinburg, 221 p. (in Russian)
- Remizov, D. N., S. I. Grigoriev, S. Yu. Petrov, A. O. Kos'yanov, M. V. Nosikov, S. A. Sergeev. 2010. The new age data for the Kershov Complex gabbroids, Polar Urals. – *Doklady Earth Sciences*, 434, Part 1, 1235-1239.
- Remizov, D. N., M. A. Shishkin, S. I. Grigoriev, S. T. Remizova et al. 2013. *State Geological Map of Russia. 1:200000 Scale. Q-41-XVI*. VSEGEI, St. Petersburg (in print).
- Savelieva, G. N. 1987. *Gabbro-Ultramafic Complexes in the Urals and Their Equivalents in the Modern Oceanic Crust*. Nauka, Moscow, 246 p. (in Russian).

НОВИ ДАННИ ЗА МАГМАТИЗМА В РАЙОНА НА РИШКИЯ ПРОХОД, ИЗТОЧНА СТАРА ПЛАНИНА

Бануш Банушев

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

РЕЗЮМЕ. Обект на изследване са Горнокредни магмени скали от района на Ришкия проход, Източна Стара планина. Магмените продукти в района са с ограничено разпространение. Представени са от няколко много слабо изучени, малки тела и дайки от диоритови порфирити, прехождани в субалкални диоритови порфирити и кварцдиоритови порфирити, вметени в седименти със Средноюрска възраст. Скалите са слабо преситени на SiO₂, високоалуминиеви, с преобладание на Na₂O над K₂O и висококалиево калциево-алкална сериалност. Въз основа химизма на плагиоклазовите и амфиболови фенокристали са извършени геотермобарометрични разчети и е направено предположение за P-T условията на кристализация на скалите. Резултатите от полевите изследвания и веществените характеристики дават основание да се предполага, че магмените скали са образувани в резултат на процеси на магмена диференциация осъществена с малък размах и смесване на магми.

NEW DATA ABOUT THE MAGMATISM IN THE REGION OF RISH PASS AREA, EASTERN BALKAN MOUNTAIN

Banush Banushev

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

ABSTRACT. Objects of the study are the Upper Cretaceous magmatic rocks in the region of Rishki Pass, Eastern Balkan mountain. The magmatic products in the region are with restricted distribution. They are represented by several very insufficiently studied small bodies and dykes of dioritic porphyrites gradually passing to sub-alkaline dioritic porphyrites and quartz-dioritic porphyrites intruded in sediments of Middle Jurassic age. These rocks are slightly oversaturated in SiO₂, high aluminous, with prevalence of Na₂O and K₂O and high-potassium calc-alkaline. Based on the chemistry of the plagioclase and amphibole phenocrysts there were performed geo-thermobarometric calculations and a proposal was made about the P-T conditions for the crystallization of the rocks. The results from the field studies and the characteristics of the matter gave basis to consider that the magmatic rocks have been formed as a result of processes of magma differentiation realized in a small scale and magma mixing.

Въведение

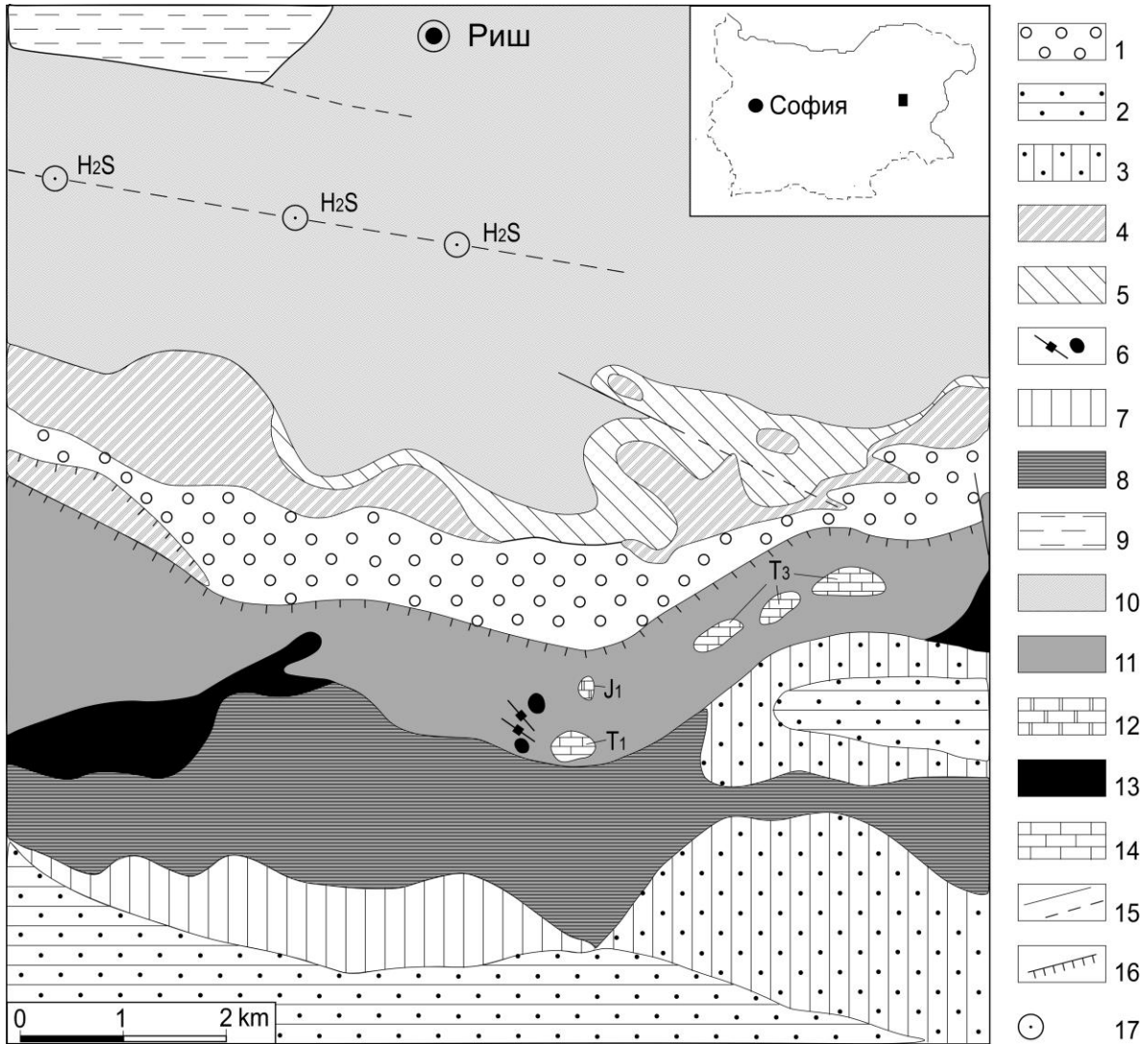
Една от характерните особености на магматизма в Източна Стара планина е ограниченото разпространение на горнокредни магмени продукти. В това отношение не прави изключение и района на Ришкия проход. Магматитите са представени от няколко малки тела и дайки от диоритови порфирити, вметени във флишки седименти със средноюрска възраст. Скалите са много слабо изучени, като сведения за тях са публикувани само в няколко работи. За наличие на магмени скали в района съобщават Златарски (1905), Радев (1926) и Kockel (1929), които ги определят като андезити. По-различно становище изразява Коен (1938), според който в Ришкия проход не се разкриват андезити. Scheumann und Schüller (1938) определят значително по-точно тези материали като "диоритов тип скали". Въпреки оскъдните петрографски данни, основаващи се на малък брой микроскопски препарати и липса на химични анализи, Кънчев (1995) определя тези скали като диоритови порфирити и кварцсиендиоритови порфирити. В по-новите, предимно структурни публикации, магмените скали в района не са дискутирани (Паскалев, 1993).

Обект на изследване са две дайки и две малки тела от диоритови порфирити, намиращи се в района на Ришкия проход, Източна Стара планина, на около 300 m южно от ловната хижа, в местността Немой дере. Интересът към тези скали се обуславя от липсата на петроложки и петрохимични данни за тях и възможностите за генетични интерпретации и сравнителен анализ с други интрузивни тела от района.

Геоложка обстановка

Изследваният район е част от Източнобалканската единица отнасяща се към Балканската орогенна система на Агийския ороген. Източнобалканската единица представлява сложно устроен синклинорий, деформиран от северновергентни навлаци и възседи (Дабовски, Загорчев, 2009). Районът около Ришкия проход е изграден от триаски и юрски флишки наслаги, върху които се разполагат горнокредни и палеогенски скали (фиг. 1).

Коренните разкрития на Триаса (флишка задруга), с норска възраст, се разкриват западно и източно от Ришкия проход. Флишката алтернация включва мергели, варовити



Фиг. 1. Геоложка карта на района на Ришкия проход (по Кънчев, 1995). 1-3 Палеоген: 1 – конгломератна задруга, 2 – задруга на дебелопластовия флиш, 3 – Тепетарленска свита; 4-8 Горна Креда: 4 – Мездренска и Кайлъшка свити, 5 – пясъчникова задруга (Ценоман), 6 – дайки и тела от диоритови порфирикти, 7 – Беленска варовиково-мергелна свита, 8 – флишоподобна задруга, 9-10 Долна Креда: 9 – Елешнишка свита, 10 – Камчийска свита; 11-12 Юра: 11 – флишка задруга (Средна Юра), 12 – олистолити (Долна Юра), 13-14 Триас: 13 – флишка задруга (Горен Триас), 14 – олистолити (Долен-Горен Триас), 15 – разломи (установени и предполагаеми), 16 – навлак, 17 – сероводороден извор

алевролити и пясъчници, рядко конгломерати. Характерни за района са олистолитите от тектонизирани Долнотриаски микрозърнести варовици с прослойки от детритусни варовици, както и блокове от нор-ретски варовици с размери до 1200 x 300 m (фиг. 1) (Кънчев, 1995).

Средноюрските седименти са развити като тясна ивица с изток-западна посока. В състава им участват тъмносиви до черни, по-рядко сивозеленикави аргилити, алевролити и пясъчници на флишката задруга (Кънчев, 1995). Долната Юра в района е представена от олистолити от варовици и мергели с различни, понякога значителни размери.

Стратиграфията на южния тип Горна Креда в района на Ришкия проход е разработена от Кънчев (1964). В Горнокредната серия са отделени пясъчникова задруга (Ценоман) и флишоподобна задруга (Горен Турон-Долен Сенон), изградена от алтернация от мергели, варовици, пясъчници и алевролити. Мاستрихтът е представен от

варовици с кремъчни конкреции (Мездренска свита) и детритусни варовици (Кайлъшка свита).

Палеогенът включва седиментите на Тепетарленска свита, задруга на дебелопластовия флиш и конгломератна задруга. Тепетарленската свита е развита в югоизточните части на района. В състава ѝ участват брекчи и брекчоконгломерати с късове от варовици, мергели, пясъчници, аргилити, сидеритни, кремъчни конкреции и кварцови зърна. Над тях се установява флишка алтернация от кластични варовици с кремъчни конкреции, пясъчници и мергели. Задругата на дебелопластовия флиш е изградена от редуващи се пачки от дебелопластов и тънкослоест флиш, изграден от пясъчници, алевролити, глини и мергели (Кънчев, 1995). Конгломератната задруга се разкрива като тясна ивица с изток-западна посока в района на Ришкия проход. Тези седименти са отделени за пръв път от Kockel (1927) като "екзотични конгломерати". Конгломератите са несортирани, полигенни, изградени от късове от седиментни скали (варовици, мергели,

пясъчници, аргилити, сидеритни конкреции), магмени скали (гранитоиди, диорити, диоритови порфирити, вулканити) и метаморфити (гнайси, слюдени шисти).

Материал и методи

Изследвани са горнокредни магмени скали в района на Ришкия проход, Източна Стара планина. Използвана е комплексна методика – оптическа микроскопия, рентгеноструктурни изследвания, микросондови и химични анализи. Съставът и структурните особености на скалите са определени с поляризационни микроскопи Leitz Orthoplan-Pol и Meiji Techno. Рентгеноструктурните изследвания на вторичните променителни продукти са осъществени с дифрактометър ДРОН-1, при следните условия: $\text{CuK}\alpha$ лъчение, Ni филтър, 30 kV, 20 mA. Химизмът на минералите е определен с микросондови анализи, извършени на сканиращ електронен микроскоп JEOL JSM 35CF с рентгенов микроанализатор TRACOR NORTHERN TN – 2000, чрез енергийно дисперсивна система. Химичните анализи на скалите са извършени по

метода оптико-емисионна спектроскопия с източник на възбуждане индуктивно свързана плазма (OES-ICP), с апарат SPECTRO Analytical instruments (Germany).

Резултати от изследването

Петрографска характеристика. Изследваните магмени скали са представени от дайки и малки тела от диоритови порфирити в преходи към субалкални диоритови порфирити и кварцдиоритови порфирити. Дайките са с различни размери, като най-голямата е с видима дължина 350 m, дебелина 25-30 m и посока $320-325^\circ$ (фиг. 2a). Другата дайка е с посока 300° , дължина около 30 m и дебелина 1 m (фиг. 2b). Телата са изометрични, като видимите им разкрития не превишават 20×30 m. Реалните размери, формата, взаимоотношенията и контактите на диоритовите порфирити с вместиращите скали не са добре изяснени, поради слабата разкритост на терена.



Фиг. 2. Дайки диоритови порфирити (a, b) с мафични включения (c, d)

Магмените скали са внедрени в Средноюрски наслаги – тъмносиви до черни и сивозелени аргилити и пясъчници. Сравнително добре разкрит е изток-североизточния контакт на една от дайките с черните аргилити. В югозападната приконтактна част се наблюдават пясъчници и хорнфелзи.

Тъмносивите до черни аргилити са варовити, слабо алевритни. Те са, плътни, слабо темперирани в приконтактните части с магмените скали. Изградени са от глинести минерали, калцит, кластичен компонент

(минерални зърна и литити), организмови останки и органично вещество. Калцитът (27-28%) е микрозърнест с равномерно разпределение. Размерите на кристалите са $0.001-0.003$ mm. Кластичният компонент (8-10%) е представен от незаоблен до полузаоблен кварц ($0.02-0.3$ mm), с равномерно, вълновидно и мозаечно потъмнение, единични мусковитови люспи, свеж, кафяв биотит, със силен плеохроизъм от светложълтокафяв до наситено тъмнозелен, незаоблени и полузаоблени скални късове от кварцити с размери $0.1-0.15$ mm. Организмовите останки са от редки фораминифери, прерези от черупки на

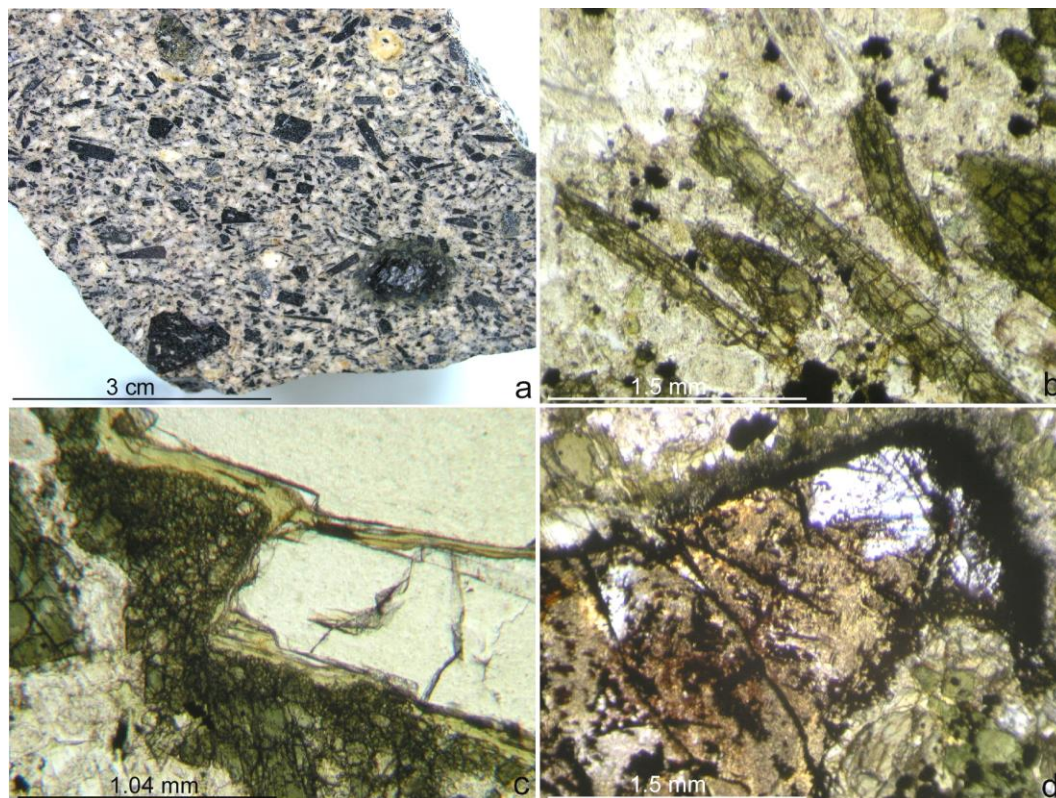
мекотели и остракоди. Органичното вещество е неравномерно диспергирано и придава тъмносиво до черно оцветяване на скалата. Сивозелените аргилити са тектонизирани – силно огънати и деформирани с добре изразени повърхнини на триене, интерпретирани от Кънчев (1995) като повърхнини на хлъзгане (свличания).

Пясъчниците са светложълтокафеникави, светлосиво-кафеникави, на места неравномерно пигментирани от Fe хидроксида и процепени от множество калцитни жилки с дебелина 0.5-10 mm. В близост до диоритовите порфирити те са черни, плътни и здрави, превърнати в хорнфелзи. Структурата е дребно- до среднозърнеста, псамитна и алевропсамитна. Изградени са от 85-90% кластичен компонент (минерални зърна и литити) и около 10-15% матрикс. Пясъчниците са добре сортирани, кластичният компонент е полузаоблен до заоблен, с изометрична, сферична, елипсоидна и слабо удължена форма. Размерите на зърната са 0.1-0.7 mm, преобладаващи 0.20-0.40 mm. Минералните зърна са от кварц, плагиоклази, K-фелдшпати, мусковит, биотит, циркон и рутил. В обемно отношение кварцът е преобладаващ. Представен е от изометрични, напукани с равномерно, по-рядко вълновидно потъмнение минерални зърна, някои кородирани от калцит. Фелдшпатите (плагиоклази и K-фелдшпати) са 25-30%. Плагиоклазите са кисели по състав (албит-олигоклаз), представени от цели кристали и части от тях, свежи до незначително карбонатизирани, с добре изразени полисинтетни срастъци. K-фелдшпати са частично заместени от глинести минерали. Мусковитът и биотитът са под формата на единични, огънати и деформирани люспи. Лититите са представени от редки

късове от кварцити и кисели по състав магмени скали – гранитоиди. Циментът е от автогенен калцит, по-рядко от глинести минерали и хлорит, от контактен, контактно-поров и корозионен тип. В зависимост от състава и структурните особености са определени като дребно- до среднозърнести аркозови арени. На места количеството на кварца се увеличава до 90-95%, фелдшпатите и матрикса намаляват, с което се бележат преходи към субаркози и кварцови арени. С приближаване към интрузивните тела се наблюдават темперирани участъци, изградени от микрозърнест кварц и биотит с микрогранобластна структура, представляващи по същество хорнфелзи.

Диоритовите порфирити са сивозелени, с порфирна структура и масивна текстура. В периферните части дайките са с 20-25% фенокристали и дребнозърнеста основна маса. Вътрешните части са гъстопорфирни с фенокристали до 50%, гломеропорфирни, с по-едрозърнеста основна маса. Характерни са тъмнозелените до черни мафични включения с размери 2-6 cm, рядко до 20 cm (фиг. 2c,d). Включенията са пълнокристалинни, с резки контакти, без зони на закалка. Диоритовите порфирити са изградени от първичномагматични плагиоклази, амфиболи, клинопироксени, апатит, магнетит и вторични – дребнолюспеста бяла слюда (серицит), кварц, хлорит, карбонат, глинести минерали и Fe хидроксида.

Фенокристалите са от плагиоклази, амфиболи и клинопироксени (фиг. 3a-c). Количествените съотношения

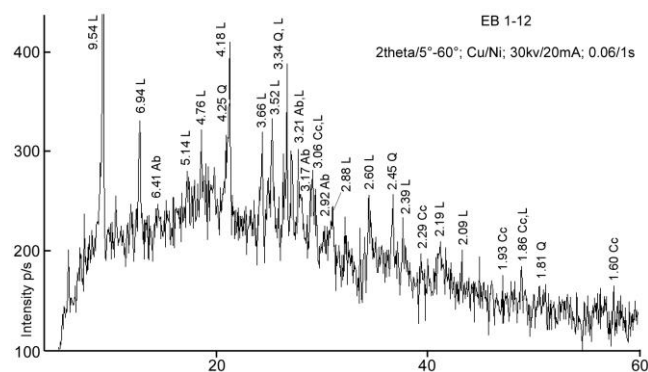


Фиг. 3. Диоритов порфирит, гъстопорфирен по амфибол и плагиоклаз (a), субпаралелно ориентирани амфиболи (b), клинопироксен с периферна ивица от дребнозърнест амфибол (c), цялостно променен оливинов ксенокристал (d); b-d – проходяща светлина, II N.

плаггиоклази/мафични фенокристали са приблизително 60/40, а в по-базичните диоритови порфири това съотношение е приблизително равно. В кварцдиоритовите порфири преобладават плаггиоклазите, появяват се кварц и биотит. Характерна е ясната субпаралелна ориентировка на фенокристалите (фиг. 3b). Плаггиоклазите (андезин-лабрадор) са плочести, идиоморфни с добре изразен зонален строеж. На места са в гломеропорфирни струпвания. Представени са от две генерации – порфири с преобладаващи размери 2x5 mm и субпорфири (0.05x0.3 mm). Част от порфирите съдържат редки включения от апатит и амфибол. Периферните по-кисели части са сравнително свежи, а вътрешните се заместват от дребнолюспеста бяла слюда, по-рядко карбонат, глинести минерали и хлорит, което подчертава зоналния характер на плаггиоклазите. Кварцът се среща спорадично, в част от скалните видове. Представен е от редки заоблени кристали. Мафичните фенокристали са от амфиболи и редки клинопироксени, с добре изразена субпаралелна ориентировка. Амфиболите са призматични и дългопризматични (удължени до 4 mm, по-рядко до 1-2 cm), със зонален строеж и включения от апатит, магнетит и редки плаггиоклази. Свежи, до частично хлоритизирани в периферните части и по пукнатините. Показват ясен плеохроизъм от светложълтозелено по X, зелено по Y и наситено тъмнозелено по Z. Схемата на абсорбция е $Z > Y > X$. По-рядко се наблюдават цялостно хлоритизирани и карбонатизирани кристали. Клинопироксените са късопризматични с размери до 1.2x2.5 mm, свежи до незначително хлоритизирани и карбонатизирани. Някои са цялостно променени в хлорит и карбонат с отделени рудни минерали. В тези случаи формата на кристалите е напълно заличена, като от тях се наблюдават отделни реликти в централните им части. В периферните части на някои клинопироксени се наблюдава ивица от дребнозърнест, частично хлоритизиран амфибол (Фиг. 3c). Биотитът е представен от единични люсповидни до иглести кристали с размери до 0.02x0.3 mm. Свеж до частично хлоритизиран в периферните части. Притежава силен плеохроизъм по схемата $Z \cong Y > X$, тъмнокафяв по Z \cong Y и светложълтокафяв по X. В част от изследваните образци се установяват оливинови ксенокристали, напълно променени в карбонат и хлоритоподобен минерал (фиг. 3d). В периферните им части се наблюдават рудни минерали отделени при промяната и тънка реакционна ивица от дребнозърнест пироксен(?) и амфибол. Акцесорните минерали са от дебело- и тънкопризматичен апатит, най-често включен в плаггиоклаза и амфиболите или е привързан към рудните минерали. Основната маса е пълнокристалинна, дребнозърнеста с микропризматичнозърнеста структура. Изградена е от дребни призматични плаггиоклази, в по-малка степен амфиболи, биотит, акцесорен магнетит и апатит. В определени части се наблюдава локална, неравномерно проявена карбонатизация и хлоритизация. Карбонатът и хлоритът са под формата на неправилни агрегати с неравномерно разпределение в основната маса. Срещат се и единични зърна от вторичен кварц. Редът на кристализация на минералите определен по морфологията на кристалите и минералните взаимоотношения е: магнетит – апатит – клинопироксен – амфиболи и плаггиоклази – биотит.

Мафичните включения са изградени от голямо количество амфибол (над 60%), с преобладаващи размери 2-3 mm, в по-малка степен цялостно серицитизиран плаггиоклаз, акцесорни рудни минерали и иглест апатит. Според минералния състав и структурните особености са определени като меладiorити. Установяват се и цялостно променени ултрамафични? включения с размери 1-2 cm, изградени от хлоритизирани пироксени и цялостно променен в хлорит и карбонат оливин, с отделени при промяната голямо количество прашести рудни минерали.

Хидротермални изменения. Хидротермални промени са развити в локални участъци, около тектонизирана зона, установена в една от дайките. В тези части диоритовите порфири са светложелени, хидротермално изменени, процепени от множество бели ломонитови жилки с дебелина до 1-2 cm.



Фиг. 4. Дифрактограма на хидротермално променен диоритов порфирит

Хидротермалните промени са съпроводени с интензивна, до цялостна промяна на първичните скалообразуващи минерали и заличаване на структурните особености на скалата. На места от първичномагматичните минерали са запазени само реликти от амфиболи, плаггиоклази и акцесорен апатит. Новообразуваната хидротермална минерална асоциация от ломонит, карбонат, хлорит, кварц, дребнолюспеста бяла слюда (серицит), епидот, албит, иглест актинолит(?) и Fe хидроксида е типоморфна за пропилов тип изменение (фиг. 4). В хидротермално променените участъци се наблюдават единични, заоблени, орудени агрегати с размери 6-10 cm. Рентгеноструктурните изследвания показват, че са изградени от кварц, хлорит, магнетит и хематит.

Химизъм на минералите. Съставът на плаггиоклазите варира от олигоклаз-андезин ($An_{28.0-46.5}$), в кварцдиоритовите порфири, до андезин-лабрадор ($An_{38.2-61.1}$) в по-базичните диоритови порфири, разположени на границата с габроидите (табл. 1, фиг. 5). Анортитовото съдържание на плаггиоклазите намалява от центъра към периферията съответно от $An_{61.1}$ до $An_{38.2}$. Наблюдава се и обратна зоналност, при която анортитовото съдържание от $An_{28.0}$ в централните части се увеличава на $An_{46.5}$ в периферните (табл. 1).

Таблица 1. Представителни микросондови анализи на плагиоклази, амфиболи и клинопироксени: с – ядро, г – периферия. Qdp – кварцдиоритов порфирит; Dp – диоритов порфирит; Mg#=100Mg/(Mg+Fe). Аналитик – Х. Станчев

Скала	Плагиоклази				Амфиболи			Клинопироксени		
	Qdp		Dp		Dp			Qdp	Dp	
Образец	42-1-1с	42-1-2г	47-2-3с	47-2-4г	47-3-9с	47-3-10г	47-4-11с	42-2-7г	47-4-13с	47-4-14г
SiO ₂	60.97	57.12	50.85	58.11	43.28	43.45	44.42	43.74	53.33	53.56
TiO ₂	0.08	0.11	0.09	0.09	0.89	1.16	0.43	1.46	0.20	0.15
Al ₂ O ₃	23.04	27.83	32.87	26.53	16.16	16.08	15.97	14.10	5.04	3.86
FeO ^(t)	2.41	0.16	0.24	0.23	6.92	11.18	7.73	13.08	3.63	3.92
MnO	0.08	0.12	0.12	0.14	0.12	0.15	0.13	0.24	0.11	0.15
MgO	0.21	0.26	0.47	0.35	16.59	12.87	15.92	11.78	16.50	15.57
CaO	5.14	8.54	11.29	7.58	10.42	10.08	10.37	10.27	20.18	22.14
Na ₂ O	6.28	4.94	3.79	6.46	2.63	2.59	2.98	2.46	0.91	0.54
K ₂ O	1.57	0.74	0.27	0.49	1.25	0.68	0.18	0.74	0.09	0.10
Total	99.78	99.82	99.99	99.98	98.26	98.24	98.13	97.87	99.99	99.99
Or	10.2	4.8	1.8	2.9						
Ab	61.8	48.7	37.1	58.9						
An	28.0	46.5	61.1	38.2						
Mg#					81.0	67.2	78.6	61.6	89.0	87.6

Амфиболът е чермакит по класификацията на Leake et al. (1997). Съдържанията на FeO от централните към периферните части на кристалите се увеличават, а на MgO намаляват (Табл. 1). Mg# съотношение е от 61.6 до 81, като по-високите стойности се отбелязват в по-базичните представители. Клинопироксените са с добре изразен зонален строеж. Към периферните части на кристалите се наблюдава тенденция за нарастване съдържанията на SiO₂, FeO и CaO и намаляване на MgO, както и на Mg#. Съставът на централните им части е Wo_{42.3}En_{48.1}, а на периферните – Wo_{46.2}En_{45.2}.

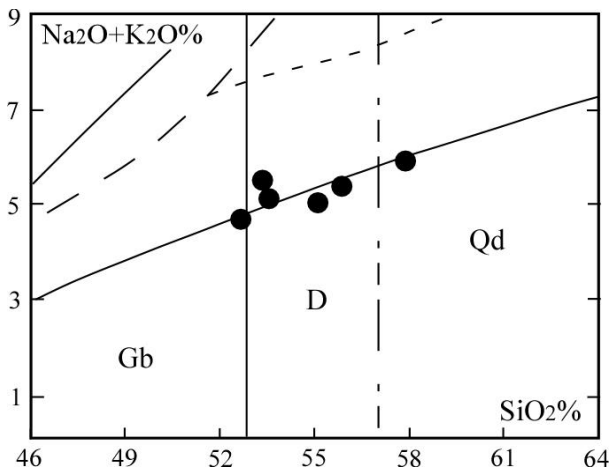
Петрохимични особености. На алкално-силициевата класификационна диаграма изследваните магмени скали попадат в полето на диоритите и субалкалните диорити. Един от образците е в полето на кварцдиоритите, а друг е на границата с габроидите (фиг. 5). Съдържанието на SiO₂ в най-голямата дайка е 53.45-55.75%. В другите изследвани тела е съответно 52.91% и 57.96% (Табл. 2). Скалите са слабо преситени на SiO₂, високоалуминиеви с коефициент на al' от 1.17 до 2.05. Na₂O преобладава над K₂O, като съотношението K₂O/Na₂O е между 0.59 и 0.75. Пералкалният индекс е между 0.39 и 0.48, а DI е 18.6-26.4. (табл. 2). Стойностите на al', PI и DI се увеличават от диоритовите към кварцдиоритовите порфирити. На диаграмата K₂O-SiO₂ фигуративните точки на всички магматити попадат в полето на висококалиево калциево-алкална серия (фиг. 6).

Условия на кристализация. P-T условията на кристализация на изследваните магмени скали от района на Ришкия проход са определени въз основа химизма на плагиоклазовите и амфиболови фенокристали. Според амфиболовия геобарометър на Schmidt, (1992) определените налягания са 8.4-9.8 kb, съответно за кварцдиоритовите и диоритовите порфирити. Температурата на кристализация, оценена по амфибол-плагиоклазовия геотермометър на Blundy, Holland (1990) е 765°C (Qdp) и 780-910°C (Dp). Определените температури по геотермометъра на Holland, Blundy (1994) са малко по-ниски – съответно 730°C (Qdp) и 770-860°C (Dp), а според Anderson (1996), при налягане от 8 kb, температурата на

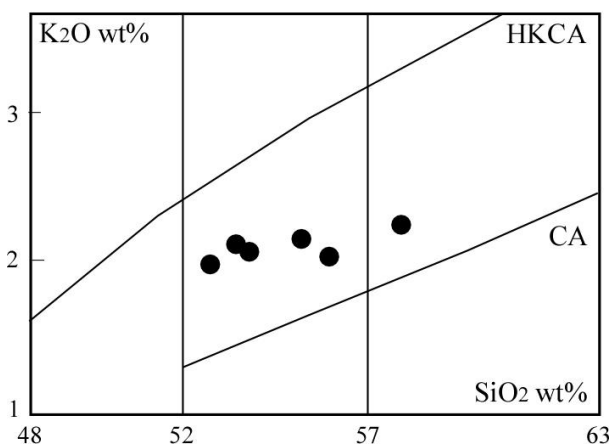
кристализация на кварцдиоритовите порфирити е 720°C, а на диоритовите порфирити е 750-810°C.

Таблица 2. Химичен състав (wt%) на магмени скали от района на Ришкия проход; K/Na=K₂O/Na₂O; al'≅Al₂O₃/(Fe₂O₃+FeO+MgO); PI=Na₂O+K₂O/Al₂O₃(mol). Аналитик – Г. Стоянова

	EB 24-47	EB 1-6	EB 1-4	EB 1-2	EB 1-9	EB 20-42
SiO ₂	52.91	53.45	53.72	55.01	55.75	57.96
TiO ₂	0.79	0.81	0.75	0.70	0.68	0.55
Al ₂ O ₃	17.09	17.39	17.29	17.69	17.78	17.79
Fe ₂ O ₃	6.48	6.04	5.95	5.22	5.06	4.14
FeO	2.44	2.04	1.88	2.00	2.13	1.91
MnO	0.15	0.15	0.14	0.13	0.13	0.14
MgO	5.69	5.24	5.28	4.50	4.10	2.63
CaO	7.02	6.57	6.81	6.78	6.18	5.72
Na ₂ O	2.73	3.38	2.97	2.88	3.36	3.74
K ₂ O	1.99	2.15	2.11	2.17	2.09	2.21
P ₂ O ₅	0.22	0.22	0.23	0.20	0.25	0.20
SO ₃	0.10	0.14	0.15	0.30	0.19	0.22
LOI	2.32	2.09	2.43	2.21	2.19	2.43
Total	99.93	99.67	99.71	99.79	99.89	99.64
K/Na	0.73	0.64	0.71	0.75	0.62	0.59
al'	1.17	1.31	1.32	1.51	1.57	2.05
PI	0.39	0.45	0.41	0.40	0.44	0.48
Нормативен състав по CIPW						
Q	7.71	5.53	7.74	10.26	10.16	12.91
Or	12.07	13.05	12.85	13.19	12.68	13.48
Ab	23.66	29.32	25.84	25.02	29.12	32.59
An	29.18	26.56	28.38	29.69	27.91	25.96
Di	4.06	4.33	3.91	2.87	1.60	1.64
Hy	12.71	11.44	11.87	10.23	9.77	6.02
Mt	6.22	4.84	4.47	4.97	5.45	5.17
Hm	2.36	2.86	3.04	1.94	1.43	0.70
Il	1.54	1.58	1.47	1.37	1.32	1.08
Ap	0.49	0.49	0.52	0.45	0.56	0.45



Фиг. 5. Класификационна диаграма (Богатиков и др., 1981) с разположение на фигуративните точки на магмени скали от района на Ришкия проход



Фиг. 6. Диаграма на Peccerillo, Taylor (1976) с разположение на фигуративните точки на магмени скали от района на Ришкия проход; серии: CA – калциево-алкална; HKCA – висококалиево калциево-алкална

Заклучение

Горнокредните магмени продукти в района на Ришкия проход са представени от няколко изолирани малки тела и дайки, вместиени в Средноюрски аргилити и пясъчници, променени в приконтактните части в хорнфелзи. Въз основа на минералния състав, структурните и петрохимични особености са определени като диоритови порфирити (някои, от които са на границата с габроидите), субалкални диоритови порфирити и кварцдиоритови порфирити. Скалите са слабо преситени на SiO_2 , високоалуминиеви, с преобладание на Na_2O над K_2O и висококалиево калциево-алкална сериалност.

Резултатите от изследванията на магматитите в района дават основание да се счита, че най-вероятно те са образувани в резултат на процеси на магмена диференциация осъществена с малък размах. Полевите данни и веществените характеристики предполагат и процеси на смесване на магми, индикатор за което могат да се считат мафичните и ултрамафични включения, наличието на обратно зонални, съвместно с нормално зонални плагиоклази, както и ксенокристали от оливин.

Благодарности. Авторът изказва благодарност на гл. ас. д-р Е. Раева за съдействието при геотермобарометричните разчети.

Литература

- Богатиков, О. А., Н. П. Михайлов, В. И. Гоньшакова (ред.). 1981. *Класификация и номенклатура магматических горных пород*. М., Недра, 160 с.
- Дабовски, Х., И. Загорчев. 2009. Въведение: Мезозойска еволюция и алпийски строеж. – В: Загорчев, И., Х. Дабовски, Т. Николов, (ред.). *Геология на България. Том II. Мезозойска геология*. С., Акад. изд. "Проф. Марин Дринов", 13-37.
- Златарски, Г. 1905. Сенонските образувания в Източния и отчасти в Централния Балкан и на юг от тая планина. – *Период. сп. Бълг. книжовно д-во*, 66, 113-125.
- Коен, Е. 1938. Общи ориентировъчни профилирания през Източна Стара планина с оглед на петролната геология. – *Сп. Бълг. Геол. д-во*, 10, 1, 1-34.
- Кънчев, И. 1964. Стратиграфия на южния тип горна креда в Източна Стара планина между прохода Вратник и Ришкия проход. – *Изв. НИГИ*, 1, 69-95.
- Кънчев, И. 1995. *Геоложка карта на България. М1:100000. К. л. Сунгурларе*. С.
- Кънчев, И. 1995. *Обяснителна записка към геоложка карта на България. М1:100000. К. л. Сунгурларе*. С., КГМР, Геология и геофизика, 73 с.
- Паскалев, М. 1993. Структурни изследвания в Котелската единица в областта на Ришкия проход. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 2, 13-18.
- Радев, Ж. 1926. Източна Стара планина и долината на р. Камчия. – *Год. СУ, Ист.-филос. фак*, 23, 6, 1-123.
- Anderson, J. L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87, 125-138.
- Blundy, J. D., T. J. B. Holland, 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224.
- Holland, T., J. Blundy. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 433-447.
- Kockel, C. W. 1929. Transgressionen und Überschiebungen im Ostbalkan. – *Geol. Rundsch.*, 20, 4-5, 319-330.
- Leake, B. E., A. R. Woolley, C. E. S. Arps, W. D. Birch, M. C. Gilbert, J. D. Grice, F. C. Hawthorne, A. Kato, H. J. Kisch, V. G. Krivovichev, K. Linthout, J. Laird, J. Mandarino, W.V. Maresch, E. H. Nickel, N. M. S. Rock, J. C. Schumacher, D. C. Smith, N. C. N. Stephenson, L. Ungaretti, E. J. W. Whittaker, G. Youzhi. 1997. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and minerals names. – *Canadian Mineral.*, 35, 219-246.
- Peccerillo, A., S. R. Taylor. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Scheumann, K., A. Schüller. 1938. Zur Kenntnis des oberkretazischen Vulkanismus im Östlichen Bulgarien. – *Ztschr. Kristallogr., Mineral. Petrogr.*, 50, 1, 29-80.
- Schmidt, M. W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 304-310.

ГЕОХИМИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА ВЪГЛИЩНИ ПЛАСТОВЕ ОТ ДОБРУДЖАНСКИЯ БАСЕЙН, БЪЛГАРИЯ, ВЪВ ВРЪЗКА С ТЯХНАТА ПОДЗЕМНА ГАЗИФИКАЦИЯ

Йордан Кортенски, Николай Христов, Александър Здравков, Никола Сечкаръов, Димитър Мерачев

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

РЕЗЮМЕ. В дълбокозалягащите въглищни пластове от Добруджанския басейн в настоящия момент не може да осъществи подземен добив. Поради това се провеждат изследвания за осъществяване на ПВГ. Едни от важните показатели за този процес са химичният състав на въглищната пепел и присъствието на сяра и токсични елемент-примеси. За целта от избрана за ПВГ площадка са взети проби от два подходящи за газификация въглищни пласта от Македонската свита. Чрез ICP анализ са установени пепелообразуващите елементи и някои токсични елементи-примеси. Въглищата от избраната площадка по химичния състав на пепелта са благоприятни за ПВГ, тъй като количеството на трудно топимата алумосиликатна съставка на пепелта е много голямо (над 80%). В допълнение концентрацията на S е под 0,5%, което ще се отрази благоприятно на качеството на получения газ. По тези два показателя от изследваните два пласта по-подходящи за ПВГ са въглищата от м₉. Във въглищата от площадката съдържанието на повечето токсични елементи не са особено високи, но присъстват и такива (Pb, Mo и най-вече Zn) със значителни концентрации. При повечето от елементите органичната форма е в по-малко количество, което намалява шансът по-трудно летливите да попаднат в получения газ. Въпреки това е необходимо при прокарване на новите сондажи въглищата да бъдат изследвани за аномални високи концентрации на токсични елементи.

GEOCHEMICAL PROPERTIES OF COAL SEAMS FROM DOBRUDJA BASIN, BULGARIA, IN RELATION TO THEIR UNDERGROUND GASIFICATION

Jordan Kortenski, Nikolai Hristov, Alexander Zdravkov, Nikola Sechkaryov, Dimitar Merachev
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; jordan_kortenski@abv.bg

ABSTRACT. The deeply buried coal seams in Dobrudja coal Basin are currently unsuitable for underground mining. Therefore, investigations towards the implementation of the method of underground coal gasification (UCG) are being conducted. The most important indicators for the suitability of coals to underground gasification are the chemical composition of the coal ash and the presence of sulfur and toxic trace elements. For the purpose of this investigation, samples from two coal seams that are being considered as appropriate for the process of gasification were taken. These belong to the Makedonska Formation. The contents of the major and some of the toxic trace elements were studied by ICP-OAS analysis. The results show that the coals from the selected sampling site are suitable for underground gasification due to the fact their ash is composed mainly of aluminosilicate component (over 80%) with high melting temperature. In addition, the concentration of S is less than 0.5%, which will benefit the quality of the resulting gas. The results indicate that according to the chemical composition of the ash and the concentration of sulphur, the studied coal layers are more suitable for underground gasification than the coal from m₉ seam. The concentrations of most of the toxic elements in the studied coal seams are relatively low. Some of the toxic elements (Pb, Mo and especially Zn), however, are of significantly higher concentrations. Most of the toxic elements are bound to the inorganic matter, which reduces the risk of the least volatile elements to pass into the resulting gas. However, it is necessary to sample and analyze the coals from each new drillhole for abnormally high concentrations of toxic elements.

Въведение

Добруджанският въглищен басейн се разполага (е разположено) в източната, прибрежна част на Мизийската плоча. Голямата дълбочина на залягане на въгленосната горнокарбонска формация и най-вече сложните хидрогеолжки условия в покриващия мезо-неозойски комплекс обуславят невъзможността за осъществяване на конвенционален добив на въглища. Поради това в последните години се провеждат проучвания на възможността за оползотворяване на въглищните запаси

посредством подземна въглищна газификация (ПВГ). За да е максимално ефективен този процес въглищните пластове трябва да отговарят на комплекс от критерии. Въз основа на обобщаване на резултатите от проведените през 80те години на XX век проучвания и анализ на критериите са набелязани перспективни площадки за провеждане на подземна газификация. Тъй като при този анализ е работено с осреднени данни за басейна, целта на настоящата работа е на проби от сондаж, ситуиран в избраната площадка, да се направи анализ на въглищната пепел за уточняване на 2 от критериите.

Първият критерий е свързан с химичният състав на въглищната пепел. Високото съдържание на алумосиликатната съставка на пепелта обуславя трудната ѝ топимост, което благоприятства процеса на подземна газификация. Вторият критерий е свързан с присъствието във въглищата на сяра и токсични елементи, които могат да влошат качеството на получения сингаз и да предизвикат екологични проблеми при използването им.

Геоложки строеж

Данните за геоложкия строеж на находището се базират на работата на изследователски колектив, ръководен от Здр. Николов (Николов и др., 1988). Подложката на находището е изградена от девон-долнокарбонски скали. Въгленосните горнокарбонски наслаги са включени в Балчишката група, която се поделва от долу на горе на седем свити.

Могилищенска свита. Изградена е от пясъчници, алевролити, аргилити и въглища с обща дебелина 550 m. Възрастта ѝ е от Намюр С до Вестфал В. В тази свита са отделени 4 задруги – Алеврито-аргилитова, Граувакова, Тъмnozелена вулканомиктова пясъчникова и Пирокластично-седиментна (Николов и др., 1988). Установени са 41 въглищни пласта и 24 въглищни прослойки (дебелина от 0,01 до 0,15 m). Въглищните пластовете са с малка дебелина, като само 6 от тях са с дебелина над 0,8 m (общо 10,60 m). Основен промишлен пласт е I с дебелина от 2 до 7m, но той е най-силно засегнат от контактно-термични промени.

Вранинска свита. Дебелината ѝ е само 45 m. Изградена е от пясъчници с прослойки от гравелити и конгломерати с възраст Вестфал В.

Македонска свита. Изградена е от пясъчници, малко гравелити, алевролити и аргилити. Съдържа 12 въглищни пласта с обща дебелина около 17 m. Промислени са 6 от тях (от m₅ до m₁₀). Дебелината на първите 4 пласта (от m₁ до m₄) е под 1m (най-често от 0,20 до 0,40 m). В средната част на свитата следват 6 въглищни пласта (от m₅ до m₁₀), чиято дебелина е от 2 до 3m. Възрастта на свитата е вестфал В-С, а дебелината ѝ е около 200-220m.

Велковска свита. Тя е почти изцяло пясъчникова, с тънки гравелитни и конгломератни прослойки. Дебелината ѝ е около 100 m, а възрастта вестфал С (Николов и др., 1988).

Крупенска свита. Възрастта ѝ е Вестфал С. Изградена е от пясъчници, алевролити, аргилити и 4-6 въглищни пласта, от които 4 основни. Общата дебелина на свитата е около 100 m (Николов и др., 1988).

Полянска свита. Съдържа предимно пясъчници и конгломерати, в които се срещат и въглищни късове. Общата дебелина на свитата е 100-150 m. Възрастта ѝ е Вестфал D (Чешитев и др., 1995).

Гурковска свита. Дебелината на свитата е от 0 до 450 m. Изградена е от пясъчници, алевролити, аргилити и 16 въглищни пласта с обща дебелина около 31m. Промислени са само три от тях. Единият (p₃) е с дебелина от 2-4 до 10-14 m и със сравнително прост строеж (Николов и др., 1988).

В така описания профил на Карбона е установено присъствието на андезитобазалтови и оливинобазалтови дайки със субвулкански фазиес, резултат от стефан-пермски вулканизъм. Те разсичат целия профил, като във въглищните пластовете предизвикват контактнотермични изменения. Въгленосните наслаги са покрити от мезозойски и неозойски скали (пясъчници, варовици, алевролити, аргилити, мергели, доломити, глини) с дебелина над 1400m (на места до 4000 m).

Добруджанският басейн попада в северния борд на Варненската депресия. В седиментния комплекс съществуват няколко структурни етажа, от които пряко отношение към басейна имат херцинският (варисцийски), кимерският и алпийският. В района на Добруджанския басейн се наблюдава сложно построена хорстовидна структура, наречена Вранински хорст. Ограничен е от Тригорски, Раковски разлом, Безводишко-Селчански разсед. Вранинският хорст според разпространението на въглищните карбонски формации се поделва на три участъка, изтеглени в юг-северна посока: западен – Гурковски, среден – Македонски и източен – Могилищенски.

Материал и методика на изследване

От площадката, избрана за ПВГ, са взети проби от сондаж R-196, по 10 броя от пластовете m₅ и m₉ (Македонска свита). Пробите за силикатен и ICP-AES анализ на въглища и скали са стрити до размери < 250 µm в Лабораторията по органична петрология на МГУ “Св. Иван Рилски”. За установяване на геохимичната характеристика въглищата пробите са опепелени при температура от 800°C в ЦНИЛ “Геохимия” при МГУ “Св. Иван Рилски”. Главните елементи, изграждащи пепелта на въглищата са определени чрез силикатен анализ, съгласно стандарт 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. На същия апарат е направено и количествено определяне на елементите-примеси (ISO 11885:1996; ISO 11466:1995). Това става чрез разтваряне на пепелта със смес от азотна и солна киселини (0,5-50 ml). Съдържанието на елементи-примеси е извършено по метода “Атомно-емисионна спектроскопия” с източник на възбуждане индуктивно-свързана плазма (ICP-AES).

Резултати и дискусия

Съдържание на пепелообразуващите елементи във въглищата

От пепелообразуващите елементи рязко преобладават Si и Al. Общото съдържание на оксидите им за площадката е около 80 % (табл. 1). То е по-високо за пласт m₉, и то за сметка предимно на количеството на SiO₂, докато това на Al₂O₃ е почти еднакво (табл. 1). В сравнение с данните, получени при проучването, тези за пласт m₉ са по-високи, тъй като средната стойност и за двата елемента е много близка до най-високите стойности, определени от Стоянов и др. (1987) (табл. 1). За пласт m₅ средните количествата попадат в средата на интервала определен от Стоянов и др. (1987).

Доминацията на тези два елемента се дължи на присъствието на по-голямо количество глинести минерали. По-високото съдържание на Si е свързано с по-голямо постъпление на теригенен кварц в торфеното блато, в което е отложен пласт т₉. Освен това се установява и епигенетичната кварцова минерализация. Това е причина и за отсъствието на корелация между Al и Si (табл. 3). Това, че концентрацията на тези два елемента е необичайно висока се вижда и при сравнение със средните стойности за въглища в света по Valkovic (1983). Съдържанието на Si е близо 2 пъти, а на Al повече от три пъти по-високо от тези средни стойности (табл. 1). Коефициентът на корелация на Si с пепелта е висок (+0,55), а Al е с отрицателен коефициент на корелация с пепелта (табл. 2). Това показва, че освен минералната му форма, която остава във въглищната пепел, Al присъства във въглищата и с органична форма. Такава е възможна, макар и в по-малко количество и за Si, тъй като коефициентът му на корелация с пепелта, макар и положителен не е с особено висока стойност. Като се има предвид валентността на тези елементи, то според

Войткевич и др. (1983) вероятната органична форма на Al е като комплексни елемент-органични съединения, а за Si – като хелати. Алумосиликатната съставка на пепелта я прави по-трудно топима. Голямото ѝ количество предполага, че като цяло температурата на топене на въглищата от тази площадка и особено от пласт т₉ трябва да е висока.

Със силиция положителна корелация има калият (табл. 2). Този елемент корелира и с пепелното съдържание (табл. 2). Присъствието му във въглищата най-често е свързано с глинестите минерали. Съдържанието на K₂O е значително, особено в пласт т₉ (табл. 1). Средното съдържание на елемента във въглищата от площадката значително надвишава средното за света (табл. 1). Въпреки положителния коефициент на корелация с пепелта и за K е възможно да присъства и с органична форма, която за алкалните елементи е най-често като хумати или фулвати, а като се има предвид, че елементът се открива и в растителните тъкани, то и биогенната форма е много вероятна (Войткевич и др. 1983).

Таблица 1.

Съдържание на пепелообразуващи елементи и техните оксиди във въглищата от пластове т₅ и т₉ в площадката на сондаж R-103

Оксид	Съдържание (wt%) в пепелта на въглищата от:				Средно за площадката на сондаж R-103	Елемент	Средно съдържание (wt%) във въглищата от площадката на сондаж R-103	Средно съдържание за света по Valkovic (1983), wt%	Кларк за черни въглища по Ketris and Yudovich (2009) ppm
	Пласт т ₅		Пласт т ₉						
	средно	по Стоянов и др. (1987)	средно	по Стоянов и др. (1987)					
SiO ₂	46,46	23,6-55,0	54,45	25,1-55,7	50,46	Si	4,91	2,8	н.д.
Al ₂ O ₃	30,98	21,4-45,9	29,19	16,5-33,9	30,09	Al	3,32	1,0	н.д.
Fe ₂ O ₃	6,90	2,6-12,1	3,72	4,1-24,8	5,31	Fe	0,78	1,0	н.д.
CaO	3,72	1,5-26,3	2,31	3,1-15,9	3,01	Ca	0,45	1,01	н.д.
MgO	1,60	0,3-2,8	1,50	0,4-6,1	1,55	Mg	0,19	0,02	н.д.
SO ₃	6,09	0,8-13,4	3,83	2,8-11,5	4,96	S	0,41	н.д.	н.д.
TiO ₂	1,21	0,64	1,25	0,68	1,23	Ti	0,16	0,05	720
K ₂ O	1,48	н.д.	2,32	н.д.	1,90	K	0,33	0,01	н.д.
Na ₂ O	0,71	н.д.	0,74	н.д.	0,73	Na	0,11	0,02	н.д.
MnO	0,10	н.д.	0,04	н.д.	0,07	Mn	0,011	0,01*	71
P ₂ O ₅	0,29	н.д.	0,20	н.д.	0,24	P	0,022	0,013*	250

*- по Ketris and Yudovich (2009).

С другия елемент от алумосиликатната съставка на пепелта Al, е положителен и с много висока стойност корелационният коефициент на Ti (табл. 2). Средното съдържание на този елемент в пепелта на въглищата от тази площадка е сравнително високо. Данните за двата пласта са близки и близо 2 пъти по-високи от тези, получени при проучването на Добруджанското въглищно находище (табл. 1). В сравнение със средното за света по Valkovic (1983) съдържанието на елемента във въглищата от площадката е над 3 пъти по-високо и над 2 пъти надвишава кларка по Ketris и Yudovich (2009) (табл. 1). Коефициентът на корелация с пепелта за Ti е отрицателен (табл. 2). Органичната форма на елемента, най-вероятно е като хелати, докато минералната форма е свързана с постъплението на теригенния материал – глинестите и акцесорни минерали.

Фосфорът също е с положителна корелация с Al (табл. 2) и това се дължи предимно на минералната му форма. Той се адсорбира от глинестите минерали. Елементът проявява преобладаващ органичен афинитет, тъй като

коефициентът му на корелация с пепелта е отрицателен (табл. 2). Органичната форма на елемента може да бъде както биогенна, така и сорбционна – като хелати, поради което между него и Ti корелативните връзки са с положителна стойност (табл. 2). Като цяло съдържанието на P₂O₅ не е особено високо, както в отделните пластове, така и за площадката като цяло, като дори е малко по-ниско от кларка по Ketris и Yudovich (2009) (табл. 1).

Съдържанието на Fe₂O₃ в пепелта на въглищата от двата пласта на площадката не е високо. За пласт т₅, то попада в средата на интервала на количеството на оксида, определен при проучването и отнасящ се за цялата площ на Добруджанското въглищно находище (табл. 1). За въглищата от пласт т₉, съдържанието е дори по-ниско от стойностите за цялото находище, определени при проучването (табл. 1). Изчислената средна концентрация на Fe за площадката е малко по-ниска от средните стойности за въглищата за света по Valkovic (1983). Коефициентът на корелация с пепелта е със стойност под статистически значимата, което определя приблизително

равни количества на органичната и неорганичната форма на присъствие на Fe. Последната е свързана предимно с пирита, тъй като елементът е с висока стойност на положителния коефициент на корелация със сярата (табл. 2), но е възможно присъствието на финозърнести карбонати, тъй като е положителна корелацията и с Ca, Mg и Mn (табл. 2). Органичната форма на Fe е биогенна и сорбционна – комплексни метало-органични съединения.

Таблица 2.
Корелационна матрица на пепелобразуващите елементи и пепелното съдържание

	Пепел	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	SiO ₂	TiO ₂
Пепел	1,00											
Al ₂ O ₃	-0,42	1,00										
CaO	-0,31	-0,32	1,00									
Fe ₂ O ₃	-0,14	-0,30	0,68	1,00								
K ₂ O	0,48	-0,78	-0,08	-0,24	1,00							
MgO	-0,13	-0,29	0,79	0,70	-0,10	1,00						
MnO	-0,02	-0,14	0,59	0,93	-0,31	0,73	1,00					
Na ₂ O	-0,49	-0,10	0,35	0,02	0,02	-0,08	-0,26	1,00				
P ₂ O ₅	-0,51	0,52	0,17	-0,14	-0,40	-0,01	-0,16	0,49	1,00			
SO ₃	-0,41	-0,32	0,93	0,71	-0,14	0,78	0,57	0,42	0,11	1,00		
SiO ₂	0,55	-0,11	-0,85	-0,74	0,52	-0,73	-0,68	-0,33	-0,35	-0,87	1,00	
TiO ₂	-0,41	0,90	-0,38	-0,49	-0,57	-0,45	-0,39	0,05	0,51	-0,38	0,02	1,00

Минералната форма за Mn е свързана най-често с карбонати, а органичната е биогенна и сорбционна – комплексни метало-органични съединения. Коефициентът на корелация с пепелта, макар и отрицателен, е с много ниска стойност (табл. 2), което показва смесен афинитет на елемента, със съизмерими количества на минералната и органичната форма. Съдържанието на елемента за въглищата от площадката е около средното за света, като е по-високо в за пласт т₅ (табл. 1).

Количеството на SO₃ в изследваните проби не е особено голямо. Средната му стойност за въглищата от пласт т₉ е малко по-висока от долната граница на интервала, определен за този пласт при проучването на находището (табл. 1). За въглищата от пласт т₅ съдържанието на оксида са около средните стойности, определени от Стоянов и др. (1988) (табл. 1). Средната концентрация на елемента за въглищата от тази площадка е под 0,5%, което ги определя като нискосернисти. Както е отбелязано по-горе, S (добре се) корелира значимо с Fe (табл. 2), което се дължи на минералната ѝ форма, свързана с пирита. Коефициентът ѝ на корелация с пепелта е отрицателен (табл. 2), което показва по-висок органичен афинитет. Преобладаващата органична форма на S е биогенна и сорбционна като хелати. Стоянов и др. (1988) привеждат данни за въглищата от разглежданите 2 пласта, според които пиритната сяра преобладава, макар и слабо, над органичната. На площта на разглежданата площадка, обаче, тази тенденция е обратна – органичната форма преобладава над неорганичната. Част от минералната форма на S е свързана вероятно и със сулфати, тъй като се наблюдава положителна корелация с Ca и Mg (табл. 2).

Съдържанието на CaO във въглищата от тази площадка не е високо. Това се отнася в по-голяма степен за пласт т₉, в пепелта на въглищата, от който средното количество е по-малко от интервала на съдържание, посочен от Стоянов и др. (1988) за цялото находище (табл. 1). Явно в

изследваната площ въглищните пластове са по-слабо напукани и поради това няма епигенетична карбонатна минерализация, която е характерна за Добруджанското находище и благодарение, на която на места Стоянов и др. (1988) установяват толкова високо съдържание на CaO, особено във въглищата от пласт т₅ (табл. 1). В потвърждението на казаното, от табл. 1 може да се види, че концентрацията на Ca във въглищата е над 2 пъти по-ниска от установените средни стойности за въглища в света. Отрицателният корелационен коефициент с пепелта (табл. 2), свидетелства за преобладаваща органична форма на елемента. За Ca е типична биогенна и сорбционна органична форма, като втората е свързана с хумати и фулвати. Минералната форма е предимно карбонатна, като поради окислението на изследваните проби може да присъства и сулфатна.

В изследваните въглища количеството на оксида на другия елемент, свързан с най-често с карбонатните минерали – Mg е сравнително голямо (табл. 1). Това особено се отнася за пласт т₅, във въглищната пепел, от който съдържанието е близо до горната граница на интервала, определен при проучването (табл. 1). Концентрацията на елемента във въглищата значително надвишава средните стойности за света по Valkovic (1983). Коефициентът на корелация с пепелта, макар и отрицателен е с ниска стойност (табл. 2), което предполага близки по количество минерална и органична форма на присъствиена елемента. Минералната форма е свързана най-често с карбонатните, понякога и с глинестите минерали, докато органичната е както биогенна, така и сорбционна като хумати и фулвати.

Съдържанието на Na₂O в пепелта на изследвани въглища е по-ниско от това на K₂O (табл. 1), което е белег за сладководния характер на средата в торфеното блато. Концентрацията на Na във въглищата е по-висока от средните стойности за света (табл. 1). Елементът е с преобладаващ органичен афинитет, тъй като коефициентът на корелация с пепелта е отрицателен (табл. 1). Органичната му форма е биогенна и сорбционна (хумати и фулвати). Като се има предвид положителната корелация с Ca и Mg и отрицателната с Al и Si (табл. 2), то минералната е свързана най-вече с карбонатите.

Съдържание на елементи примеси във въглищата

Мед. Концентрацията на този елемент във въглищата и тяхната пепел от пласт т₅ е подкларкова, а за пласт т₉ е надкларкова (табл. 3). Данните за пласт т₉ са близки до съобщените от Eskenazy (2009), но са по-ниски от определените с полуколичествен анализ съдържания от Бояджиев и др. (1971). Средните стойности за въглищата от площадката са по-високи от кларковите, докато за въглищната пепел макар и с малко са по-ниски (табл. 3). Определеният коефициент на корелация с пепелта е положителен (табл. 4), което предполага преобладаващ неорганичен афинитет на Cu. Доминиращата минерална форма е свързана със сулфидните минерали – собствени или като примес най-вече в пирита. Органичната форма на присъствие е биогенна и сорбционна (комплексни елемент-органични съединения).

Цинк. Съдържанията на Zn, както във въглищата, така и в тяхната пепел, са много високи и за двата пласта от площадката, като са значително по-високи в пласт т₉. Средните им стойности надвишават съответните кларкови от 5 до 7 пъти (табл. 3). Те са значително по-високи и от данните на Eskenazy (2009) и на Бояджиев и др. (1971). Цинкът е с преобладаващ неорганичен афинитет, тъй като

коэффициентът му на корелация с пепелта е с много висока положителна стойност (табл. 4). Минералната му форма е предимно сулфидна. Органичната му форма е преобладаващо сорбционна (комплексни елемент-органични съединения), но е възможно наличието и на биогенна.

Таблица 3.

Съдържание на елементите-примеси във въглищата и тяхната пепел от пластове т₅ и т₉ в площадката на сондаж R-103

Елемент	Съдържание (wt%) на елементите в:						Съдържание (wt%) в пепелта на въглища от Македонската свита по Бояджиев и др. (1971)	Средно съдържание (wt%) във въглищата по данни на Eskenazy (2009)	Кларк за черни въглища по Ketris and Yudovich (2009) wt%	
	Пласт т ₅		Пласт т ₉		Средно за площадката на сондаж R-103				Въглища	Въглищна пепел
	Въглища	Въглищна пепел	Въглища	Въглищна пепел	Въглища	Въглищна пепел				
Cu	13,8	82,4	30,3	122,4	21,3	102,4	200	28,0	16±1	110±5
Zn	101,9	607,4	309,5	1250,2	199,1	958,8	270	56,0	28±2	170±10
Pb	25,4	151,6	50,8	205,0	37,0	178,3	220	32,0	9±0,7	55±6
Cr	25,3	150,8	55,6	224,4	39,0	187,6	Н.д.	16,0	17±1	120±5
Co	4,5	26,8	15,0	60,6	9,1	43,7	100	9,3	6±0,2	37±2
Ni	11,0	66,6	22,8	92,2	16,5	79,4	60	15,0	17±1	100±5
Mo	8,5	50,4	14,1	56,8	11,1	53,6	Н.д.	5,7	2,1±0,1	14±1
Пепел, %	16,8		24,8		20,8			23,2		

Олово. Във въглищната пепел от двата пласта на площадката концентрацията на Pb надвишава кларковата от 3 до 4 пъти (табл. 3). Във въглищата от пласт т₉ съдържанието на елемента е 2 пъти по-високо от това в пласт т₅. Стойностите му и за двата пласта са надкларкови. Средните концентрации на Pb за цялата площадка са близки до данните на Eskenazy (2009), но са малко по-ниски от тези на Бояджиев и др. (1971). Коефициентът му на корелация с пепелта е отрицателен, но със стойност по-ниска от статистически значимата (табл. 4), което предполага, че относителният дял на органичната и минерална форма му на присъствие е съизмерим по количество. Минералната форма е свързана със сулфидните минерали. Органичната му форма е биогенна и сорбционна (комплексни елемент-органични съединения).

Хром. Съдържанието на Cr във въглищата и тяхната пепел от пласт т₅ надвишава незначително съответните кларкови стойности (табл. 3). Концентрацията на елемента е много по-висока за въглищата и пепелта им в пласт т₉. Средните стойности за въглищата от площадката надвишават данните на Eskenazy (2009) над 2 пъти. Коефициентът на корелация на елемента с пепелта е положителен (табл. 4), макар и с невисока стойност, което определя известна доминация на минералната му форма. Последната обикновено е свързана с глинестите минерали. Органичната форма на присъствие е сорбционна като комплексни елемент-органични съединения.

Кобалт. Във въглищата и тяхната пепел от пласт т₅ съдържанието на Co е подкларково (табл. 3). За пласт т₉ тези стойности са малко по-високи от съответния кларк на Ketris и Yudovich (2009). Средната концентрация на елемента за въглищата от площадката е аналогична на установената от Eskenazy (2009) и на Бояджиев и др. (1971) и надвишава кларковите стойности (табл. 3). Афинитетът на Co в добруджанските въглища, за разлика от много други (Кортенски, 2011), е преобладаващо неорганичен. Коефициентът на корелация на елемента с

пепелното съдържание е положителен (табл. 4). Преобладаващата минерална форма е свързана предимно със сулфидните. Органичната форма на Co може да бъде биогенна и в по-голямо количество сорбционна като комплексни елемент-органични съединения. Елементът показва много високи корелативни връзки с Ni, което е типично за много въглища (Кортенски, 2011).

Никел. Както и при разглежданите по-горе елементи-примеси, съдържанието на Ni е по-ниско във въглищата и пепелта им от пласт т₅ (табл. 4). То е по-ниско от кларка на Ketris, Yudovich (2009). В пласт т₉ концентрацията на елемента е надкларкова във въглищата и подкларкова във въглищната пепел (табл. 3). Същата тенденция се наблюдава и за средните стойности на елемента за цялата площадка (табл. 3). Те надвишават незначително данните, приведени от Eskenazy (2009) и от Бояджиев и др. (1971) (табл. 3). Елементът (е с положителен коефициент на корелация) корелира положително с пепелта (табл. 4). Това определя доминиращ неорганичен афинитет, свързан с присъствието на Ni в сулфидните минерали. Подобно на Co и разглежданите по-горе халкофилни елементи, органичната му форма може да бъде биогенна и като комплексни елемент-органични съединения.

Таблица 4. Корелационна матрица на елементите-примеси и пепелното съдържание

	Пепел	Co	Cu	Cr	Mo	Ni	Pb	Zn
Пепел	1,00							
Co	0,41	1,00						
Cu	0,52	0,43	1,00					
Cr	0,33	0,20	0,79	1,00				
Mo	0,40	0,39	0,73	0,63	1,00			
Ni	0,49	0,95	0,52	0,30	0,55	1,00		
Pb	-0,09	0,03	0,13	0,39	-0,19	-0,02	1,00	
Zn	0,68	0,14	0,60	0,49	0,39	0,31	0,25	1,00

Молибден. Концентрацията на Мо във въглищата и пепелта им от двата пласта е сравнително висока и надвишава от 4 до 7 пъти кларка на Ketris, Yudovich (2009). Получените стойности са по-високи и от данните на Eskenazy (2009). И този елемент е в по-голямо количество във въглищата и тяхната пепел от пласт т₅ (табл. 3). Коефициентът му на корелация с пепелното съдържание е положителен (табл. 4), но стойността му не е много висока. Явно за въглищата от тези два пласта неорганичният афинитет на Мо е малко по-висок от органичния. Минералната форма, както и на повечето от останалите елементи, с които той има положителна корелация, е свързана със сулфидните минерали. Органичната може да бъде биогенна, но в много по-голямо количество е сорбционната под формата на хелати.

При проведените анализи са установени още три елемента (As, Ag, Cd), но техните съдържания са под чувствителността на апаратурата, поради което не са определени точни съдържания.

Заклучение

Въглищата от избраната площадка по химичния състав на пепелта са благоприятни за ПВГ, тъй като количеството на трудно топимата алумосиликатна съставка на пепелта е много голямо. В допълнение концентрацията на S е под 0,5%, което ще се отрази благоприятно на качеството на получения газ. По тези два показателя от изследваните два пласта по-подходящи за ПВГ са въглищата от т₉. Във въглищата от площадката съдържанието на повечето токсични елементи не са особено високи, но присъстват и такива (Pb, Mo и най-вече Zn) със значителни концентрации. При повечето от елементите органичната форма е в по-малко количество, което намалява шанса по-трудно летливите да попаднат в получения газ. Въпреки това е необходимо при прокарване на новите сондажи въглищата да бъдат изследвани за аномални високи концентрации на токсични елементи.

По трите основни показателя за химичния състав на въглищата и тяхната пепел, въглищата от двата изследвани пласта се подреждат както следва: **по**

съдържание на труднотопимата алумосиликатна съставка на пепелта: С по-високо съдържание и поради това по-подходящи за ПВГ са въглищата от пласт т₉; **по съдържание на S:** С по-ниско съдържание и поради това по-подходящи за ПВГ са въглищата от пласт т₉; **по съдържание на токсични елементи:** С по-ниско съдържание и поради това по-подходящи за ПВГ са въглищата от пласт т₅. При обобщение на тези три показателя пригодността на въглищата е по-висока за пласт т₉, но като цяло въглищата и от и двата пласта са много подходящи за ПВГ.

Литература

- Бояджиев, Г., З. Николов, Н. Ненов, Г. Стефанов. 1971. Елементи-примеси в пепелта на въглища от Добруджанския басейн. – *Изв. Геол. инст., Серия Геохимия, минералогия и петрография*, 20, 31-42.
- Войткевич, Г. В., Л. Я. Кизильштейн, Ю. И. Холодков. 1983. *Роль органического вещества в концентрации металов в земной коре*. М., Недра, 154 с.
- Кортенски, Й. 2011. *Елементи-примеси и пепелообразуващи елементи в български въглища*. С. Изд. къща "Св. Иван Рилски", 254 с.
- Николов, З., Е. Стефанова, Я. Тенчов, К. Попова, А. Попов, Т. Димитрова, Г. Манев, В. Парашкевова, И. Иванов, Й. Янакиев, Р. Пеева. 1988. *Геология на Добруджанския въглищен басейн*. С., Техника, 170 с.
- Стоянов, И. и др. 1987. *Доклад за проведените детайлни геологопроучвателни работи в у-к Македонка от Добруджанския въглищен басейн за периода 1965-1985 г.* Национален геопонд, II-1539.
- Чешитев, Г., Ц. Чонтова, Н. Попов, Е. Коюмджиева. 1995. *Обяснителна записка към геоложката карта на България. К. л. Балчик и Шабла*. С., КГМР, 51 с.
- Eskenazy, G. 2009. Trace elements geochemistry of the Dobrudza coal basin, Bulgaria. – *Int. J. Coal Geol.*, 78, 192-200.
- Ketris, M. P., Ya. E. Yudovich. 2009. Estimations of clarkes for carbonaceous biolithes: world averages for trace element contents in black shales and coals. – *Int. J. Coal Geol.*, 78, 2, 135-148.
- Valkovic, V. 1983. *Trace Elements in Coal*. CRC Press, Raton, Fla., 210 p.

ВЪЗНИКВАНЕ НА АНОМАЛНО ВИСОКО ПОРОВО НАЛЯГАНЕ (АВПН) ОТ МЕТАМОРФИЗМА НА ОРГАНИЧНОТО ВЕЩЕСТВО (ОВ) В СКАЛИТЕ. ОЦЕНЪЧНИ МОДЕЛИ

Йордан М. Йорданов

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; jordanjordanov45@gmail.com

АБСТРАКТ. Обект на изследване са процесите на възникване на зони с аномално високо порово налягане (свръхналягане) във финокластични скали, с надкритично съдържание на органично вещество (ОВ). В хода на потъване утайките изпитват влияние на скалния натиск и хидростатичния стълб, което води до редуция на техния начален обем. Характерът на уплътняването се контролира от два основни фактора: компресионен флуиден дисбаланс и флуидна експанзия от фазови промени (трансформация на кероген в нефт и крекинг на нефт). Проявата на тези процеси води до генериране на свръхналягане, което определя профилът на уплътняването и специфичното поведение на скалите (акустичната скорост). С помощта на числени модели е разработена техника за обвързване на акустичната скорост и поровото налягане. При известен профил на поровото налягане е налице възможност за надеждно разпознаване на протекли процеси на трансформация на кероген или крекинг на нефт. За целта се използва графичен метод (плот) на Боуер, построен в координати "ефективно налягане-акустична скорост", който позволява достатъчно надеждно разграничаване на свръхналягане генерирано от флуиден дисбаланс и от трансформация на кероген. При протекли трансформационни процеси на графиката се проследява крива на уплътнение, която има съществено различна траектория от тази на нормално уплътняване. Посредством анализ на тази крива е възможно да се прогнозира съдържанието на кероген в скалите, както и мащабите на генериране на течна и газова фаза. Техниката показва удовлетворителна приложимост и за българската практика.

ORIGIN OF ANOMALOUS POROUS OVERPRESSURE (APO) DURING THE METAMORPHISM OF ORGANIC MATTER (OM) IN ROCKS. ESTIMATION MODELS

Jordan M. Jordanov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; jordanjordanov45@gmail.com

ABSTRACT. Subject of investigation are processes of overpressure generation in fine-grained shale formations, containing organic matter. During the burial, sedimentary fill undertakes the load of overburden rocks and hydraulic head, leading to bulk rock compaction. Two main processes control the compaction behavior: disequilibrium compaction and fluid expansion. Kerogen conversion and/or oil cracking cause the latter event, accompanied by overpressure generation. This additional overpressure, which is equal to the difference between hydrostatic and formation pressure, controls the compaction profile as well as specific acoustic behavior of the rock. Numbers of adequate methods and technics for relation of acoustic velocity to pore pressure are available. Therefore, pore pressure is possible to prediction on the base of velocity models construction, using the field investigation of well logs, as well as seismic surveys. If we have the pore pressure profile of the well section, then is possible to distinguish between two main mechanisms of overpressure generation: disequilibrium compaction or fluid expansion. An adequate technics for this purpose is developed by Bower, which correlates acoustic velocity to effective stress or porosity⁻¹ (effective stress is approximated to difference between mean principal vertical stress and pore pressure). Implementing Bower plot, two curves of compaction are recognizable: normal compaction loading curve and unloading curve, typical for kerogen conversion processes. When the latter processes have taken place, unloading curve follows difference geometry. By the analyses of the trajectory, one can predict the kerogen concentration, as well as existence and the magnitude of oil and gas generation. Verification of the Bower plot to Bulgarian practice confirmed its adequate implementation.

Въведение

Предмет на настоящата работа са процесите на възникване и съхраняване на зони на АВПН (свръхналягане) във финокластични скални формации, близки или покриващи се с категорията нефтомайчини скали, като еквивалент на "нефтегазошистови формации". Извън авторския интерес са проблемите по възникването и съхраняването на АВПН в резервоарните скали, което принципно изисква специфичен аналитичен подход. Това е причината в изложението по-долу аббревиатурата АВПН да отразява поровото налягане.

Възникването на зони с АВПН е резултат от разно-мащабното влияние на поредица от фактори, с особена важност на механичното и химично уплътняване на утаечния пълнеж, метаморфизма на ОВ, нееднородността в напрегатостта в скалния масив (хетерогенност на стресовото поле), а също и латералното изменение на проицаемостта на скалните серии. Посочените фактори са предмет на обсъждане в обширно множество монографии и публикации, но в последните години нараства интересът към ролята на метаморфизма на ОВ

върху поведението на поровата система на скалите в хода на потъването. Трансформирането на ОВ в петролни продукти е процес на фазови изменения, с възникване на допълнително порово налягане (свръх-налягане), което възпрепятства нормалния уплътнителен процес на утайките и води до аномалии в плътностния и вместимостния профил на сериите. В зависимост от дренажността на масива е възможно продължително съхраняване на възникнали по тези причини зони на недоуплътняване. Интервали с подобна характеристика са добре разпознаваеми при сондажно-геофизични и сеизмични профилирания и чрез подходяща обработка могат да се очертаят мащабите и времево-дълбочинния обхват на трансформационния процес на ОВ. В изложението по-долу привеждаме практикуваните понастоящем приложни техники за тази цел.

Механизъм на възникване на АВПН (Свръхналягане)

Основни принципи

Обичайната практика дефинира пластовото налягане ($P_{пл}$) като резултираща величина от скалния и флуиден натиск, приложен върху поровите флуиди в дадена скална серия. Ако резултиращото налягане се формира само от хидростатичния стълб, пластовото налягане се означава като хидростатично (P_x) и най-често се характеризира с градиент 0,0105 МПа/м. Освен хидростатично се дефинира и литостатично (или геостатично) (P_n) налягане към дадена дълбочина, което представлява комбинирано въздействие от натиска на скалната матрица и поровите флуиди в нея. Практиката за неговото числено пресмятане чрез послонно интегриране е добре известна и за скални серии в платформени крайнини има стойности на градиента около 0,0244 МПа/м (Добрынин, 1970; Hunt, 1995; Neuzil, 1995; Dutta, 2002; и др.). В реална скална среда пластовото налягане може да бъде по-малко от хидростатичното (аномално ниско), но най-често е по-голямо (аномално високо или свръхналягане). За гранична стойности на свръхналягането Tingay et al. (2013) определят пластово налягане с градиент >11.5 МПа/км. В диапазона от 11,5 до 14 МПа/км цитираните автори определят средна степен на свръхналягане, а при стойности >14 МПа/км – висока степен. Множество автори въвеждат и количествена характеристика на свръхналягането с едноименен коефициент, изразен с отношението $P_{пл}/P_x$ (Guo et al., 2012; и др.).

От особена важност за разглеждания проблем е т.н. ефективно (или диференциално) налягане ($P_{еф}$), което, съгласно известните от средата на миналия век принципи на К. Terzaghi (фиг.1), се дава с израза:

$$P_{еф} = P_n - P_{пл} \quad (1)$$

От позицията на известния в геомеханичните среди закон за ефективното напрежение (стрес), (1) се дава в по-строгия вид (Shafer et al., 2008):

$$\sigma_{еф} = \sigma + \alpha P_{пл}, \quad (2)$$

където $\sigma_{еф}$ е ефективен стрес; σ – всестранен обеман стрес; α – коефициент на ефективния стрес или известен още като коефициент на Байот (Biot, 1956). Дефинира се с израза:

$$\alpha = 1 - (C_m / C_{ск}) \quad (3)$$

където $C_{ск}$ и C_m са съответно стойностите на специфичната свиваемост на скалата и на минералите. Стойностите на α

са най-често > 0.67 и близки до 1, което е дало основание на Zhang (2013) и др. да възприемат стойност от 1 за практическите пресмятания.

Ефективното напрежение ($\sigma_{еф}$) се явява определящ фактор за компресионното поведение (уплътняване) на дадена скална среда. При нарастване на $\sigma_{еф}$ нараства и относителната редуция на единица обем скала. В обратния случай, ако към определена дълбочина са налице обстоятелства, които водят до редуциране (относително намаляване) на $\sigma_{еф}$, ще се регистрира намаляване на темпа (скоростта) на уплътняване на утайките, респективно до възникване на аномално налягане (фиг. 1). Когато пластовото налягане достигне до стойности близки до литостатичното (градиент около 0,0244 МПа/м), ефективният стрес клони към нула, което води до възникване на обстоятелства, характерни за хидравлично напукване и възникване на отворени пукнатини.

АВПН от трансформация на ОВ в скалите

Проблемът с възникването на свръхналягане в скалните формации е обсъждан в множество монографии и публикации, обобщени сравнително пълно от Neuzil (1995). Аналитичен преглед намираме също в Bradley (1975), Osborn, Swarbrick (1997), Dutta et al. (2002), които отделят редица важни фактори и процеси, но определящи за реална скална среда в даден седиментен басейн са:

- компресионният флуиден дисбаланс (процес при който финозърнестите утайки се акумулират с по-голяма скорост от тази на обемното изнасяне на поровите флуиди в тях;
- диагенетни процеси, свързани с дехидратация на глинести минерали, вторично минералоотлагане и др.;
- латерални и вертикални тектонски движения;
- архимедови подемни сили от разлика в плътностите;
- акватермален ефект (термично разширяване и промяна в агрегатното състояние);
- фазови превръщания на ОВ в скалите.

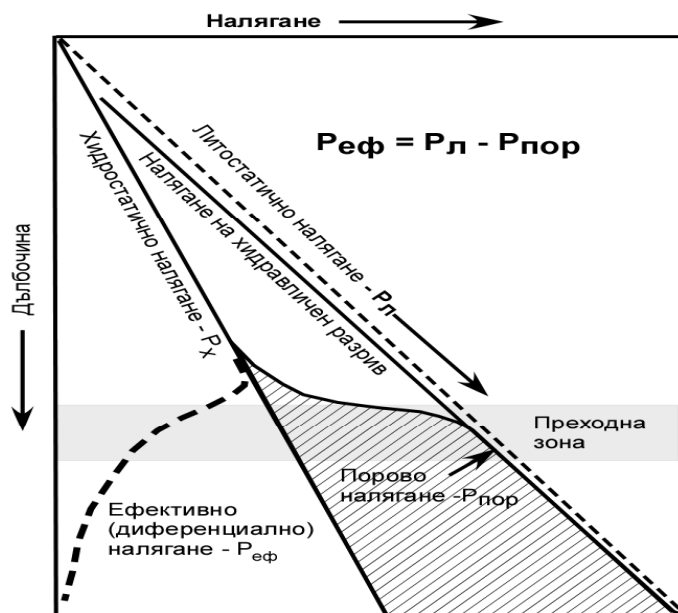
Предмет на настоящата работа е механизма на възникване на АВПН от трансформацията на керогена и промяната на агрегатното състояние на образуван нефт при по-висока температура (крекинг процеси).

Проблемът възникването и съхраняването на порово свръхналягане, породено от трансформацията на керогена, е формулиран от средата на миналия век в редица публикации на американската и руската школа, но придобива по очертан вид с работите на Barker (1990), Bradehoeft et al. (1992), Bowers (1995), Neuzil (1995), Berg, Gandy (1999) и др. В последните години, във връзка с потребността от повишаване на надеждността на проектирането на търсеци работи и особено от гледна точка на усвояването на нетрадиционни източници на въглеводородни суровини, проблемът е стандартна част от басейновото моделиране (Dutta, 2002; Sayers et al., 2002; Guo et al., 2011; Pinna et al., 2011; Tingay et al., 2013; Zhang, 2013; и др.).

Както е известно, трансформацията на ОВ във въглеводородни продукти в хода на литогенезата се описва като химична реакция от I род, която протича в условията на реална басейнова среда, с образуване на нефт, газ и съпътстващи продукти. Този процес

“освобождава” обем от керогена, който в хода на потъване нараства до крайната стойност на трансформационното отношение и е в зависимост от плътността на керогена (табл. 1). Възприемането на пълния обема на керогена като потенциален нов матричен поров обем е идеален случай, неприсъщ за природните нефтомайчини скали. Познатите типове кероген трансформират от 20 до 80% от

обема си в нефтопродукти (за I, II и III тип осреднената стойност на трансформационното отношение съставлява: 0,80, 0,60 и 0,20). От тези позиции в литературата се дефинира и понятието “органична” (в смисъл вторична) порестост, възникнала като резултат от трансформацията на керогена (Romero-Sarmiento, 2012; и др.).



Фиг. 1. Илюстрация на “налягане-стрес-дълбочина” профил в реална кластична скална среда (по Dutta et al., 2002; Zhang, 2013; с изменения)

Таблица 1. Осреднени стойности на плътността на керогена и въглеводородните продукти

Продукт		Плътност, g/cm ³	
Нефтопродукти		0,75-1,0	
Кероген	I тип	Незрял	1,12
		Зрял	1,16
	II тип	Незрял	1,15
		Зрял	1,15
	III тип	Незрял	1,37
		Зрял	1,30

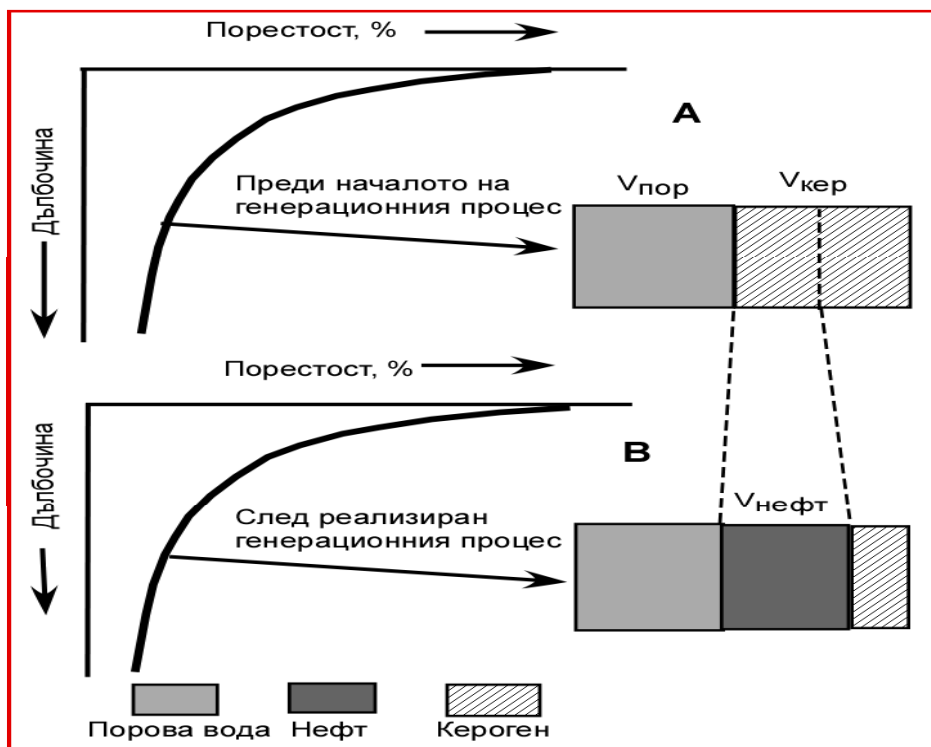
Изложеното по-горе налага необходимостта от предефиниране на понятието “порестост” при изучаване на нефтомайчините (шистови) скали. От гледна точка на присъствието на трансформируем кероген е целесъобразно да се дефинира: матрична вместимост и порова вместимост (заета с порова вода). Матричната вместимост представлява сума от обичайната порова вместимост и обема на керогена:

$$\Phi_m = V_k + \Phi_{пор} \quad (4)$$

Трансформирането на керогена в нефт, газ и съпътстващи продукти води не само до формиране на допълнителна (“органична”) порестост, но и до възникване на дебаланс в поровото налягане, като резултат от

появата на продукти с по-малката плътност и капилярните ефекти при тяхното внедряване в обема на празнините, заети с порова вода. За илюстрация на процеса привеждаме опростена схема (фиг. 2), с примерно балансово разпределение на обемите на пластовите флуиди и керогена в хода на потъване. Ако скална проба с плътност 2,45 g/cm³, 8% поров обем и 6% кероген с плътност 1,15 g/cm³, трансформира 50% от керогена, матричната вместимост ще нарасне до 14,4%. При плътност на новообразувани ВВ продукти от 0.80 g/cm³, техният обем ще бъде с 43,75% по-голям от “новообразуваната” органична порестост от керогена. Този допълнителен (“екстра”) обем се оценява като основна причина за генериране на свръхналягане. По своята физическа същност свръхналягането от генерационния процес е не само индикатор за протичане на нефтогазообразуване, но и параметър, който позволява с достатъчна за практиката точност да се решават проблеми с очакваното в хода на сондирането порово (пластово) налягане, стресовия профил на изучаваната серия и позиционирането на главната емиграционна фаза.

Генерирането на АВПН е свързано с три основни направления на метаморфизъм: кероген – нефт; кероген – газ (Tingay et al., 2013; и др.); нефт – газ; кондензат – газ.



Фиг. 2. Илюстрация на балансните промени на керогена и поровите флуиди в хода на литогенезата (по Guo et al., 2011; с изменения)

Освен посочените направления, в природата съществуват и редица по-сложни преходи, без да е възможно те да бъдат обхванати в тяхната цялост. В настоящата работа се спираме само на две основни направления: кероген в нефт и крекинг на нефт в газ.

АВПН от трансформация на кероген (I тип) в нефт (числено моделиране)

Моделирането на трансформацията по линията "кероген-нефт" следва общоприетата концептуална схема (фиг. 2), с допустими ограничения, формулирани ясно от Berg & Gandi, (1999). Цитираните автори постулират:

- образуватите въглеводородни (ВВ) продукти и поровата вода са част от единна скално-флуидна барична система;
- генерираната от I тип кероген газова фаза е незначителна по обем и се приема да е изцяло разтворена в поровата вода, поради което е извън балансните разчети;
- генерираният нефт присъства като самостоятелна, неразтворима в поровата вода фаза;
- при отсъствие на ВВ генерация празнините са запълнени само от порова вода;
- трансформираната маса от I тип кероген е равна на масата на образувания нефт.

Аналитичната основа на моделирането е базирана върху материалния баланс, параметризиран спрямо обемната трансформация на керогена в новообразуваната течна фаза в условията на затворена система (без емиграционни процеси и без отчитане на термичните разширения; в съгласие с Berg и Gandi (1999) и др., те се оценяват като незначителни).

Както посочихме по-горе, матричният поров обем се състои от обема на керогена и поровата вода, балансирани към хидростатично порово налягане:

$$V_{\text{пор}} = V_{\text{к}} + V_{\text{водата}} \quad (5)$$

С нарастване на потъването скално-флуидната система се уплътнява и при отсъствие на генетични процеси, компресионният профил следва нормалното експоненциално изменение. При достигане на праговата температура за генерация, част от керогена се трансформира във нефт с обем ($V_{\text{н}}$). Ако с „F“ означим трансформационното отношение, т.е. частта от трансформирания кероген към дадена температура и налягане, уравнение (5) придобива вида:

$$V_{\text{пор}}(P) = (1 - F)V_{\text{к}}(P) + V_{\text{н}}(P) + V_{\text{водата}}(P) \quad (6)$$

В резултат на нововъзникналия обем от трансформацията на кероген, ще се появи допълнително налягане, което е функция от обемното изменение на матричния поров обем (със знак +) и от обемната свиваемост на пластовите флуиди: нефт, кероген и порова вода (със знак -). С най-значителна роля е свиваемостта на скалната матрица (матричния поров обем), която се оценява с коефициента на свиваемост (C), нормиран спрямо разликата в налягането ΔP : $S_{\text{пор}} = +(1/V_{\text{пор}}) \cdot (\Delta V / \Delta P)$. С отчитане на свиваемостта на елементите на скално-флуидната система Berg & Gandi (1999) достиган до следния опростен израз за пресмятане на възникналото свръхналягане при образуване на нефт от кероген:

$$\Delta P \approx \frac{[u \cdot F] \cdot (D - 1)}{\{(C_{\text{водата}} + C_{\text{пор}}) + u \cdot [(1 - F) \cdot (C_{\text{кер}} + C_{\text{пор}}) + FD \cdot (C_{\text{н}} + C_{\text{пор}})]\}} \quad (7)$$

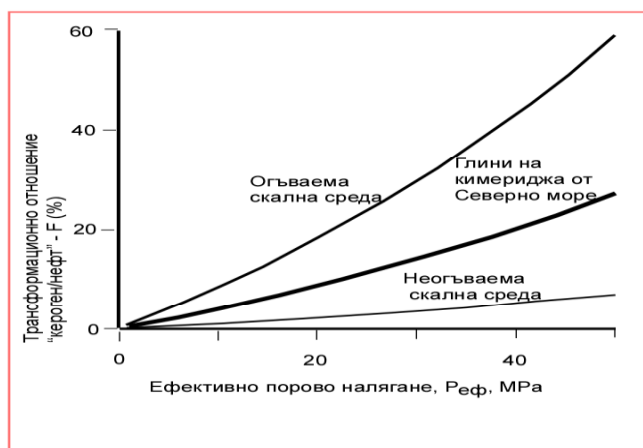
където: $u = V_{\text{н}} / V_{\text{водата}}$; $D = \rho_{\text{к}} / \rho_{\text{нефт}} > 1$.

Чрез елементарни преобразования (8) придобива вид, удобен за пресмятане на обемното съдържание на

кероген, което е огромно предизвикателство за проучвателната практика:

$$V_k / V_{\text{вод}} = \Delta P (C_{\text{водата}} + C_{\text{пор}}) / \{F(D-1) - \Delta P[(1-F)(C_{\text{кер}} + C_{\text{пор}}) + FD(C_n + C_{\text{пор}})]\} \quad (8)$$

От изложеното по-горе следва, че ако в шистова скална среда са протекли генерационни процеси, е правомерно а се очаква възникване на свръхналягане, което да се експонира като сондажни интервали с недоуплътнени скали, респективно с относително по-висока порестост. Тези интервали са лесно разпознаваеми на акустичните профили, което позволява извеждането на адекватни модели за разпознаване на протекли генерационни процеси. В качеството на пример привеждаме данни на Carcione (2000) за стойностите на ΔP за глини от долноюрския разрез от Северно море (фиг. 3).



Фиг. 3. Свръхналягане от генерация на нефт в зависимост от трансформационното отношение на керогена (по Carcione, 2000; с изменения за скали от разреза на Северно море)

За практическите пресмятания обаче предлага 1 барел суров нефт да дава 85 m³ газ (главно метан) и от 15 до 18% битумен остатък. В качеството на пример привеждаме оценката на цитирания автор за идеален случай (1 барел = 113 m³ газ) (фиг. 5). От фигурата е видно, че и при 25% съдържание на нефт, поровото налягане превишава значително литостатичното и са налице обстоятелства за образуване на отворени пукнатини, с последвала емиграция.

В заключение към последните два подраздели на работата е видно, че при известно (или прогнозирано) порово налягане успешно може да се очертае диапазона на съдържание на ОВ в скалите, което принципно предоставя огромен потенциал за намаляване на риска при търсенето на конвенционални и неконвенционални въглеводородни концентрации.

Приложни техники за прогнозиране на поровото налягане

В литературата са описани множество решения за прогнозиране на поровото налягане в шистови формации, обобщени от Bower (1995), Tangay et al. (2009), Zhang (2013) и др. В преобладаващата част от случаите най-добра апроксимация показва методът на Eaton (1972),

АВПН от крекинг на новообразуван нефт

В литературата са описани няколко аналитични подхода за моделиране на измененията на поровото налягане в резултата на крекинг на новообразуван нефт (Berg, Gandi, 1999; и др.), но в работата даваме предпочитание на опростения подход на Barker (1990). Авторът използва аналогична схема (фиг. 4), в която поровият обем съдържа нефт и пластова вода. В хода на потъване и температура над 130-140 °C нефтът прехожда в газ, с образуване на битумен остатък. На основата на стехеометрични пресмятания, при плътност на пластовия нефт от 0,85 g/cm³, авторът достига до резултат, при който в идеалния случай 1 барел обем нефт дава 113 m³ газ (приведени към стандартни условия).

който обвързва ефективния стрес с акустичната скорост (V):

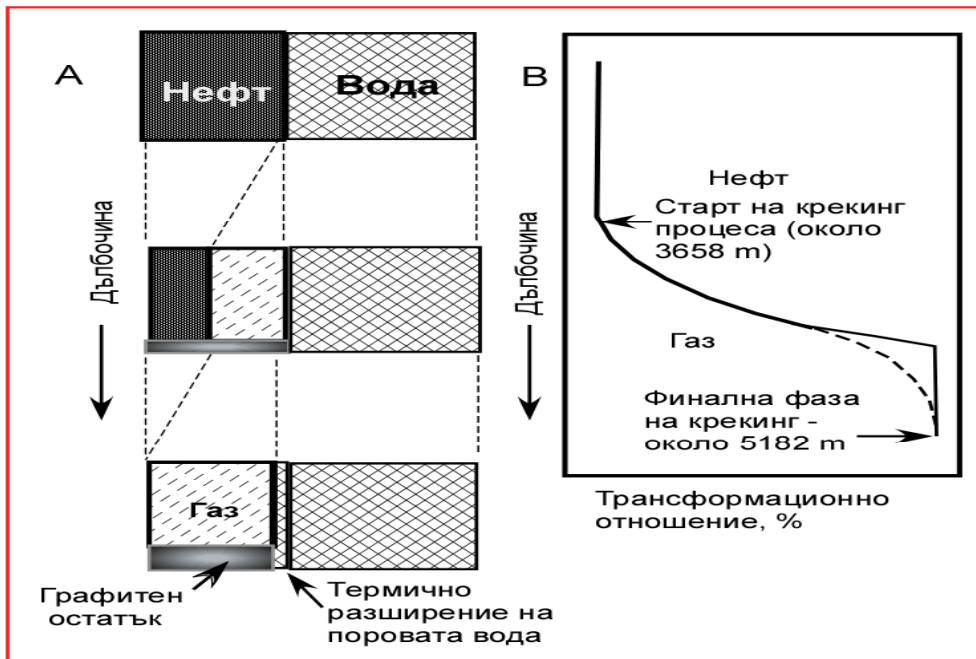
$$\sigma_{\text{еф}} = \sigma_{\text{норм}} * (V/V_{\text{норм}})^{An} \quad (9)$$

където $\sigma_{\text{норм}}$ и $V_{\text{норм}}$ са ефективен стрес и акустична скорост при нормален компресионен профил. Авторът дава емпиричен израз за поровото налягане, изразено чрез познатия в българската практика параметър (Δt) от акустичните изследвания:

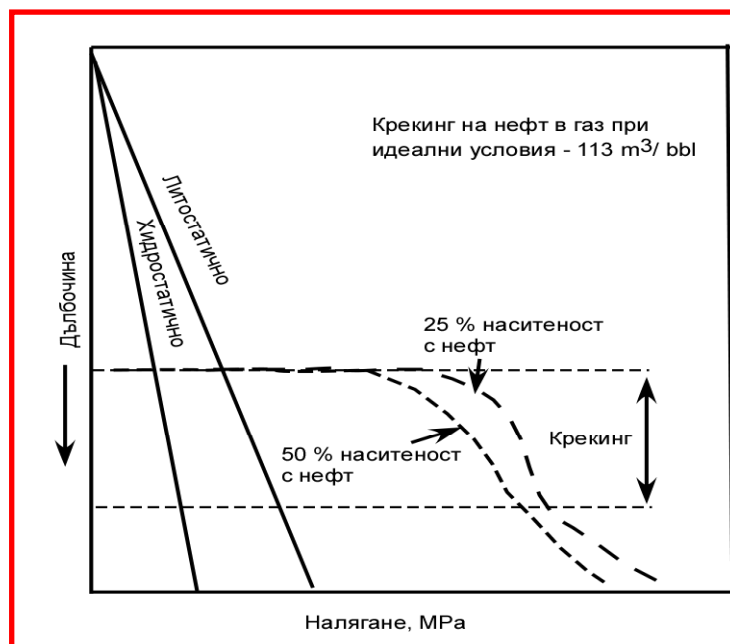
$$P_{\text{пор}} = P_{\text{л}} - [(P_{\text{л}} - P_{\text{хидр}}) * (\Delta t_{\text{норм}} / \Delta t_{\text{аккаротаж}})^{An}] \quad (10)$$

където $\Delta t_{\text{норм}}$ е интервалното време от акустичния каротаж в условията на нормален компресионен профил на разреза; $\Delta t_{\text{аккаротаж}}$ е интервалното време от изследвания интервал.

Важен елемент в (10) е степенният показател, който според автора има стойност 3, но според Tangay et al. (2009), тази стойност е дефинитивна за неуплътнени интервали от компресионен флуиден дисбаланс. Нашите изследвания показват, че за дълбочини до 1500-2000 m в млади седиментни басейни поровото налягане се прогнозира по-надеждно при степенен показател >3. За условията на мезозойския разрез от Мизийската платформа обаче, най-добра съгласуваност на пресметнатото и измерено порово налягане се получава при показател 3.



Фиг. 4. Балансова схема на крекинг на новообразуван нефт в газова фаза. Дълбочините на фиг. 4в са заимствани от цитирания автор; прекъснатата линия на 4в отразява естествения процес, а плътната е по числен модел (по Barker, 1990; с изменения)

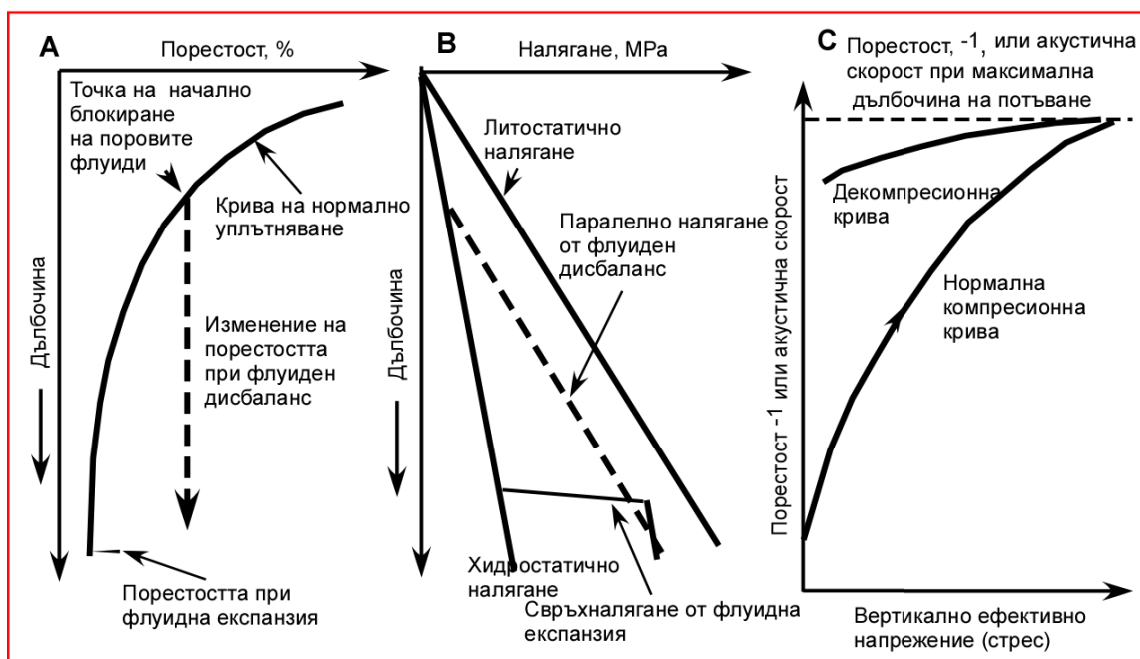


Фиг. 5. Стойности на свръхналягането при крекинг на нефт в резервоар с 50 и 25 % съдържание на нефт (по Barker, 1990; с изменения)

Приложни техники за разграничаване на свръхналягане от компресионен флуиден дисбаланс от свръхналягане, генерирано от трансформация на кероген и крекинг на нефт

В предходните раздели определихме доуплътнените интервали в сондажните разрези като резултат от: а) компресионен флуиден дисбаланс; б) трансформация на кероген или по-редкия вариант; в) привнос на поток с по-

високо налягане (по-рядко наблюдаван трансферен механизъм). Принципната основа за разграничаване на случай (а) от (б) се извежда от специфичното поведение на скалната среда в хода на потъването. В началните етапи протича уплътняване, предизвикано от нарастването на ефективния стрес и кривата на потъване има строго изразен експоненциален характер в координати: "акустична скорост – ефективен стрес" (фиг. 6).



Фиг. 6. Илюстрация на компресионен профил в условията на флуиден дисбаланс и флуидна експанзия (по Tangay et al., 2009; с изменения)

При затруднено флуидно разтоварване (случай "а") възниква свръхналягане, но заедно с това нараства и литостатичното налягане (среден вертикален ефективен стрес), което води до относително системно нарастване на двата параметъра и съхраняване на нормалния експоненциален ход на кривата на уплътняване (Bower, 1995; и др.). На илюстративната графика, известна в петролните среди като "плот на Боуер (Bower, 1995) (фиг. 6а), темпът на уплътняване е отразен като "нормална компресионна крива". При протичане на генерационни процеси в затворена система, цитираният автор по фактически данни установява различна траектория на корелационното поле на зависимостта "ефективен стрес-акустична скорост" или "ефективен стрес – реципрочна стойност на порестостта". Данните се разполагат извън нормалната компресионна крива, което дава основание на автора да именува тренда като "крива на недоуплътнена скална среда" (unloaded curve), строго специфична за флуидна експанзия (фиг. 6б). Боуер дава и емпиричен израз за моделиране на акустичната скорост при аномално високо поровопалягане от трансформация на керогена (фиг. 6в):

$$V_{ак} = 5000 + A[\sigma_{еф макс} * (\sigma / \sigma_{еф макс})^{1/U}]^{AB} \quad (11)$$

където $U = 3$ до 8 , а $B = 0,6$ до $0,85$.

Техниката на Боуер се възприема добре в петролните среди и показва удовлетворителна съгласуваност с полевите данни (Tangay et al., 2007; 2009; 2013; Swarbrick, 2011; Zhang, 2011; 2013; и др.). Това ни дава основание да заключим, че методичният подход на Г. Боуер е надежден инструмент за идентификация на процеси на нефтогазообразуване, детектирани с помощта на стандартните акустични параметри от сондажния каротаж. Макар и с известна резервираност, техниката търси своето приложение и на базата на сеизмичните работи (Carcione, 2000; Dutta, 2002; Huffman, 2002; Sayers et al., 2002; Yu, <http://www.geotrace.com/products/>; Pinna et al., 2011; Yan et

al., 2012; и др.). Независимо от широките възможности на съвременните сеизмични изследвания за решаване на редица проучвателни проблеми, на този етап все още доверието на опериращите компании към техниката на Боуер е резервирано (М. Tangay – лична кореспонденция).

В заключение към раздела ще отбележим, че въз основа на данните от акустичните изследвания и в по-общ аспект от скоростните модели за изследваната скална серия, плотът на Боуер предлага надежда техника за разпознаване на протекли генерационни процеси. С най-добри резултати, т.е. отчетлива характеристика на профила на поровото налягане, се очаква да е налице при затруднено дрениране на скалната серия, докато при наличие на интензивна или слабо изразена емиграция, техниката допуска инвариантност в крайната преценка.

АВПН в българската практика и възможности за приложението на техниката на Г.Боуер за скални серии в мезонеозойския разрез

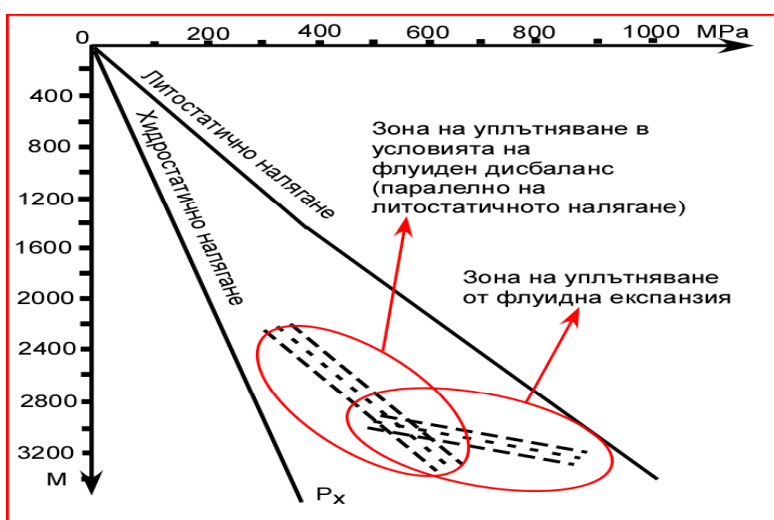
АВПН е често явление в българската практика, но в повечето случаи е документирано с най-общи бележки. Изключение е опитът на Терзиев (1981), който тълкува мащабното АВПН на Омуртагска площ с ролята на обемния ефективен стрес (вертикален и хоризонтален) и пластичността на халититенаслагите, които „блокират“ съдържащия се в тях H_2S . На илюстрацията на цитирания автор отчетливо се разграничава зона на компресионен флуиден дисбаланс и зона на флуидна експанзия (фиг. 7).

С особена интензивност е и зоната на АВПН на Бутанска площ (Ц. С. България), където коефициентът на свръхналягане превишава 1,70, характерно за надеждно изолирани флуидонаситени интервали, с категорична проява на процес на фазови промени (най-вероятно крекинг на нефт или директна трансформация на кероген в газова фаза). Подобен ефект е констатиран в почти всички

площи от Ц. С. България с целеви хоризонт, привързан към пясъчните на Костинска свита (хетанж-синемур – долен карикс). В преобладаващата част от случаите обаче липсват надеждни акустични профилирания или данни от плътностенкаротаж, както и радиометрични определения на вместимостта, което силно ограничава надеждното приложение на техниката на Боуер.

Особен интерес представлява средноюрската Етрополска свита от Ц. С. България, която е предмет на проучване от няколко десетилетия, с особена интензивност пред последните години (Zilinski et al., 2010; и др.). Свитата е представена от средно 250 m преобладаващо финокластични насади, покриващи дефиницията на шистови формации с безспорен генетичен потенциал. Съдържа надкритичен обем ОВ от II-III тип, със средно съдържание на ТОС в най-перспективните интервали около 2-2.5%. Порвата вместимост по каротажни данни е 7-8%. Термичната зрялост на ОВ е

сравнително висока (R_o 1.0% до 1.3%), което означава, че фазовото състояние на генерираните ВВ продукти се очаква да бъде близко до лек нефт-тлъст газ (късен нефтен прозорец). По данни на <http://www.transatlanticpetroleum>, на дълбочина 3050 m коефициентът на свръхналягане е около 1,50. Макар и далеч от критичната стойност за естествено хидронапукване, регистрираното свръхналягане е безспорен знак за протичане на генерационен процес. В качеството на пример ще приведем пресмятания за началното съдържание на кероген в Етрополската свита. При заложените стойности за плътност на кероген 1.15 и на нефта – 0.8 g/cm³; $\Delta P = 16$ МПа; порестост 0.075; трансформационно отношение 0.2 и коефициент на свиваемост на порите $C=0,0018$ МПа/m (коефициентите на свиваемост на флуидите са на порядък по-малки), оцененото съдържание на кероген съставлява 2.2%, съизмеримо с аналитичните определения (2-2.5%).



Фиг. 7. Компресионен профил на разреза от Омуртагска площ (Ц. С. България) с илюстрация на флуиден дисбаланс и флуидна експанзия (по Терзиев, 1981; с изменения)

Заклучение

Анализът на методите и техниките за оценка на процесите на възникване и съхраняване на зони на аномално високо порово налягане (свръхналягане) във финокластични скални формации, ни позволява да заключим, че те са успешно приложими в българската практика за решаване на поредица задачи от приложната петролна геология:

- изграждане на адекватен модел на компресионния профил на разреза на даден басейн (зона или проучвателна площ), с разграничаване на интервали на нормално уплътняване (компресиране), уплътняване в условията на флуиден дисбаланс и в условията на трансформация на керогена в нефт или газ, както и от крекинг на новообразуваната течна фаза;
- разграничаване на компресионен профил в режим на флуиден дисбаланс от профил в условията на флуидна експанзия посредством корелационно поле в координати: “акустична скорост – ефективно напрежение (стрес)”, известен като плот на Г. Боуер;
- извеждане на емпирични зависимости между акустични и петрофизични параметри на скалната серия, с помощта

на които се прогнозира както очакваното порово налягане, така и мащабите на протичане на генерационни процеси (трансформация на кероген) .

Литература

- Добрынин, В. М. 1970. *Деформация и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа*. М., Недра, 230 с.
- Терзиев, И. 1981. Строеж и опит за прогнозиране на зоните с АПВД в евапоритите на Букак-Омуртажкия Предбалкан. – В: *Геология и нефтогазоносна перспективност на СИ България* (ред. П. Мандев, И. Начев), С., Техника, 103-111.
- Barker, C. 1990. Calculated volume and pressure changes during the thermal cracking of oil to gas in reservoirs. – *AAPG*, 74, 8, 1254-1261.
- Berg, R., A. Gandi. 1999. Primary migration by oil-generation microfracturing in low-permeability source rocks and application to the Austin Chalk, Texas. – *AAPG*, 83, 5, 727-756.

- Biot, M. A. 1956, Theory of propagation of elastic waves propagation in a fluid saturated porous solid I. Low frequency range. – *J. Acoust. Soc. Am.*, 28, 168-191.
- Bower, G. 1995. Pore pressure estimation from velocity data: Accounting for overpressure mechanisms besides undercompaction. – *SPE Drilling & Completion*, June, Dallas Conference, Febr., 15-18, 89-95.
- Bradefoet, J. D., J. B. Wesley, T. D. Fouch. 1992. Simulation of the origin of fluid pressure, fracture generation, and the movement of fluids in the Uinta Basin, Utah. – *AAPG*, 78, 11, 1729-1747.
- Bradley, J. 1975. Abnormal formation pressure. – *AAPG*, 59, 6, 957-973.
- Carcione, J. M. 2000. A model for seismic velocity and attenuation in petroleum source rocks. – *Geophysics*, 65, 4, 1080-1092.
- Dutta, N. C. 2002. Geopressure prediction using seismic data: Current status and the road ahead. – *Geophysics*, 76, 6, 2012-2041.
- Eaton, B. A. 1972. Graphical method predicts geopressures worldwide. – *World Oil*, 182, 51-56.
- Guo, Y., X. Pang, D. Chen, J. Leng, J. Tian. 2012. Evolution of continental formation pressure in the middle part of the Western Sichuan Depression and its significance on hydrocarbon accumulation. – *Petroleum Expl. & Dev.*, 39, 4, 457-465.
- Guo, X., Sh. He, L. Zheng. 2011. Quantitative estimation of overpressure caused by oil generation in petroliferous basins. – *Organic Geochemistry*, 42, 1343-1350.
- Hansom, J., M.-K. Le. 2005. Effects of hydrocarbon generation, basal heatflow and sediment compaction on overpressure development: a numerical study. – *Petroleum Geoscience*, 11, 353-360.
- Huffman, A. 2002. The future of pressure prediction using geophysical methods. – *AAPG Memoirs*, 76 (*Pressure Regimes In Sedimentary Basins and Their Prediction*), 217-233.
- Hunt, J. 1995. *Petroleum Geochemistry and Geology*. Sec. Ed., New York, 743 p.
- Romero-Sarmiento, M. F., M. Ducros, B. Carpentier, F. Lorant, S. Rohais, I. Moretti, A. Huc. 2012. Predicting TOC, organic porosity and gas retention distribution in a shale-gas system using petroleum basin modeling. – *AAPG Annual Convention and Exhibition, Long Beach, California, April 22-25*.
- Nerzil, C. E. 1995. Abnormal pressure as Hydrodynamic phenomena. – *American J. Sci.*, 295, June, 742-786.
- Osborne, M. J., R. E. Swarbrick. 1997. Mechanisms for generation Overpressure in sedimentary basin: A reevaluation. – *AAPG*, 81, 6, 1023-1041.
- Pinna, G., J. M. Carcione, F. Poletto. 2011. Kerogen to oil conversion in source rocks. Pore-pressure build-up and effects on seismic velocities. – *J. A. Geophysics*, 74, 229-235.
- Sayers, C. M., G. M. Johnson, G. Denyer. 2002. Pre-drill pore-pressure prediction using seismic data. – *Geophysics*, 67, 4, 1286-1292.
- Shafer, J. 2008. Effective stress laws for petrophysical rock properties. – *SPWLA 49th Annual Logging Symposium, May 25-28, 2008*.
- Tingay, M., Ch. Morley, A. Laird, O. Limpompipat, K. Krisadasima, S. Pabchanda, H. Macintyre. 2013. Evidence for overpressure generation by kerogen-to-gas maturation in the northern Malay Basin. – *AAPG*, 97, 4, 639-672.
- Tingay, M., R. Hillis, R. Swarbrick, Ch. Morley, A. Razak Damit. 2009. Origin of overpressure and pore-pressure prediction in the Baram province, Brunei. – *AAPG*, 93, 1, 51-74.
- Yan, F., D.-H. Han. 2012. A new model for pore pressure prediction. – *SEG, Las Vegas, 2012 Annual Meeting*, 1-5.
- Zhang, J. 2013. Effective stress, porosity, velocity and abnormal pore pressure prediction accounting for compaction disequilibrium and unloading. – *Marine Petr. Geology* <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.04.007>
- Zilinski, R. E., D. R. Nelson, G. F. Ulmishek, K. Tonev, J. Vladov, D. E. Eby. 2010. Unconventional plays in the Etropole Petroleum System, southern Moesian Plate, Bulgaria. – *AAPG Search and Discovery Article #90109©2010; AAPG European Region Annual Conference, October 17-19, 2010, Kiev, Ukraine*.
<http://www.transatlanticpetroleum.com/portfolio/bulgaria.aspx>

ПЕРСПЕКТИВНИ ГЕОЛОЖКИ ФОРМАЦИИ ЗА СЪХРАНЯВАНЕ НА ВЪГЛЕРОДЕН ДИОКСИД В МАРИШКИЯ БАСЕЙН (ГОРНОТРАКИЙСКА ДЕПРЕСИЯ – ЮЖНА БЪЛГАРИЯ)

Ефросима Занева-Добранова, Васил Балинов, Мариана Дончева

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

РЕЗЮМЕ. Обект на изследване и предварителна оценка са перспективните за съхраняване на CO₂ геоложки формации в Маришкия басейн, разположен в Загорското грабеново понижение на Горнотракийската терциерна депресия. Тези формации са в близост до райони с интензивно замърсяване на атмосферата с парникови газове (включително емисии на CO₂). Извършените анализи и прогнозни оценки се базират на основните критериални показатели, свързани с геоложките условия и предпоставки - литоложки, петрофизични, структурно-тектонски, хидрогеоложки и др. Дефинирани са перспективни резервоарни системи, намиращи се в обхвата на мезозойския и терциерния разрез. Те се характеризират с твърде разнообразен строеж и петрофизични показатели на изграждащите ги колекторни и изолиращи задруги. Благоприятни за съхраняване на CO₂ са среднотриаската варовиково-доломитна колекторна задруга и средноеоцеско-олигоценската вулканогенно-карбонатно-теригенна колекторна задруга. Структурно-тектонските условия са сложни и обуславят присъствието на грабенови структури в терциерния и на навлачни структури в мезозойския разрез. Към тях са привързани различни геоложки структури. Дефинираните и оценени по прогнозни данни две структури отговарят на изискванията и критериалните показатели за безопасно съхраняване на CO₂. По прогнозен капацитет структурите, свързани с Опан-Грудовския грабен, се приема като приоритетни за бъдещи геологопроучвателни и изследователски дейности.

PERSPECTIVE GEOLOGICAL FORMATIONS FOR STORAGE OF CARBON DIOXIDE IN MARITSA BASIN (UPPER THRACIAN DEPRESSION – SOUTHERN BULGARIA)

Efrosima Zaneva-Dobranova, Vasil Balinov, Mariana Doncheva

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

ABSTRACT. This study presents results of a preliminary assessment of perspective for CO₂ storage geological formations in Maritsa basin, located in Zagora graben depression of the Upper Thracian depression. These formations are close to areas of intensive atmospheric pollution by greenhouse gases (including CO₂ emissions). The analyses and prognostic assessments are based on the basic criteria related to geological conditions and prerequisites – lithologic, petrophysical, structural-tectonic, hydrogeological, etc. Perspective systems of reservoirs and seals within the Mesozoic and Tertiary section are defined. These systems include rather diverse in structure and petrophysical indicators reservoir and sealing formations. Favorable for storage of CO₂ are the Triassic limestone-dolomite reservoir formation and the Middle Eocene-Oligocene volcanogenic-carbonate-terrigenous reservoir formation. The structural-tectonic environment is complex and favors the development of graben structures within the Tertiary and of thrusts in the Mesozoic section. They control the formation of different types of natural traps, mostly combined ones. The two defined prognostic natural traps correspond to the requirements and criteria for safe CO₂ storage. According to prognostic storage capacity the natural trap, related to Opán-Grudovo structure, is considered to be the target cite for future exploration and research activities.

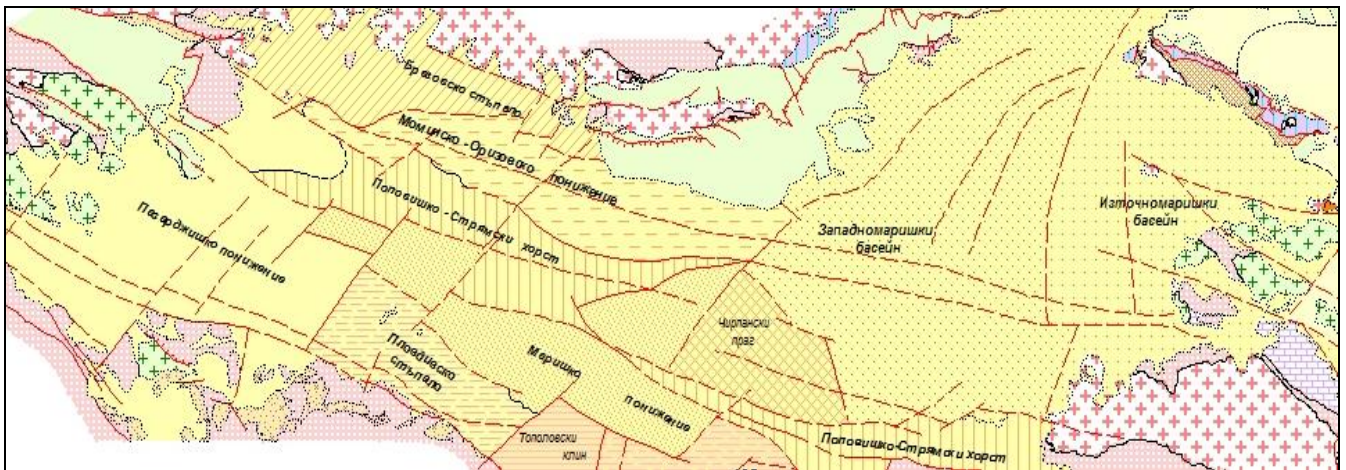
Въведение

На територията на Южна България са разположени значителни по мащаби източници на CO₂. В нейната централна част такива са ТЕЦ от комплекса "Марица Изток", край гр. Стара Загора. В близка перспектива се очаква годишните количества на емитирания от тези източници CO₂ да достигнат 20 Mt. Това определя необходимостта от провеждането на целенасочени изследователски работи, с цел идентифициране, изучаване и предварителна оценка на перспективни геоложки формации (структури) за съхраняване на CO₂. Те трябва да отговарят на необходимите за тази цел изисквания.

Определен интерес в това отношение представлява Горнотракийската терциерна депресия. Тя има твърде

сложен строеж и включва отделни хорстовидни и грабеновидни структури или понижения. Приноси към стратиграфията, литостратиграфията и структурата на терциера в Горнотракийската депресия имат различни автори (Добрев и др., 1972; Драгоманов и др., 1981; Боянов и др., 1989; Goganov, Atanasov, 1989; Драгоманов и др., 1991, непубл. данни; Горанов и др., 1992; Крыстев и др., 1992; Цанков и др., 1995; Dabovski et al., 2002; и др.).

В структурно отношение се открояват четири блокави структури от първи порядък: Пазарджишко понижение, Пловдивско понижение, Чирпански праг и Загорско понижение (фиг. 1) (Boyanov, Goganov, 2001). Перспективите за съхраняване на CO₂ са свързани със Загорското понижение, в което е разположен Маришкият басейн.



Фиг.1. Тектонска схема на Горнотракийската депресия (по Boyanov, Goranov, 2001)

Особености на геоложкия строеж

Допалеогенният фундамент на Загорското понижение има мозаично-блоков строеж (фиг. 2). Върху него са разположени разнотипни терциерни наслаги (фиг. 3). В границите на понижението се отделят два тектонски блока, предопределящи развитието на Западномаришкия и Источномаришкия басейн. Основното различие между двата басейна се изразява в различната пълнота на терциерния разрез. В Источномаришкия басейн липсват някои литостратиграфски единици, а други са със силно намалена дебелина. В Западномаришкия басейн присъства пълният набор от палеогенски и неогенски литостратиграфски единици, чиято обща дебелина превишава 1250 m. В основата си разрезът е представен от горноеоценски (приабонски) мергели и рифови варовици (мергелно-варовикова задруга), с прояви на среднокисел магматизъм. Долният Олигоцен (Рупел) е изграден от пирокластити, с кисел състав, в алтернация с органогенни варовици, пясъчници и алевролити, а средният и горният олигоцен – от монотонно редуване на аргилити, пясъчници, мергели и варовити глинни (Езеровска свита). Над тях, с рязък преход и размив, следват миоценски континентални кластични седименти (пясъчничково-алевролитова задруга), както и алувиални и езерно-блатни въгленосни отложения, с възраст Късен Олигоцен-Среден Миоцен (Маришка свита). Терциерният разрез завършва с миоцен-плиоценски пролувиални, делувиални и алувиални наслаги (Ахматовска свита), които покриват с регионален размив пъстра подложка от допалеогенски скали и различни палеогенски литостратиграфски единици.

По сондажни данни, в горната част на дотерциерния фундамент, над палеозойските гранитоиди, са установени триаски, горнокредни и частично юрски седименти (фиг. 2). Тяхното присъствие в разглеждания район е незакономерно. Те отсъстват в отделни участъци, предимно в неговата югозападна част. Мезозойските наслаги изграждат горнокредната флишка карбонатна задруга и среднотриаската варовиково-доломитна задруга.

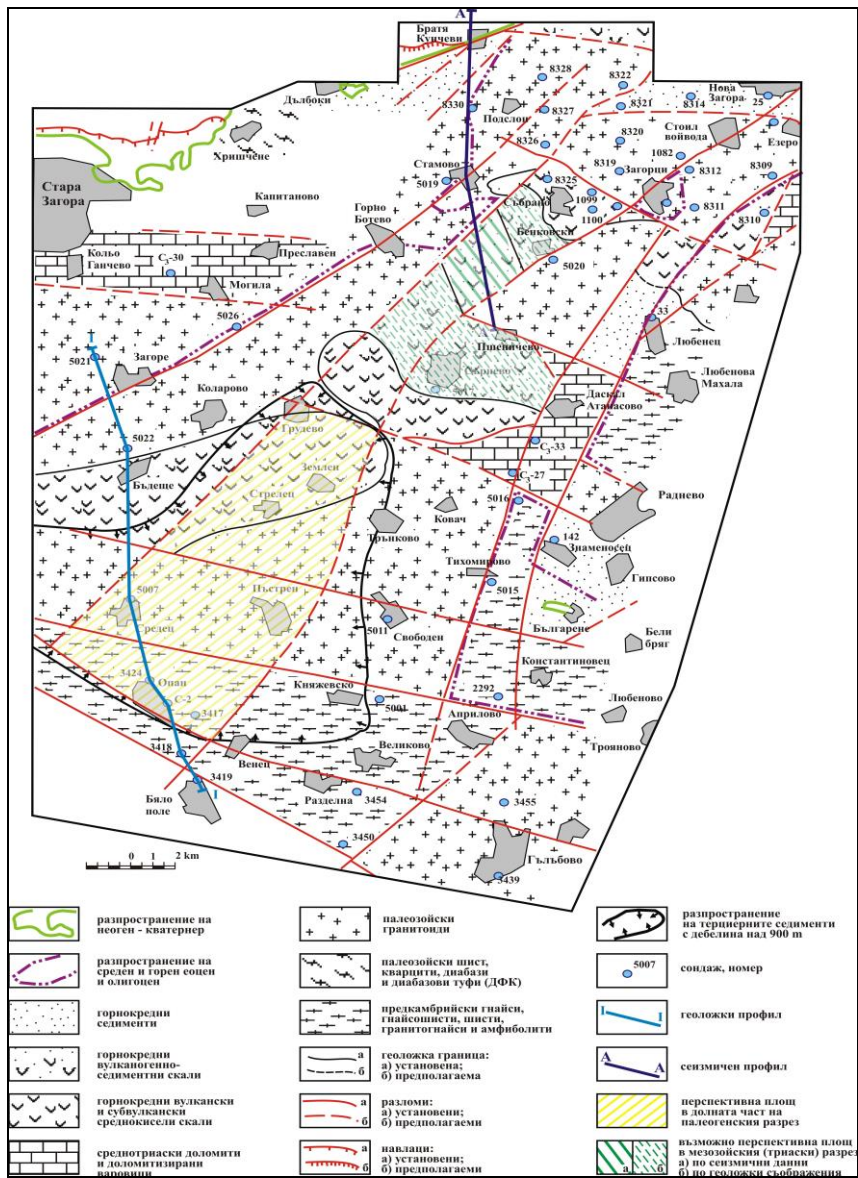
Нови данни за геоложкия строеж на изучавания район са получени от интерпретацията на сегмент от регионалния сеизмичен профил СГ-1 (с. Пшеничево – с. Хан Аспарух – с. Братя Кунчеви). На сеизмичния разрез (фиг. 4) се отделят две навлачни пластини, разположени една върху друга, които са част от дотерциерния фундамент на Горнотракийската депресия. Пълният им разрез включва: палеозойски гранитоиди; долнотриаски конгломерати, пясъчници и аргилити; среднотриаски доломити и доломитизирани варовици; долно-среднотриаски пясъчници и аргилити; горнокредна вулканогенно-седиментна задруга с флишки характер и разливи от андезити и субвулкански тела.

Мезозойските седименти в горната пластина вероятно са в значителна степен денудирани, а в долната са запазени различни части. Дебелината на долната пластина варира от 900 до около 1400 m. Комплексната навлачна пластина е севервергентна и се приема за част от т.нар. Светиилийска единица, която изгражда Светиилийските височини и навлачната пластина между гр. Стара Загора и с. Хрисчени (Цанков и др., 1995а; 1995б).

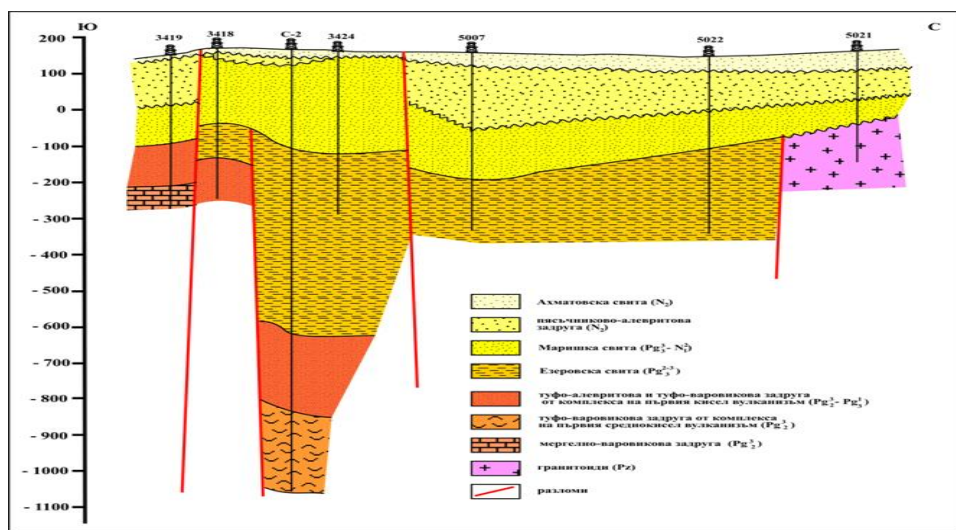
Перспективни резервоарни системи и потенциални геоложки структури

Развитието на природните резервоари в Западномаришкия басейн е свързано със специфичните особености на неговия структурно-тектонски и литостратиграфски (терциерен и мезозойски) строеж.

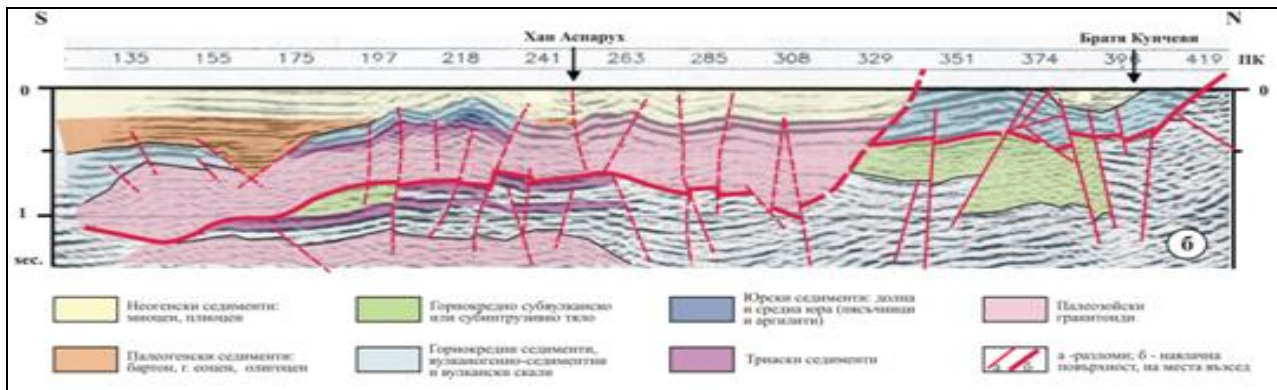
В терциерния разрез, на базата на наличната геолого-геофизична и сондажна информация и проведеното от авторите литолого-физично разчленение, в Западномаришкия басейн е дефиниран природен резервоар, свързан със средноеоценско-олигоценската вулканогенно-карбо-натно-теригенна колекторна задруга. В изграждането му участват средноеоценско-олигоценската вулканогенно-карбонатно-теригенна колекторна задруга и ограничаващата я отгоре олигоценско-миоценска теригенна изолираща задруга и отдолу – докамбийски



Фиг. 2. Геоложка карта по долнището на Терциера в част от Западномаришкия басейн (по Л. Драгоманов и А. Горанов)



Фиг. 3. Геоложки профил I-I' (по Л. Драгоманов) (вж. фиг. 2)



Фиг. 4. Сеизмичен разрез (по Велев, Горанов и Драгоманов) (вж. фиг. 2)

гнайси, палеозойски гранити, горнокредни вулкански и субвулкански тела или горнокредни флишки и вулканогенно-седиментни скали (фиг. 2). В северна и източна посока природният резервоар незакономерно намалява своя обем или напълно отсъства. Затова интерес представлява развитието му в югозападната част от разглеждания район. Тук дебелината на терциерния разрез надвишава 900 m. Предполага се, че колекторната задруга е представена в пълния си обем (фиг. 3). Тя се покрива от олигоцен-миоценови преобладаващо труднопроницаемите скали на Езеровската и Маришката свита. Над тях са разположени неогенските наслаги на пясъчничково-алевролитовата задруга и/или на Ахматовска свита. Подложката е разнообразна. В участъците, където горнокредните седиментни или вулканогенно-седиментни скали отсъстват, за подложка на палеогенската колекторна задруга служат докамбрийски гнайси или палеозойски гранити.

В мезозойския разрез, на базата на сеизмичните данни (фиг. 4), е дефиниран перспективен природен резервоар, свързан със среднотриаската варовиково-доломитна колекторна задруга. Той е разположен в долната пластина на дотерциерния фундамент, където колекторната задруга има по-сложен, нееднороден строеж. Тя е изградена от среднотриаски и горнотриаски варовици и доломити, които са разделени от среднотриаски черни аргилити, прослоени от алевролити и пясъчници. Ролята на покривка изпълняват труднопроницаемите палеозойски гранитоиди, принадлежащи на горната навлачна пластина. За подложка служат вероятно преобладаващо труднопроницаеми долнотриаски глинесто-теригенни наслаги (конгломерати, пясъчници и алевритови глинести шисти), под които е възможно да присъстват палеозойски гранити.

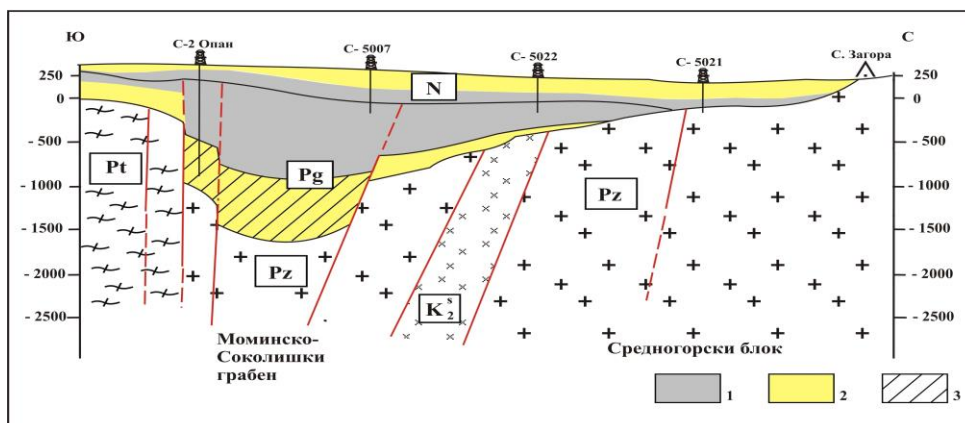
На базата на анализа на геоложките условия и критериите за съхраняване на CO₂, в Западно-маришкия басейн са дефинирани две потенциални геоложки структури, привързани към отделените перспективни резервоари (фиг. 2 и 3): а) геоложка структура, свързана със средноеоценово-олигоценската вулканогенно-карбонатно-теригенна колекторна задруга в Опан-Грудовския грабен; б) геоложка структура, свързана с варовиково-доломитната колекторна задруга в средно-горнотриаския разрез в Сърнево-Бенковския грабен.

Характеристика на геоложката структурата в Опан-Грудовския грабен

Дефиниране. Структурата и свързаната с нея потенциално хранилище на CO₂ е привързана към грабеновидна тектонска единица (фиг. 5). Тя е латерално ограничена от труднопроницаемите палеозойски гранитоиди, протерозойски метаморфити и горнокредни вулкански и субвулкански тела. Изолиращата покривка, представена от труднопроницаемите наслаги на Езеровската (Среден Олигоцен) и Маришката (Горен Олигоцен-Неоген) свита, осигурява надеждна херметичност. Капацитивният и филтрационният потенциал на структурата се формира главно от порното пространство на пясъчниците и пясъците в глинесто-пясъчниковата (Среден Еоцен), туфоваровиковата задруга и туфо-алевролитовата (Горен Еоцен-Долен Олигоцен) задруга.

Геометрия на структурата. Има неправилна форма, с размери 6.6 x 17 km (фиг. 3). Дълбочината от повърхността до проницаемия комплекс е от 800 до 1300 m (средно 1150 m) (фиг. 5).

Колекторна задруга. Представена е от Глинесто-пясъчниковата задруга (Среден Еоцен) и от Туфоваровиковата и Туфо-алевролитовата задруга (Горен Еоцен-Долен Олигоцен). Най-пълно е преминалата от сонд. С-2 Опан. Глинесто-пясъчниковата задруга е изградена от континентални, различно споени гравелити, пясъчници, рядко дребнокъсови конгломерати, алевролити и глинети. Туфо-варовиковата задруга е представена от органични варовици, прослоени със среднокисели туфи и туфови пясъчници. Туфо-алевролитовата задруга е изградена от редуване на туфови и нормални пясъчници, на места рахли, непроменени туфи и рахли пясъци, в алтернация с глинети и алевролити. В границите на структурата посочените скални разновидности имат различна дебелина и пространствено поведение. Средната дебелина на колекторната задруга съставлява около 700 m. Разнообразието на литоложките типове и разновидности проницаеми скали в разреза предполага широк диапазон на изменение на физичните им показатели. В съседни площи порестостта на палеогенските скали варира от 9 до 24% (средно 15%), а проницаемостта се изменя от 1 до 740 md (сонд. С-4 Калековец). Най-добри колекторни качества притежават вероятно пясъчниците, пясъците, непроменените туфи и конгломератите.



Фиг. 5. Геолого-геофизичен разрез (по Кръстев и др., 1992, с допълнения), съвпадащ с геоложки профил I-I и местоположение на природния резервоар: 1 – труднопроницаеми седименти; 2 – проницаеми седименти; 3 – перспективен участък

Изолираща задруга (покривка). Представена е от труднопроницаемите наслаги на Езеровската (Среден Олигоцен) и Маришката (Горен Олигоцен-Неоген) свита. Изградена е от незакономерно редуване на туфи, мергели и глини, с прослойки от пясъчници и алевролити. Дебелината ѝ е от 700 до 1000 m (средно 900 m). Като се има предвид литоложката характеристика на труднопроницаемите наслаги и голямата им дебелина се предполага, че те се характеризират с добри изолиращи качества.

Хидрогеоложки условия. Изпитания на сондажи в разглежданата структура отсъстват. В съседни райони еоценски и олигоценски водоносни тела показват дебита от 4 до над 250 m³/d, проводимост – 10-25 m²/d, минерализация – от 2 до 11 g/l, pH – около 7. Водите са от хлор-сулфатно-натриев тип. Посочените данни, свидетелстват за закритост на водоносните системи, в границите на разглеждания район.

Прогнозни показатели. Прогнозният капацитет на разглежданата структура е оценен на базата на следните показатели: дълбочина – 2000 m; площ – 113 x 10⁶ m²; обща дебелина (средна) – 700 m; ефективна дебелина (средна) – 175 m; порестост – 1 5%; степен на запълване на порите – 30/40%; пластова налягане - 19,5 МПа; пластова температура - 60 °С. Той е оценен на 866 Mt (при степен на запълване на порите с CO₂ 40%) и 650 Mt (при степен на запълване на порите с CO₂ 30%).

Характеристика на геоложката в структурата на Сърнево-Бенковския грабен

Дефиниране. Структурата и свързаното с нея потенциално хранилище на CO₂ е околтурена на базата на данните от сеизмичните изследвания (фиг. 4). Приема се, че върху палеозойските гранитоиди присъстват мезозойски скали (вероятно триаски), с обща дебелина 620-880 m (долна пластина), които се покриват от навлечената втора (горна) пластина от гранитоиди, с дебелина 560-1000 m и мезозойски скали (триаски, юрски, горнокредни), с дебелина до 420 m. Поради отсъствие на данни за нейното пространствено поведение, са разгледани два варианта. При първия вариант структурата е ограничена от СЗ и ЮИ от разломи, а от СИ и ЮЗ границите са прокарани на разстояние 1600 m от сеизмичния профил. При втория вариант, по общи геоложки съображения, може да се

допусне, че структурата има по-широко разпространение. Тя, както и навлечената пластина, вероятно са ограничени на СИ и Ю-ЮЗ от горнокредни вулкански и субвулкански тела (фиг. 2). Изолиращата покривка, представена от труднопроницаемите скали на палеозойските гранитоиди, осигурява надеждна херметичност на структурата по цялата площ на нейното разпространение. Капацитивният и филтрационният потенциал се формира от каверново-пукнатинната вместимост на варовиците и доломитите на средния и горния триас.

Геометрия на структурата. Първи вариант: структурата е тектонски ограничена на СЗ и ЮИ и е с размери 3x3 km. Дълбочината от повърхността до горницето на проницаемия комплекс е около 800 m. Дебелината му е от 100 до 150 m, средно 125 m. Втори вариант: структурата е ограничена от вулкански и субвулкански тела и е с размери 5x10 km и средна дебелина 125 m.

Колекторна задруга. Тя включва седиментите на Босненската и Троянската свита (съответно Среден и Горен Триас). Разрезът е представен от редуване на доломити и доломитизирани варовици. Между тях се намират среднотриаски черни аргилити, прослоени от алевролити и пясъчници, богати на органично вещество (Лепенски член на Васильовската свита – Среден Триас). По геоложки съображения и аналогия с подобен тип карбонатни колектори, за каверново-пукнатинната вместимост е приета стойност 1%, а за проницаемостта – 10 md.

Изолираща задруга (покривка). Тя е изградена от палеозойски гранити. Дебелината ѝ е от порядъка на 400-450 m. Като се има предвид тяхната литоложка характеристика и значителната им дебелина може да се приеме, че те се характеризират с добри изолиращи качества.

Хидрогеоложки условия. Информация за водите от изследвания район отсъства. Данните от изследванията на триаски водоносни тела, разкрити със сондажи в съседни райони показват, че водите са от сулфатно-бикарбонатно-натриев тип, с минерализация около 2 g/l. Измерените дебита са от 8 до над 800 m³/d, а проводимостта на пласта – 10-30 m²/d. Среднотриаският проницаем комплекс, в

разглеждания район, се намира вероятно в условия на пасивен или блокиран водообмен. Няма данни за инфилтрация на води по разломи.

Прогнозни показатели. Прогнозният капацитет е оценен на базата на следните показатели: дълбочина – 1025 m; площ – $9,75 \times 10^6$ m² (I вариант) и $48,5 \times 10^6$ m² (II вариант); обща дебелина (средна) – 125 m; ефективна дебелина (средна) – 125 m; пукнатинно-кавернова вместимост – 1%; степен на запълване на порите – 80/60/40%; пластово налягане – 10,25 МПа; пластова температура – 40°C.

При приетите прогнозни показатели капацитетът на потенциалното хранилище на CO₂, при първия вариант, е оценен на 6.1 Mt (при степен на запълване на пукнатините и каверните 80%), 4.5 Mt (при степен на запълване на пукнатините и каверните 60%) и 3.0 Mt (при степен на запълване на пукнатините и каверните 40%). При втория вариант капацитетът на потенциалното хранилище на CO₂ е съответно 30.1 Mt (при степен на запълване на пукнатините и каверните 80%), 22.5 Mt (при степен на запълване на пукнатините и каверните 60%) и 15.0 Mt (при степен на запълване на пукнатините и каверните 40%).

Сравнителни оценки

Сравнителният анализ на прогнозните показатели на перспективните геоложки структури и свързаните с тях потенциални хранилища на CO₂ в Западноаришкия басейн, позволява да бъдат направени следните по-важни изводи:

- дефинираните и оценени по прогнозни данни две геоложки структури отговарят на изискванията и критериалните показатели за безопасно съхраняване на CO₂;
- от гледна точка на прогнозния капацитет и други благоприятни показатели (литология, тип и физични показатели на колекторите, хидрогеоложка закритост, отдалеченост от източниците на емисии – 20-30 km и др.), по-голям интерес представлява геоложката структура, свързана с Опан-Грудовската грабен. Поради това тя се приема като приоритетна за бъдещи геологопроучвателни и изследователски дейности;
- съпоставката на прогнозните годишни количества на емисиите на CO₂ от ТЕЦ в комплекса “Марица изток”, с прогнозния капацитет на геоложката структура, свързана с Опан-Грудовската грабен (650-870 Mt) показва, че при

потвърждаване на пригодността на тази структура за съхраняване на CO₂, тя може да бъде използвана за нагнетяване на CO₂ за период от 30 до 40 години.

Литература

- Боянов, И., Ж.. Шияфова, А. Горанов, Е. Коюмджиева. 1989. Средно- и горноолигоценски седименти и вулканити в западната част на Загорското понижение. – *Спис. БГД*, 50, 2, 57-65.
- Горанов, А., И. Боянов, Г. Атанасов. 1992. Литостратиграфска подялба на палеогена и неогена от Източните Родопи и корелацията ѝ с палеогена и неогена от Горна Тракия. – *Год. СУ, ГГФ*, 82, 1, 169-182.
- Добрев, Т., В. Иванова, С. Пищалов. 1972. Основни черти на геоложкия строеж на Горнотракийската депресия по геофизични данни. – *Проучв. геофизика, Юбил. сб. Ком. геол.*, 19, 1, 119-134.
- Драгоманов, Л., В. Казаринов, Е. Коюмджиева, И. Николов, Е. Енчев, Х. Христов. 1981. Палеогеография на неогена в Пазарджишко и Пловдивско. – *Палеонт., стратигр. и литол.*, 14, 65-75.
- Кръстев, Н., Т. Добрев, Л. Драгоманов. 1992. Основные морфоструктурные особенности допалеогенового фундамента Вернефракийской депресии и его осадочного чехла. – *Geologica Balc.*, 22, 4, 57-89.
- Цанков, Ц., Л. Филипов, Н. Кацков. 1995а. *Обяснителна записка към Геоложка карта на България в М 1:100000, к. л. Стара Загора*. С., “Геология и геофизика” АД, 58 с.
- Цанков, Ц., Р. Наков, Н. Недялков, Д. Ангелов. 1995б. *Обяснителна записка към Геоложка карта на България в М1:100000, к. л. Нова Загора*. С., “Геология и геофизика” АД, 86 с.
- Boyantov, I., A. Goranov. 2001. Late Alpine (Palaeogene) superimposed depressions in part of South-East Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 31, 3-4, 3-36.
- Goranov, A., G. Atanasov. 1989. Lithostratigraphic subdivision of the East Rodope and Upper Thracien Paleogene. – *Geol. Rhodopes. 1st Bulgarian-Greek Symposium*, 1, 14-21.
- Dabovski, C., I. Boyantov, Kh. Khrishev, T. Nikolov, I. Sapounov, Y. Yanev, I. Zagorchev. 2002. Structure and Alpine evolution of Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 32, 2-4, 9-15.

ГЕНЕРАЦИОНЕН ПОТЕНЦИАЛ НА СКАЛИТЕ ОТ БЪЛГАРСКАТА ЧАСТ НА ТРАКИЙСКИЯ БАСЕЙН

Гергана Палакарчева¹, Мая Стефанова²

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; jery_pi@abv.bg

²Институт по органична химия, Българска академия на науките, 1113 София; maia@orgchm.bas.bg

РЕЗЮМЕ. За изготвянето на добра качествена и количествена оценка на нефтогазоносната перспективност на даден район е важно отделянето в седиментния разрез на нефтогазогенериращи комплекси и определяне на техния генерационен потенциал. През последните години на миналия век започва и продължава и до днес широкото приложение на комплекс от аналитични геохимични методи за оценка на генерационния потенциал на седиментния разрез. За дефиниране на определени скали като нефтогазомайчини (нефтогазообразуващи) е необходимо не само да се докаже съдържание на достатъчно количество органично вещество (ТОС), но също така да бъде определен неговия генетичен потенциал, както и да се оцени неговата степен на зрялост. Такава експресна оценка се постига чрез използването на Rock Eval пиролиза техника, която предоставя данни относно потенциала, зрелостта и типа на органичното вещество в седиментните басейни. Чрез използването ѝ е направена характеристика на генерационния потенциал на няколко скали източници на нефт и газ с доказани генерационни възможности от турската част на Тракийския басейн. В основната генерационна формация в турската част на басейна съдържанието на органично вещество (ОВ) е от порядъка на 1,5 -2,6%, а в някои части достига до 7,2%. В настоящото изследване се прави съпоставка на скалите с доказани генерационни свойства в турската част на Тракийския басейн с потенциално нефтогазообразуващи наслаги от българската му част, които са в същия възрастов диапазон и със същата литологостратиграфска характеристика.

SOURCE ROCKS HYDROCARBON POTENCIAL OF THE BULGARIAN PART OF THRACE BASIN

Gergana Palakarcheva¹, Maia Stefanova²

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; jery_pi@abv.bg

²Institute of Organic Chemistry, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; maia@orgchm.bas.bg

ABSTRACT. To prepare well qualified and quantified appraisal of the oil and gas potential of some basin is very important to define in the sedimentary section oil and gas source rocks and to evaluate their hydrocarbon potential. In the last decade began the intensive application of a broad complex of analytical geochemical methods for potential evaluation of the sediment for oil/gas production and are still current nowadays. To define particular rocks as "source rocks" it is necessary not only to prove sufficient content of organic matter (TOC) but to determine their potential for hydrocarbon generation as well as to define their maturity degree. Such evaluation could be easily done by RockEval pyrolysis technique, which provides data for the generation potential, maturity level and the type of the source rocks in the different sedimentary basins. By using RockEval technique characterization for the hydrocarbon generation potential of some source rocks in the Turkish part of Thrace basin with proven potential for oil and gas generation has been already done. Organic matter content (TOC) in the main generating formation in the Turkish part of the Thrace basin is in the range of 1.5 – 2.6%, and in some zones could even attain 7.2%. In this study, the source rocks with proven properties for oil and gas generation from the Turkish part will be correlated with sediments, considered as promising source rocks in the Bulgarian part of the Thrace basin which are characterized by similar geological age and lithology.

Въведение

Тракийския басейн обхваща европейската част на Турция, най-североизточната част на Гърция и югоизточната част от България. Това е най-големия газоносен басейн в Турция (Nuvaz et al., 2007), в който са открити 3 нефтени и 17 газови находища (фиг. 1). Тези въглеводородни акумулации са свързани със структурни и стратиграфски типове капани поместени сред теригенни, турбидитни и карбонатни резервоари с олигоценска и еоценска възраст. От годините на откриване на първите находища до днес са направени множество изследвания върху скалите от седиментния комплекс в турската част на басейна. Едва в последните години, с развитието на

методите, прилагани за оценка на генерационния потенциал, скалите биват подложени на по-детайлни анализи. Получените резултати от турската част на басейна са основание за поставяне на началото през 80-те години на миналия век на търсещо-проучвателни дейности за нефт и газ и в българската част. Направените изследвания на седиментния комплекс са в изключително малък обем и поради това данните за потенциалните нефтогазогенериращи наслаги са недостатъчни. Целта на настоящата разработка е предварителен анализ на потенциалните нефтогазогенериращи формации от българската част на басейна, базирайки се на минали и на

съвременни изследвания, а така също и определяне на техния генерационен потенциал.

Тектонска и литостратиграфска принадлежност на българската част на Тракийския басейн

Тектонска характеристика на българската част на Тракийския басейн

В тектонско отношение разглежданият участък е разположен в Маджаровското предпланинско понижение (фиг. 2). То се приема като младопалеогенска депресионна структура, наложена върху интензивно разломената източна част на Родопския масив (Йовчев, 1971). На югоизток обаче, понижението преминава към големия нефтогазоносен Тракийски басейн в Турция и би могло да се разглежда като Северозападен борт на този басейн (Янков, 1975), врязан дълбоко в Родопския масив. На север басейна граничи с южните склонове на Сакаро-Странджанския масив, изградени от метаморфизирани седиментни наслаги. На запад-северозапад басейна се ограничава от Харманлийската моноклинала, изградена от палеозойски гранити. На юго-запад от басейна се простира високоамплитудната Ибреджеска хорст-антиклинала, изградена от скали с горноеоценска възраст и усложнена от интрузии. Тези тектонски единици са усложнени от продълговати "канални", които вероятно са играели ролята на пътища съединяващи двете големи депресии: Източно-Тракийска – в Турция и Западно-Тракийска – на територията на България. Дебелината на палеоген-неогена на първата надхвърля 10 km. В българската част дебелината на терциерните отложения е около 1,5-2,5 km.

Литологостратиграфска характеристика на българската част на Тракийския басейн

Като предпоставка на базата на която се предполага, че разглеждания участък е северозападен борт на големия Тракийски нефтогазоносен басейн, може да се приеме близката литологостратиграфска характеристика на скалите. При съпоставяне на седиментния пълнеж в турската част на басейна и този в българската се забелязва значителна прилика в характера на изграждащите ги скали (фиг. 3).

В най-западната част на разглеждания участък над метаморфните скали, приети като фундамент (Elmas, 2012), се разкриват седиментни скали с палеоцен-долноеоценска възраст. Те са представени са от конгломерати, пясъчници и алевролити. Тези скали могат да се приемат като аналог на формацията Hamitabat от турската част, изградена от сиви пясъчници, конгломерати, аргилити и сиви глини. В българската част на басейна най-горната част на Горен Еоцен е изграден от скалите на Теригенно-варовико-мергелната задруга, която е представена от неправилно редуващи се пясъчници, алевролити, глинести пясъчници и мергели. Тази формация е възможно да е корелат на формацията Seylan от турската част на басейна, която е изградена от алевролити, дребнозърнести пясъчници, глини, аргилити. Глинестите скали от тази формация са с доказани

генерационни свойства и тя е една от основните генериращи формации в басейна (Huvaz et al., 2007). В най-горната част на Еоцена в турската част на басейна се отделя хоризонт, състоящ се от плиткоморски органогенни варовици на формация Sogukak, която би могла да се корелира с органогенните варовици на разкриващата се западно от с. Щит Реперна рифогенно-варовикова задруга.

Скалите с олигоценска възраст в българската част на басейна са представени от Глинесто-мергелната задруга, която ясно се разделя на две части: долна – Теригенно-карбонатна серия и горна – Теригенна серия. Долната е представена от незакономерно редуващи се варовити глини, алевролити, мергели, с отделни прослойки от разнзърнести пясъчници, а горната се състои главно от глини с прослойки от пясъчници и алевролити. Долната серия може да е аналог на формацията Mezardere от турската част на басейна. Смята се че това е основната генерационна формация (Huvaz, 2007), а изграждащите я скали са с високо съдържание на органично вещество, изменящо се от 0.5 до 1.6%. Горната серия на Глинесто-мергелната задруга би могла да се корелира с турската формация Османджък, която е представена от фино до среднозърнести пясъчници с прослойки от зеленосиви глини и алевролити.

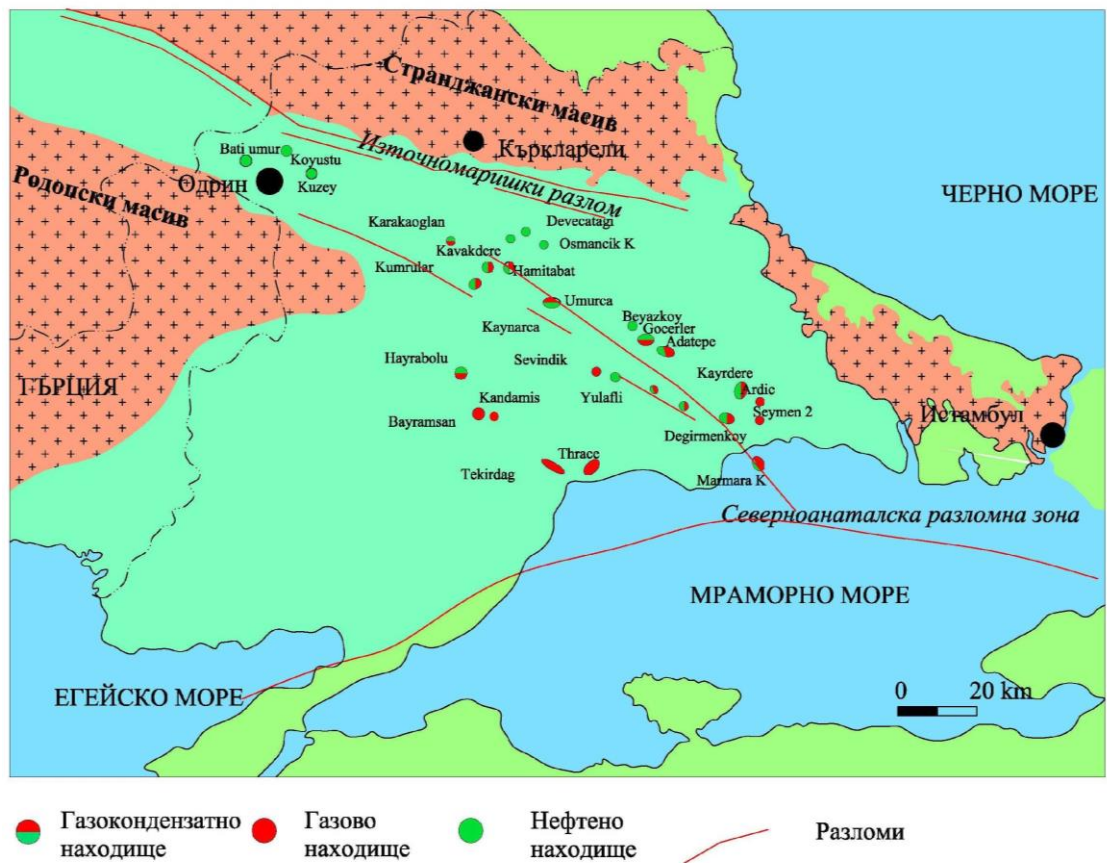
Геохимични изследвания за определяне нефтогазовия потенциал на седиментния комплекс от българската част на Тракийския басейн

Геохимични методи, приложени за целта на изследването

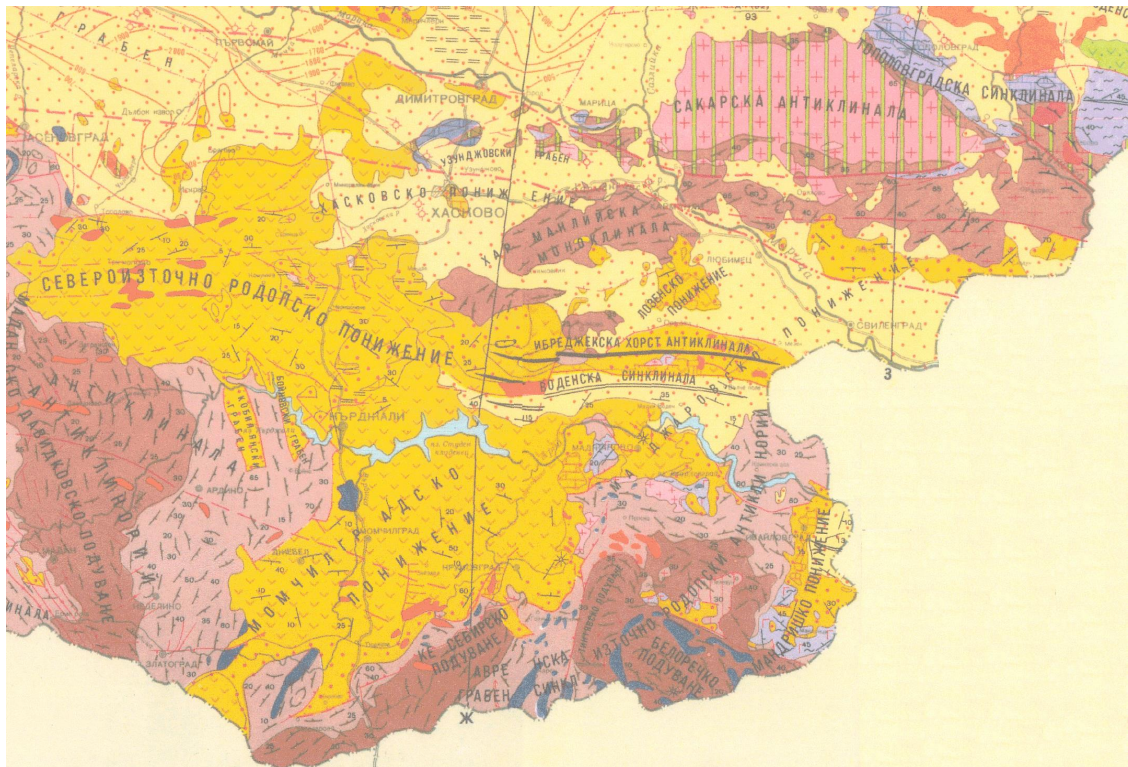
За да се определи типа, генетичния потенциал и степента на преобразуваност на органичното вещество (ОВ) на скалите от разглеждания участък са използвани получените данни от RockEval анализ на изследвани 27 образеца. Изборът на метода се основава на неговата експресност, точност и всеобхватност.

Прилагането на тази техника за целта на изследването дава възможност да бъдат определени следните параметри (табл. 1):

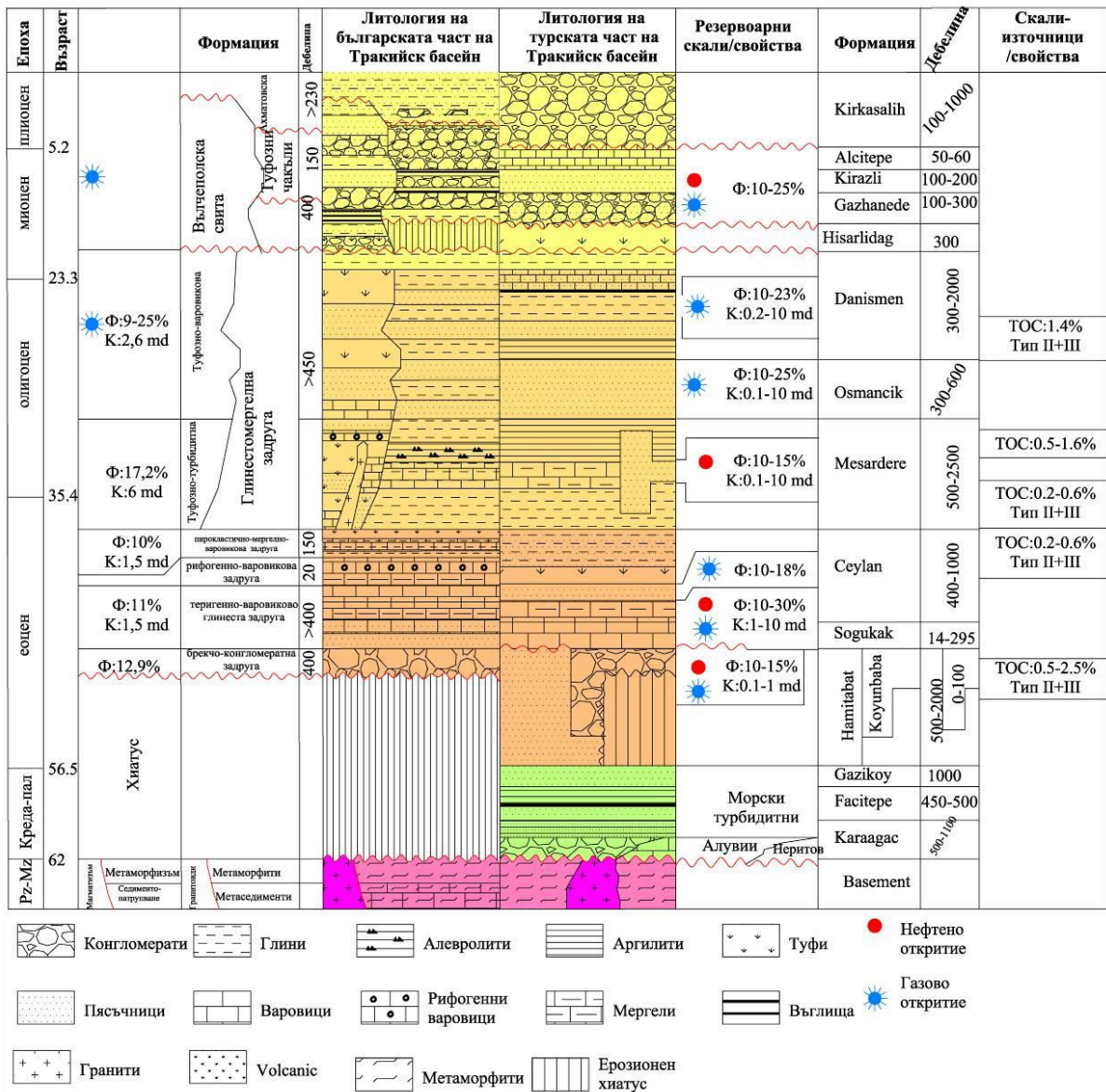
- S_1 , - отчита количеството на свободните въглеродороди (ВВ) съдържащи се в скалата. По този начин се определя каква част от генерационния потенциал на нефтогазогенериращата скала е реализиран;
- S_2 , - определя какво количество ВВ би могла да генерира скалата при попадането ѝ в подходящи термобарични условия. Получените резултати показват нереализирания генерационен потенциал;
- S_3 - предоставя информация за количеството на отделения CO_2 по време на началната фаза на анализа;
- T_{max} , - максималната температура, съответстваща на максимума S_2 . С получените данни от този параметър е определена степента на зрялост на ОВ в изследваните образци.



Фиг. 1. Схема с разположение на находищата от турската част на Тракийския басейн (по Huvaz et al., 2007; с допълнения)



Фиг. 2. Тектонска схема на разглежданата територия (по Йовчев и др., 1971)



Фиг. 3. Литолого-стратиграфска характеристика на скалите от българската и турската част на Тракийския басейн (по Huvaz et al., 2007; с допълнения)

Таблица 1. Геохимични параметри за генерационния потенциал и степента на зрялост на ОБ

ГЕНЕРАЦИОНЕН ПОТЕНЦИАЛ НА СКАЛАТА	ТОС %g	S1, mg HC/g rock	S2, mg HC/g rock
оскъден/оскъдно	0 - 0.5	0 - 0.5	0 - 2.5
задоволителен/задоволително	0.5 - 1	0.5 - 1	2.5 - 5
добър/средно	1 - 2	1 - 2	5 - 10
много добър/богато	2 - 4	2 - 4	10 - 20
отличен/изобилно	>4	> 4	> 20
ГЕНЕТИЧЕН ПОТЕНЦИАЛ НА ОБ	HI, mg HC/g	S2/S3	Тип ОБ
-	<50	< 1	IV
газов	50 - 200	1 - 5	III
газов и нефтен	200 - 300	5 - 10	II/III
нефтен	300 - 600	10 - 15	II
нефтен	> 600	> 15	I
СТЕПЕН НА ЗРЯЛОСТ	Tmax, C	Res temperature, ° C	PI [S1/(S1+S2)]
Незряло ОБ	< 435		< 0.10
Ранна зрялост	435 - 445	80 - 115	0.10 - 0.15
Средна зрялост	445 - 450	115 - 145	0.25 - 0.40
Късна зрялост	450 - 470	145 - 165	> 0.40
След зрялост	> 470	> 165	-

Резултати от изследванията и изводи за генерационния потенциал

При направените анализи в турската част на басейна (Huvaz et al., 2007) са идентифицирани три основни скални формации с доказани генерационни възможности. Както се вижда от фиг. 3 това са най-горната глинеста част на формация Hamitabat, тъмно сивите глини и аргилити на формация Seylan и най-вече глините на формация Mezardere. Смята се, че формация Danisman също би имала добър генерационен потенциал в случай че попадне при подходящите термобарични условия, тъй като средните стойности на ТОС са от порядъка на 1-1,4%.

Резултатите от изследваните 27 бр. образеца от българската част на Тракийския басейн (табл. 2) ни дават основание да направим анализ на генерационния потенциал на скалите, които биха играли ролята на генериращи комплекси в седиментния разрез.

Необходимо условие за потенциала на нефтогазогенериращата скала е достатъчно високото количество на ОВ. Някои от изследваните образци (1-7 и 27 от табл.2) показват съдържание на $C_{орг}$ над 0,5%, а в един от тях (образец 6) количеството на $C_{орг}$ достига дори до 2,31%, което според възприетите класификации (табл. 1) е богато съдържание на ТОС (Peters, Cassa, 1994). След проведените изследвания се вижда, че стойностите на ТОС са най-високи в стратиграфския интервал на Глинесто-мергелната задруга (образци 4-7), която по литологостратиграфска характеристика се предполага, че съответства на доказаната генерационна формация Мезардере от турската част на басейна.

Втората основна стъпка за дефиниране на скалата като генерираща е определянето на генетичния потенциал на съдържащото се в нея ОВ. Необходимо условие за потенциално генерационните скали е при попадането им в подходящи термобарични условия химичния състав на ОВ в тях да е такъв, че да осигурява генерирането на значително количество нефт и/или газ. Най-важният фактор контролиращ генерирането на нефт и газ е съдържанието на водород в ОВ. Количеството на генерираните ВВ се повишава с повишение на съотношението $H_{ат}/C_{ат}$. За да се определи количеството на ВВ, които скалата би могла да генерира при попадането ѝ в подходящи условия е необходимо да се изчисли съдържанието на водород в ОВ. Когато съотношението $H_{ат}/C_{ат}$ нараства, то тогава нараства и количеството на генерираните ВВ. Това отношение се представя посредством водороден индекс (Hydrogen index – HI) – това са получените стойности на параметъра S_2 . При сравняване на еталонните стойности на S_2 от табл. 1 с тези получени при пиролизата на изследваните образци (табл. 2) се вижда, че стойностите са достатъчно високи и определят скалата като такава с добър генерационен потенциал – стойности над 2,5 mg ВВ/g скала. Интервалите, които са с високо съдържание на $C_{орг}$ се характеризират също и със задоволителен до добър генерационен потенциал (табл. 2).

Една нефтогазогенерираща скала може да бъде ефективна само ако може да генерира биогенен газ при ниска температура или е стигнала подходящото ниво на термична зрялост за да генерира нефт или

термокаталитичен газ. Степента на зрялост се определя от данните на параметъра T_{max} . При сравняването на получените резултати с еталонните стойности на параметъра, определящи степента на зрялост, се вижда че няколко от образците (2 и 5), за които сме получили добри стойности по другите показатели също и по стойностите на T_{max} характеризират ОВ на скалата като навлязло в стадия на ранна зрялост.

За определяне на фазиално-генетичния тип на ОВ най-широко приложение намира класификацията използваща диаграмата на Ван Кревелин, според която се отделят три основни типа ОВ. Това разделяне е на база атомните съотношения между трите основни елемента на ОВ, а именно въглерод (С), водород (Н) и кислород (О), изразено чрез отношението на $H_{ат}/C_{ат}$ и на $O_{ат}/C_{ат}$. ОВ Тип I е богато на водород и бедно на кислород и съответно атомните отношения $H_{ат}/C_{ат}$ са високи, а съответно $O_{ат}/C_{ат}$ – ниски. Вторият тип ОВ се характеризира с относително високи стойности на отношението $H_{ат}/C_{ат}$ и ниски на отношението $O_{ат}/C_{ат}$. Третия тип ОВ е бедно на водород и богато на кислород и съответно отношението $O_{ат}/C_{ат}$ ще бъде с по-високи стойности.

Тези отношения могат да бъдат изразени съответно чрез водородния и кислородния индекс – HI и OI при използването на RockEval метода. Представянето на HI към OI в диаграма ни дава възможност да класифицираме ОВ в трите различни типа по аналогия с диаграмата на Ван Кревелин. При нанасяне на получените стойности на HI и OI за изследваните проби (фиг. 4) се вижда, че всички изучавани скални интервали съдържат III тип ОВ, което е наречено хумусно органично вещество. От този тип ОВ, при нагряване се отделя малко количество течни въглеводороди, за сметка на голямото количество газообразни въглеводороди. Затова се нарича газомайчино или gas-prone органично вещество.

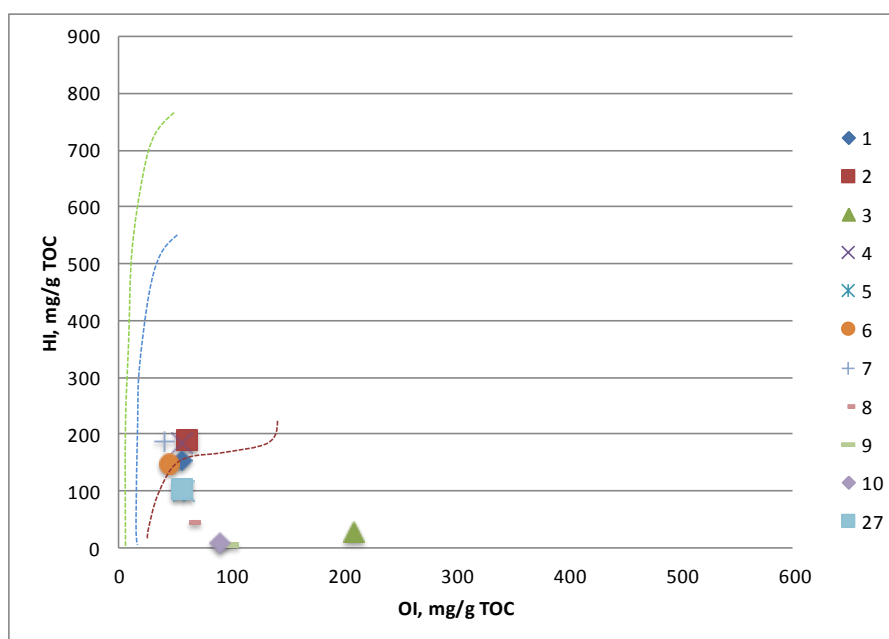
Заклучение

От получените резултати от изследването на скалните образци от района на българската част на Тракийския басейн могат да се направят предварителни заключения за генерационния потенциал на седиментния комплекс в този район:

- голяма част от изследваните проби показват средно до богато съдържание на ОВ. По съдържание на ОВ скалите могат да бъдат окачествени като скали с добър нефтогазогенерационен потенциал;
- вторият показател (S_2), който отчита нереализирания генерационен потенциал на скалата също е с достатъчно високи стойности – това показва, че съдържащото се в скалата ОВ има определен генетичен потенциал и осигурява генериране на ВВ;
- изследваните образци показват, че генетичния тип на съдържащото се в скалата ОВ е тип III т.е. газогенериращ;
- по показателя T_{max} , получените резултати дават основание да се предполага, че потенциалните нефтогазогенериращи формации от българската част на Тракийския басейн биха могли да генерират биогенен газ. В случай, че в дълбоководната част на басейна скалните комплекси аналогични на изследваните формации са попаднали в подходящите термобарични условия, то те биха могли да генерират термокаталитичен газ (Peter et al., 1994).

Таблица 2. Резултати от изследване на образци от българската част на Тракийския басейн

Показател Образец	S1	S2	S3	Tmax	TOC(%)	MINC(%)	HI	OI
1	0,02	2	0,735	430	1,315	1,43	152,5	56
2	0,01	2,455	0,79	437	1,295	1,975	189,5	61
3	0	0,135	0,99	437,5	0,475	2,635	28,5	208,5
4	0,025	3,345	1,025	430,5	1,825	2,05	183,5	56
5	0,005	1,29	0,745	431,5	1,275	1,385	101	58
6	0,015	3,39	1,035	428,5	2,31	0,65	147	4,5
7	0,01	3,51	0,77	426,5	1,88	1,085	186,5	41
8	0,01	0,16	0,23	427,5	0,37	0,64	44,5	63,5
9	0	0,01	0,23	428,5	235	5,525	4	98
10	0,01	0,02	0,245	429,5	0,27	2,39	7	91
11	0,005	0	0,115	262,5	0,1	2,78	0	115
12	0	0	0,43	262	0,03	0,1	0	1433,5
13	0,01	0	0,28	262	0,15	13,43	0	187
14	0,005	0	0,65	262	0,11	0,485	0	595
15	0	0	0,485	263	0,12	0,38	0	405
16	0,01	0	0,12	262	0,04	5,02	0	300
17	0,005	0	0,215	262,5	0,055	4,055	0	393,5
18	0,01	0	0,275	262	0,06	9,135	0	458,5
19	0	0	0,12	263	0,04	5,49	0	300
20	0,005	0	0,26	263	0,065	1,36	0	398
21	0,01	0	0,33	262,5	0,065	3,565	0	508,5
22	0,01	0	0,165	262	0,035	3,185	0	454
23	0,005	0	0,2	263	0,04	0,125	0	500
24	0,01	0	0,36	262	0,06	6,295	0	600
25	0,005	0	0,955	263	0,055	0,105	0	1755
26	0	0	0,575	262,5	0,07	1,86	0	821,5
27	0,04	0,04	0,59	418	1,035	1,08	103	57



Фиг. 4. Определяне на генетичния тип ОБ изразен чрез отношението HI/OI

Литература

- Дешев, Е. 1991. *Геология, търсене и проучване на нефтени и газови залежи*. С., Техника, 308 с.
- Йовчев, Й., А. Атанасов, И. Бояджиев. 1971. *Тектонски строеж на България*. С., Техника.
- Хант, Дж. 1982. *Геохимия и геология на нефти и газове*. М., Мир, 706 с.
- Янков, Т. 1976. *Доклад за геоложките резултати от проведеня параметричен сондаж Р1 в Свиленградска площ*. Геофонд.
- Elmas, A. 2012. The Thrace basin: stratigraphic and tectonic-paleogeographic evolution of the Paleogene formation of northwest Turkey. – *Intern. Geol. Review*, 54, 1419-1442.
- Espitalié, J., G. Deroo. 1985. *La pyrolyse Rock Eval et ses applications*. – *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 40, 563-579; 755-784
- Peter, K. E., M. R. Cassa. 1994. *Applied source rock geochemistry*. – *AAPG Memoir*, 60, 93-120.
- Hoşgörmez, H., M. N. Yalçın. 2005. *Gas-source rock correlation in Thrace basin, Turkey*. – *Marine and Petroleum Geology*, 22, 8, 901-916
- Hunt, J. H. 1996. *Petroleum Geochemistry and Geology*. W.H. Freeman, New York, 329 p.
- Huvas, O., N. Karahanoglu, V. Ediger 2007. The thermal gradient history of the Thrace basin, NW Turkey: Correlation with basin evolution processes. – *J. Petrol. Geol.*, 30, 1, 3-24.

ГАЗОХИДРАТНИ ОБРАЗОВАНИЯ И ВЪЗМОЖНИ ЗАЛЕЖИ В БЪЛГАРСКАТА АКВАТОРИЯ НА ЧЕРНО МОРЕ

Моника Владимирова

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

РЕЗЮМЕ. Газохидратите днес са един от основните неконвенционални енергийни източници. В българската акватория се намират едни от най-богатите залежи, от които може да се добива природен газ на дълбочини от 800 до 2200 m. В Черно море са установени 17 области на газохидратни прояви. Те са свързани основно с диапирни гънки, кални вулкани, поройни конуси и тектонски нарушения. Образувани са в горноплейстоценски утайки, формирани по време на вюрмското заледеяване. Оценените запаси в акваторията на България са от 4,6 до 12 млрд. t гориво. Един от основните залежи е свързан с находище Галата, където освен естествени газохидрати се образуват и техногенни. Находищата на газохидрати са изключително перспективни, защото се намират на достъпна дълбочина. Разработени са три технологии за добива им, но все още не е доказана рентабилността им. Оценените запаси за света са 10^{16} - 10^{18} m³ метан.

GAS HYDRATES FORMATIONS AND POSSIBLE DEPOSITS IN BULGARIAN TERRITORIAL OFFSHORE OF THE BLACK SEA

Monika Vladimirova

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

ABSTRACT. Today gas hydrates are one of the major non-conventional energy sources. In the Bulgarian territorial sea there are some of the richest deposits of which can be extracted methane at depths of 800 to 2200 m. In the Black Sea are discovered 17 areas of gas hydrate formations. They are associated mainly with diapirs, mud volcanoes, deep sea fans, and tectonic faults. Gas hydrates are formed in the sediments of the Upper Pleistocene during the Wurm glacial period. The estimated amount of methane in the Bulgarian offshore is 4.6-12 billion fuel. One of the major deposits is situated around the Galata gas field, where natural and technogenic gas hydrates are formed. Gas hydrates deposits are exceptionally perspective because they are found in accessible depth. Developed are three technologies for their extraction, but the profitability is still not proved. The worldwide amount of gas hydrates is estimated to contain 10^{16} - 10^{18} m³ methane.

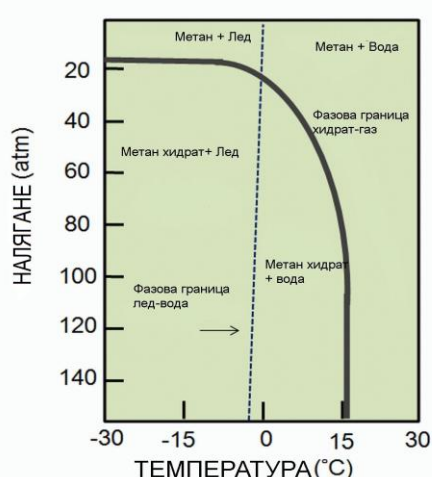
Въведение

Газохидратите са кристални твърди вещества - клатрати, които се състоят от малки неполярни молекули (газове) или полярни хидрофобни молекули, образувачи клетки със заобикалящите ги водни молекули. В молекулата на водата, на мястото на водородната връзка се образува кухина, където са включени газовите молекули, гъсто опаковани в кристална структура. По този начин те наподобяват лед, като структура им се стабилизира от молекулата на газа. Много газове имат размери, подходящи за образуването на хидрати, включително и такива, естествено срещащи се като CO₂, H₂S, както и някои въглеводородни газове. В условията на хидрато-образуване, хидрати най-лесно образуват сероводородът и пропанът, а най-трудно – азотът и аргонът. В процеса на хидратообразуване настъпва разделяне на състава на природния газ по фракции – хомолозите на метана и сероводорода се натрупват в хидрата, а останалата газова смес се набогатява с азот, аргон и хелий.

Газохидратите са стабилни при температури и налягания, характерни за седиментите от океанското дъно, на дълбочина по-голяма от 500 m. Освен това те са стабилни и

в условията на вечната замръзналост в полярните региони, както в морските, така и в континенталните седименти. Присъствието на газохидратите се контролира от водата, състава и количеството на газа. В океанските седименти газохидратите са стабилни при температури до 15°C, но в условията на високо налягане (>10 MPa) (фиг. 1). Температурата е определящ фактор за хидрато-образуването. Изменението ѝ с 1°C се съпровожда с изменение на хидратния слой с 50-100 m. Влияние оказва и състава на природния газ. Температурата е по-висока при преобладаване на сероводород, въглероден диоксид, етан и/или пропан.

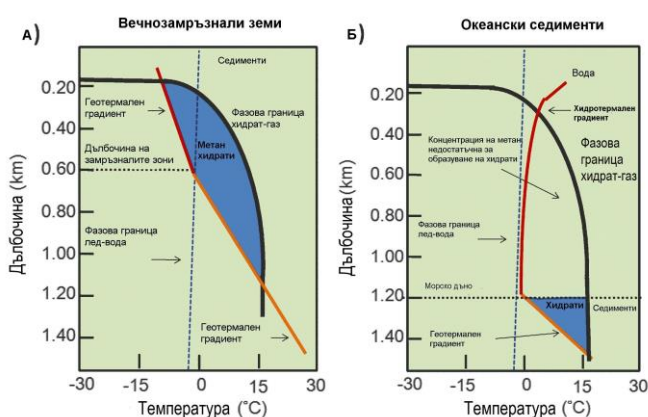
В този термобаричен интервал, фазовата граница се определя и от йонизационния потенциал на водата. Колкото по-висока е минерализацията на водата, толкова по-ниски температури и по-високи налягания са необходими за образуването на хидратите. Газохидрати се образуват при минерализация на водата 0.5-10 g/l и геотермичен градиент 2-5°C/100 m. Влияние оказват и размерите на поровите канали на вместващите скали – колкото по-малки са те, толкова по-ниски температури са необходими за хидратообразуване.



Фиг. 1. Гранични условия на формиране и съществуване на газохидратите (Harrison, 2010)

На фигура 2 е представена зависимостта между дълбочината и температурата, необходими за образуване на газохидратни акумулации в океанските седименти и в зоните на вечна замръзналост (по Harrison, 2010).

Газохидратите свързват огромни количества метан. В световен мащаб се счита, че съдържат най-малко 1×10^{15} t въглерод – запасите се равняват на два пъти запасите от въглерод във всички изкопаеми горива на Земята (Dillon, 1992; Methane..., 2012).



Фиг. 2. Зони на газохидратна стабилност в условията на: а) вечнозамръзналите земи; б) в океанските седименти (Harrison, 2010)

Количеството метан от газохидратите може да бъде значително. Оценените запаси в глобален мащаб от метанови хидрати варират повече от три порядъка – 0.15×10^{15} – 3.05×10^{18} m³ газ при стандартни термобарични условия – приема се, че в 1 m³ клатрат се съдържат 168.27 m³ газ, а в 1 m³ пореста утайка се съдържат 36 m³ метан (Harrison, 2010). Освен като енергиен, хидратите се разглеждат и като воден ресурс – всеки обем газохидрат съдържа 0.8 обема прясна вода (Allison, 2004).

Големите акумулации на хидрати са свързани с грубозърнести пясъци, поради по-високата им порестост и проницаемост (Energy from gas hydrates, 2008). Хидратите се образуват и като спойки в поровите пространства на

седиментите, а също и като слоеве, включения или конкреции от чист хидрат. Запълвайки поровото пространство в седиментите, те могат да намалят пропускливостта на скалите. Тези седименти могат да бъдат отлични покривки за газови капани. Под тези покривки съществува свободен газ – биогенен, продуциран от бактериите в морските седименти. Те произвеждат огромни количества метан, хранейки се с растителни останки, донесени от реки и блата.

Наличието на газохидрати може да се установи чрез различни методи. Първите признаци на присъствието им се базират на наблюдения на сеизмичните отражения и по-специално на псевдодънните отражения (bottom simulating reflector) – BSR (Shibley et al., 1979). Според тези изследователи, BSR отраженията правят видими сеизмичните записи и възникват на дълбочина на зоната на газохидратна стабилност. Прогнозират се въз основа на термодинамичното равновесие (Tucholke et al., 1977). BSR осигурява данни за картографиране на термичния градиент и топлинния поток на отдолулежащите седименти (Davis et al., 1990). Отрицателният поляритет на това отражение показва, че е резултат от намаляване на съпротивлението (продукт на плътността и сеизмичните скорости) в дълбочина. BSR дава възможност за определяне на фазовата граница хидрат-свободен газ. Наличието на свободен газ предизвиква много голяма промяна в сеизмичната скорост и поради това създава много силно отражение. Според други изследователи обаче това не е така – според Mathews и von Huene (1985) седименти, съдържащи газохидрати, са били открити в области, където няма BSR. В подкрепа на тази хипотеза е и твърдението на Ruppel и Noserale (2012). След теоретичните моделирования и изследвания, проведени от него, установява, че BSR не е необходимо условие за наличие на хидрат, тъй като се появява само когато има свободен газ.

Кратки сведения за геологията на Черно море

Черно море е голям полузатворен басейн. Разположен е на юг от Европейския кратон и обхваща няколко структурни зони. На север, североизток, юг и югозапад граничи с алпийските нагнати системи на Понтидите, Южните Балканиди и Кавказ. На север и северозапад граничи с Мизийската и Скитската платформи (Димитров и др., 2009).

Площта на Черно море е 423,000 km², а обема му е 534000 km³. Максималната дълбочина е 2248 m. Свързва се със Средиземно море през Босфора. Черно море има обширна дренажна система – в него се вливат редица големи и малки европейски реки (Дунав, Днепър, Днестър и др.), а водосборната му площ е 2290200 km² (Димитров, Василев, 2003).

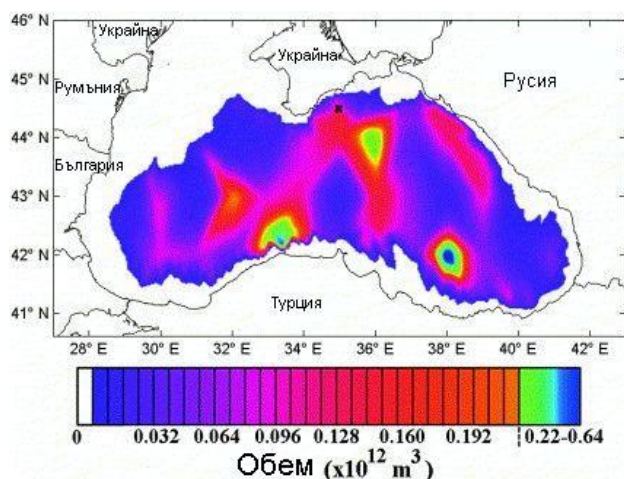
Дълбоководната част на Черно море е образувана от два по-малки басейна, разделени от Централно-Черноморския Хребет. Те са запълнени с алтерниращи теригенни и карбонатни седименти, чиято обща дебелина е повече от 16 km. Дълбоководните утайки са почти хоризонтални, а над тях са палеогенските (3-5 km), олигоценските (3-4 km) и миоценските (2 km) дебели седименти. В съвременната седиментация преобладават теригенните утайки в шelfовата част, дълбоководните карбонатни утайки и турбидитите в континенталното подножие.

Образуването и еволюцията на Черно море все още не са изяснени. Съществуват редица хипотези, една от които е, че Черно море е басейн със съвременно образуване на океанска кора. Възможно е обаче да е непроменен басейн, част от Палео-Тетиския океан (Димитров, Василев, 2003). Отварянето на Черно море е започнало в началото на горна креда и завършва в края на палеоцена, в резултат от образуването на заддъговите басейни на Западните и Източните Понтиди. До късния миоцен Черно море е бил плитък морски басейн и едва в края на миоцена става дълбок морски басейн. Поради многобройните евстатични колебания на морското ниво в световен план, Черно море е преминало от сладководен в полуморски до морски басейн. През последния ледников период Черно море е било изолирано езеро, а нивото му е било със 120 m по-ниско от съвременното. В края на ледниковия период навлизат солените и плътни океански води през Босфора.

Резките климатични промени през кватернера са довели до промени и в биогеохимичния и седиментационен режим на Черно море, както и до формиране на специфични образувания като сапропелови, коколитови и диатомови тини, сероводородната зона, калните вулкани и газохидратите. Условието на утайконатрупване определят западния шелф на Черно море като област с интензивно генериране на газ в холоценските утайки. За източните и южни части (континентален склон и подножие) са характерни газонаситените плейстоценски седименти.

Газохидратни образувания в Черно море

В Черно море има условия за образуване на газохидратни акумулации (фиг. 3). Свидетелства за това са изследователските експедиции през 1988-1989 г., които откриват залежи на дълбочина 300-100 m под морските утайки (Gonchar, 2012). За възможните газохидратни образувания и залежи в българската акватория досега са получени резултати за разпределението им на дъното – на дълбочини от 700-2200 m. Средната дебелина на газохидратната зона е 300 m и се намира на 500-900 m дълбочина (Vassilev, 2011; 2012).



Фиг. 3. Обемни концентрации на газ в газохидратите в Черно море (Klauda, Sandler, 2003)

Газохидрати в Черно море могат да се образуват при наляганя от 30-50 atm и температури 8-9°C. По последни изследвания е установено, че Черно море съдържа между

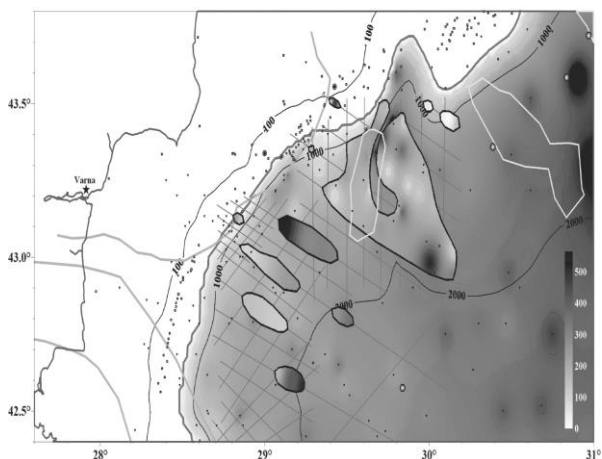
45-75 трил. m^3 газ. Открити са плитки газонаситени утайки, газови извори, кални вулкани и различни газоиндуцирани форми на морско дъно. Те са документирани почти навсякъде в басейна: в прибрежните части, шелфа и периферията му, континенталния склон и в дълбоководната равнина. Открити са чрез различни геофизични (ехолотни, сеизмични, сеизмоакустични) и геохимични методи (Димитров и др., 2003). Открити и документирани са области с газови извори край Българското крайбрежие, по Грузинския, Руския, Украинския и Турския шелфове, а също така и на газоиндуцирани форми на морското дъно (газови кратери, кални вулкани, метан-генерирани карбонати и др). Предполага се наличието на зони с газови еманации, породени от дестабилизацията на газохидрати (сумарно годишния принос на газ метан от Черно море в атмосферата е около $2\text{-}6 \times 10^9 \text{ m}^3$).

В българската акватория на чрез BSR са открити 11 потенциални области с газохидратни образувания в дълбоководната част в северната икономическа зона. Очертани са 4 полета и 17 зони на проява на газохидрати. Трите зони, разположени най-близо до брега достигат до Южномизийския разлом, който е северна и западна граница на Долнокамчийското понижение. Предполага се, че по този начин се очертава основното препятствие за въглеродна миграция (Vassilev, 2011; 2012)

Множество BSR са регистрирани в две подзони. Четири от областите достигат над 10 km, а една – до 60 km. Общата площ, на която може да се приеме съществуването на газохидратни залежи е 2600 km^2 (Vassilev, 2010). Определената минимална, средна и максимална дебелина на утайките е съответно 8, 240 и 580 m, с общ обем 620 m^3 . Порестостта се приема за 55%. Поровото пространство, запълнено с газохидрати, варира между $15 \pm 2\%$. Въз основа на тези предположения, потенциалните запаси от метан в зоната на газохидратна стабилност са $7500 \times 10^9 \text{ m}^3$ (Vassilev, 2011; Vassilev, Kozhuharov, 2012).

Газохидратните образувания в Горния Плейстоцен са привързани към черни глини, набогатени на сулфиди и се разполагат във възрастовия диапазон 19-31 хил. години. Те са формирани в условията на максимума на вюрмското заледяване. Метанът се свързва с калните вулкани, диапирите и тектонските нарушения. Най-перспективните райони са Западно-Черноморската падина, жлеба Сорокин и континенталните крайнини на Българската, Румънската и Украинската икономическа зона. Метанът е с термокаталитичен генезис. Газохидратите са биогенни (99% от всички) или термогенни. Биогенните са следствие от микробната активност в първите 100 m на шелфовите седименти. Термогенните хидрати се образуват след термалното разлагане на органичния материал в зависимост от термобаричните условия на стабилност

Предполага се, че газохидратни залежи и образувания в българската акватория на Черно море има в близост до газовия залеж Галата (Optimus Case Study). Той се намира в акваторията, на около 25 km източно от устието на р. Камчия (фиг. 4).



Фиг. 4. Потенциални зони на газохидратни прояви в българската акватория на Черно море и тяхната дебелина, установени по данни от BSR (Vassilev, 2010)

Възможни технологии за добив на газ от газохидратите

Добивът на метан от газохидрати може да бъде рентабилен при богати залежи на голяма площ и разработването на подходящи технологии, които да гарантират безопасна експлоатация. Добивът на природен газ от газови хидрати е предизвикателство, поради нестабилното им фазово състояние. Необходимо е и изследване на факторите, влияещи на условията на хидратообразуване.

Предложените методи за добив на газохидрати са три – всички започват с химична дисоциация или "топене", последвано от експлоатационен сондаж. Тъй като газохидратите са стабилни само при определени термобарични условия, двете най-често предлагани техники за добив на газ са базирани на промяната на температурата и налягането на средата (Makogon, 1982; Sloan, 1998).

Термичната симулация или повишаването на температурата подгръва газохидрата извън зоната му на стабилност. За целта се инжектира топла вода (използва се и топла солена вода) или пара (фиг. 5).

При депресионния метод налягането в залежа се снижава под точката на равновесие с температурата. Това довежда до разграждане на част от хидрата и отделянето на газа в свободно състояние. Методът е ограничен в приложението си – подходящ е за силно проницаеми скали с 30-40% хидратонасищане (фиг. 5).

Третият метод разчита на промяна на условия за стабилност на газохидратите чрез добавяне на инхибитори (термодинамични или кинетични). Най-често използваните инхибитори са моноетиленгликол, триетиленгликол или разсол. След инжектирането им фазовото равновесие на газохидратите се променя – температурата на стабилност се намалява или налягането се увеличава. Това води до нарушаване на равновесието и химично разлагане на хидрата (фиг. 5).



Фиг. 5. Възможни методи за добив от газохидрати (по проект на Liaoning Hi-Tech Energy Group)

Нито един от посочените методи обаче все още не може да се приеме като основен, поради съществуващите ограничения на използването им. Ако се осъществят подобрения в методите, то газохидратите като нетрадиционен енергиен ресурс може да се окажат важен конкурент на ядрената енергетика.

Литература

- Димитров, Д., И. Генов, Е. Кожухаров. 2003. Алтернативни суровинни и енергийни ресурси от дъното на Черно море. – *Труд. Инст. океанология*, 4, 42-51.
- Димитров, Л., А. Василев. 2003. Субмаринни газови извори и газоотделящи структури в Черно море и техният принос към метана в атмосферата. – *Год. Минно-геоложки унив.*, 46, Св. I, *Геол. геоф.*, 361-366.
- Димитров, П., Е. Шнюков, Д. Димитров. 2009. Перспективи за подводен добив на нетрадиционни енергийни ресурси на дъното на Черно море. – *Proc. X Jubilee National Conference with International Participation of the Open and Underwater Mining of Minerals, 07-11 June 2009, Varna*, 30-33.
- Allison, E. 2004. *Gas Hydrate: Future Ocean Resource, United Nations Open-ended Consultative Process on Law of the Sea*.
- Davis, E., R. Hyndman, H. Villinger. 1990. Rates of fluid expulsion across the Northern Cascadia Accretionary Prism: Constraints from new heat flow and multichannel seismic reflection data. – *J. Geophys. Research: Solid Earth*, 95, B6, 8869-8889.
- Dillon, W. 1992. Gas (methane) hydrates – a new frontier. – *U.S. Geological Survey, Marine, and Coastal Geology Program 2*; www.arizonaenergy.org
- Energy from gas hydrates: assessing the opportunities and challenges for Canada*, 2008, Council of Canadian Academies, 23-50, 82-100
- Gonchar, M. 2012. Unconventional hydrocarbons of the Black Sea: Investments into energy independence of Europe. – *Friedrich Ebert Stiftung*; www.osw.waw.pl, 1-4.
- Harrison, S. E. 2010. Natural gas hydrates. – *Coursework Physics 240, Stanford University*; <http://large.stanford.edu/courses/2010/ph240/harrison/>
- Inland, 2013. *Galata Gas Field, Bulgaria*, <http://www.inlandrecycling.ca/media/meg/MEG-Bulgaria.pdf>, p. 1
- Klauda, J., S. Sandler. 2003. Predictions of gas hydrate phase equilibria and amounts in natural sediment porous media. – *Marine and Petroleum Geology*, 20, 5, 459-470.
- Makogon, Y. F. 1982. Perspectives for the development of gas hydrate deposits. – *Fourth Canadian Permafrost Conference, Calgary, March 2-6, 1981*.

- Mathews, M. A., R. von Huene. 1985. Methane hydrate content from density at DSDP site 84-570. doi:10.1594/PANGAEA.804444
- Methane Hydrate Studies. 2012. TELEDYNE ISCO, www.isco.com
- Optimus Case Study, Project: Galata gas field development (Offshore) for Melrose Resources, http://www.optimusaberdeen.com/pdfs/case_studies/capital_galata_offshore.pdf, p. 1-2
- Product: Natural Gas Hydrate, Liaoning Hi-Tech Energy Group, <http://www.lngkny.com>
- Ruppel, C., D. Noserale. 2012. Gas hydrates and climate warming – why a methane catastrophe is unlikely. – *Sound Waves*, 140, May/June, 1-3.
- Shiple, T., M. Houston, R. Buffler, J. Shaub, K. McMillen, J. Ladd, J. Worzel. 1979, Seismic Evidence for Widespread Possible Gas Hydrate Horizons on Continental Slopes and Rises. – *AAPG Bulletin*, 63, 2204-2213.
- Sloan, E. 1998. Gas hydrates: review of physical/chemical properties. – *Energy Fuels*, 12, 2, 191-196.
- Tucholke, B., G. Bryan, L. Ewing. 1977. Gas hydrate horizons detected in seismic-profile data from the western North Atlantic. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 61, 698-707.
- Vassilev, A. 2010a. Bulgarian gas hydrates: assessment from PBSR. – *AAPG European Region Annual Conference, October 17-19, 2010, Kiev, Ukraine*, Extended Abstract.
- Vassilev, A. 2010b. First bulgarian gas hydrates: assessment from probable BSRS. – *Геология и полезныя ископаемые Мирового океана*, 2, 22-26.
- Vassilev, A. 2011. PBSR: Bulgarian gas hydrates. – *7th Intern. Conference on Gas Hydrates, Edinburgh, Scotland, 17-21 July 2011*, Extended Abstract.
- Vassilev, A., E. Kozhuharov. 2012. Gas hydrates and bottom instability: Black Sea, Bulgaria. – *12th International Multidisciplinary Scientific GeoConference, SGEM2012 Conference Proceedings, June 17-23, 2012*, 3, 957-964.

ОБЕКТИ С ПОТЕНЦИАЛНО ВИСОКА НАУЧНА СТОЙНОСТ В ГЕОПАРК "БЕЛОГРАДЧИШКИ СКАЛИ"

Димитър Синьовски

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

РЕЗЮМЕ. Подготовката на Белоградчишките скали за номинирането им като Национален геопарк и включването им в Световната мрежа от геопаркове на ЮНЕСКО минава през описанието на поне 50 геотопа с естетическа, научна, образователна и историческа стойност. Белоградчишкият регион е известен преди всичко с разнообразните си скални образувания, изваяни от ерозията в долнотриаските червеноцветни конгломерати и пясъчници. Той обаче притежава изключително разнообразен геоложки строеж, който позволява номинирането и на доста обекти с научна стойност. Научното описание на тези геотопи е изключително важна предпоставка за интегрирането на бъдещия геопарк в Европейската мрежа от геопаркове. Основните изисквания за номинирането на подобни обекти е те да са свързани с органичната и неорганична еволюция на планетата под формата на характерни взаимоотношения и процеси, редки фосилни находки на изчезнали видове, доказателства за древни катастрофи или ключови моменти от геоложката история на Земята. С най-висока научна стойност в региона безспорно е иридиевият слой на границата Креда-Терциер с дебелина от 1 до 10 cm, който е доказателство за една от най-големите метеоритни катастрофи в историята на нашата планета. Други интересни геотопи с научна стойност са границата Долна-Горна Креда, трансгресивното покриване на фосилоносните юрски отложения на Бовската свита върху ордовишките Средогривски метаморфити, ъгловото несъгласие Палеозой/Мезозой, паралелното несъгласие между среднотриаските варовици на Тошковдолската свита и средноюрските пясъчници на Кичерската свита и др. Определена стойност сред тези геотопи имат световноизвестният фацис "ammonitico rosso" сред варовиците на Западнобалканската карбонатна група и пластичната зона на срязване в Средогривските метаморфити.

GEOSITES OF POTENTIALLY HIGH SCIENTIFIC VALUE IN GEOPARK "BELOGRADCHIK ROCKS"

Dimitar Sinnyovsky

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

ABSTRACT. Preparation of Belogradchik rocks for their nomination as a National Geopark and their inclusion into the World Network of Geoparks of UNESCO passes through the description of at least 50 geosites of aesthetic, scientific, educational and historical value. Belogradchik region is known primarily for its various rock formations carved by erosion in the Lower Triassic red conglomerates and sandstones. The area also has a very diverse geology that allows nomination of many objects of scientific value. Scientific description of these geosites is extremely important prerequisite for the integration of future Geopark in the European Network of Geoparks. The main requirements for nomination of such sites is that they are associated with the organic and inorganic evolution of the planet in the form of characteristic relationships and processes, rare fossils of extinct species, evidence of ancient catastrophes or key moments of the geological history of the Earth. Highest scientific value in the region has undoubtedly the iridium layer of Cretaceous-Tertiary boundary with thickness from 1 to 10 cm, which is evidence for the largest impact events known in the history of our planet. Other interesting geosites of scientific value are the Lower-Upper Cretaceous boundary, the disconformity between the Ordovician Sredogriv metamorphites and Jurassic fossiliferous limestones of Bov Formation, Paleozoic/Mesozoic angular unconformity, nonconformity between Middle Triassic limestones of the Toshkovdol Formation and Middle Jurassic sandstones of the Kichera Formation and others. Certain value among those geosites have worldwide famous facies "ammonitico rosso" among the limestones of the West Balkan carbonate group and plastic shear zone in the Sredogriv metamorphites.

Въведение

В предшестващата статия, посветена на обектите с естетическа, научна, образователна и историческа стойност на територията на геопарк "Белоградчишки скали" (Синьовски, 2012), бе направена кратка ретроспекция на геотопите с потенциал за включване в списъка на бъдещия геопарк. Безспорно най-многобройни са геотопите с естетическа стойност сред червените конгломерати и пясъчници на Белоградчишката свита. Те са уникални по своята красота и въздействие, поради което около тях се

гради идеята за бъдещия геопарк. Част от тези скали са наименувани още през деветнадесети век и са се превърнали в част от културното и историческо наследство на региона. Нещо повече, те вече са трайно свързани с националното съзнание на българите и след миналогодешната кампания на в. Стандарт за "Чудесата на България" официално се превърнаха в емблема на материалното наследство на България. Двукратно изразеният вот в рамките на една и съща кампания (съгласно правилата на кампанията) категорично показа

предпочитанията на българите към Белоградчишките скали пред всички културни и исторически забележителности на страната. В тази кампания българският народ оцени реално непреходната стойност на геоложките феномени в лицето на Белоградчишките скали и демонстрира правилен подход към националните си ценности. Този вот показва, че създаването на нови митове и легенди за нашето историческо минало няма шанс пред наистина непреходните природни богатства, завещани ни от майката природа. Първото място на Белоградчишките скали донесе заслужена гордост и възвърна самочувствието на българската геоложка общност, която изстрада неволите на българската геология. В чест на този успех Българското геологическо дружество проведе своята годишна геоложка екскурзия в гр. Белоградчик. Високото държавно присъствие на официалното откриване на кампанията на 5 юли 2012 г. в гр. Белоградчик демонстрира колко важна е тази кампания и за държавните институции (фиг. 1).



Фиг. 1. Националната кампания на в. Стандарт "Чудесата на България" бе открита официално в гр. Белоградчик на 5 юли 2012 г. от вицепремиера Симеон Дянков, което показва заинтересоваността на държавните институции от определянето на националните символи на България

Геотопи с висок научен потенциал в геопарк "Белоградчишки скали"

Изискването на Европейската мрежа от геопаркове за поне 50 геотопа с естетическа, научна, културна и историческа стойност е неделима част от номинирането на новите кандидатури. Високата естетическа стойност на Белоградчишките скали се допълва успешно от разнообразния геоложки строеж, който включва изключително разнообразие от вулкански, магмени, метаморфни и седиментни скали с неопротерозойска, ордовижка, девонска, карбонска, пермска, триаска, юрска, кредна, палеогенска и неогенска възраст. Подобно възрастово и генетично разнообразие в район с такъв удивителен природен ландшафт е уникално съчетание за незначителна територия като тази на бъдещия геопарк и едва ли се среща на друго място в света.

Списъкът на предварително набелязаните геотопи с научна стойност бе изготвен още в началото на проекта

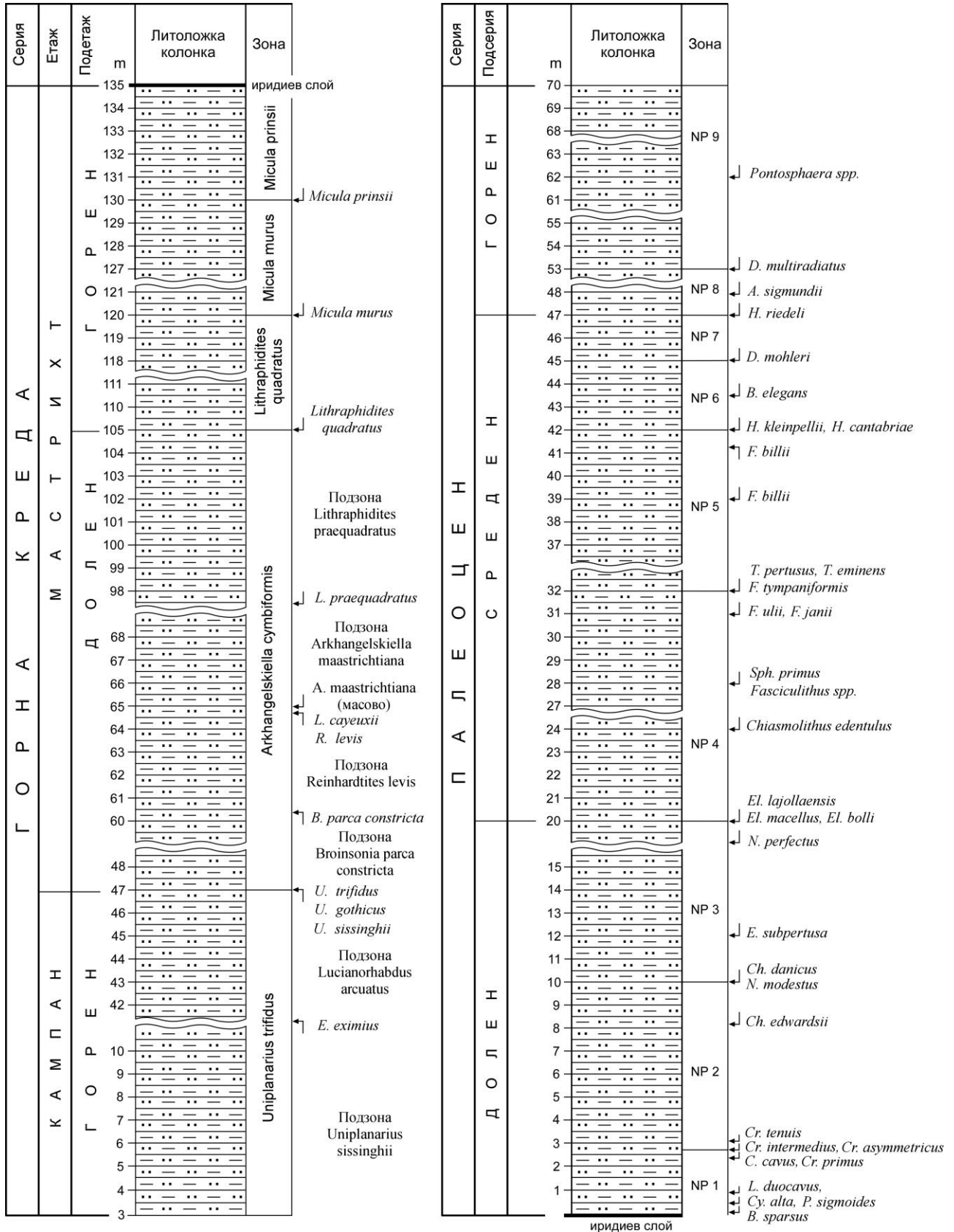
през 2010 г. Той бе доста обширен, но полевите изследвания показаха, че много от тях са неизползваеми за целите на геопарка, поради липса на разкрития или незадоволителна представителност на разкритията.

От направените предложения като потенциално подходящи за целите на бъдещата паркова дейност, с перспектива за разработване на туристически дестинации, колективът на проекта единодушно одобри границата Креда/Терциер и стратотиповият разрез на Кладорубската свита в Циганския дол при с. Кладоруб, границата Долна/Горна Креда при Рабишка могила, западно от пещерата "Магура", трансгресивното покриване на фосилоносните мергели и варовици на Бовската свита върху Средогривските метаморфити северно от с. Върбово, ъгловото несъгласие Палеозой/Мезозой, паралелното несъгласие между среднотриските варовици на Тошковдолската свита и средноюрските пясъчници на Кичерската свита, стратотиповите разрези на четирите члена на Кичерската свита и пластичната зона на срязване в Средогривските метаморфити при с. Чифлици. Отделно от тези обекти ще бъде представен и стратотипов разрез на Белоградчишката свита, която все още не е въведена съгласно изискванията за официалните литостратиграфски единици (голо име) и към него ще бъдат привързани емблематичните геотопи в Романтичната долина.



Фиг. 2. 10-сантиметровият иридиев слой на границата Креда-Терциер в Кладорубската свита при с. Кладоруб, Видинска област, е с втора рекордна дебелина в света

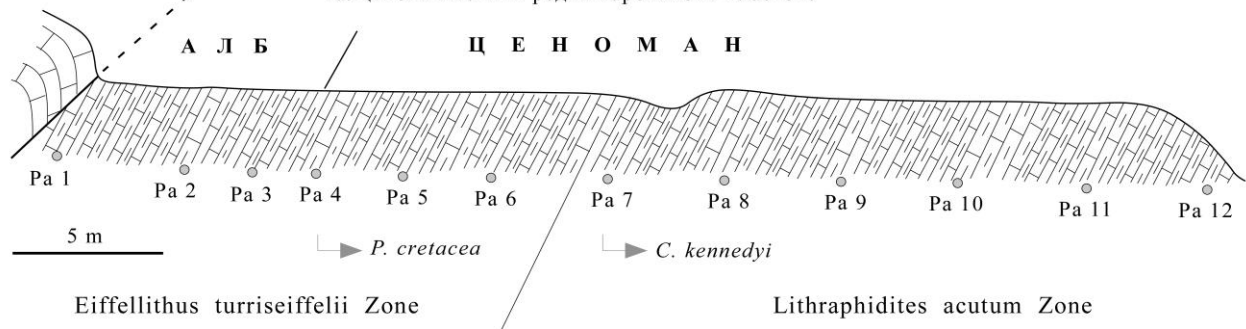
Границата Креда/Терциер. Иридиевият слой на границата Креда/Терциер е установен по варовит нанопланктон през 2002 г. в рамките на Кладорубската свита, която се разкрива пълно в Циганския дол на 1,3 km И-ЮИ от с. Кладоруб, Видинска област (Sinnyovsky et al., 2002). Кладорубската свита (Kladorub Komplex, Tzankov, 1972) няма посочен стратотип (голо име) и не е въведена съгласно изискванията за официалните литостратиграфски единици. Скалите ѝ са част от т. нар. "Карпатски тип Горна Креда" и са представени от глинесто-карбонатни алевролити, алевритови мергели, варовици и смесени разновидности. Пластовете са преобърнати с ориентировка 200-220°/30-60°.



Фиг. 3. Типов разрез на Кладорубската свита в Циганския дол ЮИ от с. Кладоруб, Видинска област, представляващ непрекъсната последователност от варовити алевролити, алевроитови мергели и смесени глинесто-карбонатни скали от Горния Кампан до края на Палеоцена (по Sinpuovsky, 2004, с изменения и допълнения)

Магурска свита (Титон):
сиви микритни варовици

Рабишка свита (Алб-Ценоман) - 38 m: сиви до сивозелени,
в горната част петнисти червеноцветни мергели с
калцитови жилки и редки варовикови пластове



Фиг. 4. Разрез на Рабишката свита при карстовия извор „Толовишко врело”, западно от изхода на пещера Магура

При първоначалното изследване са направени литоложки и палеонтологички анализи на 7 m от граничния интервал, в който са установени три нанофосилни зони – мастрихтската зона *Micula prinsii* и двете най-долни палеоценски зони – NP 1 *Biantholithus sparsus* и NP 2 *Cruciplacolithus tenuis*. По-късно от автора на настоящата работа бе публикувана подробна зонална подялба на Кладорубската свита, в която са установени петте най-високи горнокредни зони с 6 подзони зони и деветте нанофосилни зони на Палеоценската серия (Синьовски, 2003, 2007; Sinnyovsky, 2004, 2013). Между граничните нанофосилни зони *Micula prinsii* и *Biantholithus sparsus* е установен иридиевият слой с дебелина от 1 до 10 cm (фиг. 2). Тази дебелина е впечатляваща, тъй като находище на граничния слой с по-голяма дебелина (20 cm) засега е установено само в Тунис. Това прави находката на граничния интервал между Кредата и Палеогена в района на геопарка изключително атрактивна за геотуристически цели. Пълният разрез на свитата по Циганския дол, описан подробно от автора на настоящата статия (Sinnyovsky, 2004) може да се посочи като лекотип и свитата да получи статут на официална литостратиграфска единица (фиг. 3). Разрезът може да се използва и като геотоп с висока научна и изследователска стойност и да залегне в бъдещия план за управление на геопарка.

Границата Долна/Горна Креда. Рабишката свита (Rabiška Komplex, Tzankov, 1972) също няма посочен стратотип (голо име), но за разлика от Кладорубската няма добре разкрит представителен разрез и трудно може да се официализира съгласно изискванията. По данни от разкрития и сондажи тя е изградена от сиви до сивозелени, на места финопесъчливи плътни мергели, масивни до тънкослойни с гъста мрежа от калцитови жилки. Те се проследяват с 10 до 40 m дебели пачки от здрави глинести варовици и мергели. Горната част се състои от сиви, сивозелени и с червен оттенък, петнисти тънкослойни мергели с по-малко глинести варовици. Разкритието при карстовия извор Толовишко врело, СЗ от Рабишка могила, е описано още през 1960 г., когато В. Цанков (1960) въвежда понятието „Карпатски тип Горна Креда” и отнася горната част от разкриващите се мергели към Ценомана въз основа на определена от Дикова микрофауна. По-късно Ц. Цанков (1963) отнася към този етаж поне 200 m от мергелите въз основа на определената при Рабишка

могила асоциация от амонити, бивалвии и фораминифери, както и микрофаунистичната асоциация от разкритията по Чичилска река при гр. Кула. От изложените данните в тази работа става ясно, че долните 100 m на Рабишката свита би трябвало да принадлежат на Албския етаж.

Всъщност подобни дебелени на Рабишката свита при Рабишка могила не се наблюдават. Най-старите й нива се разкриват непосредствено под възседа, по който върху нея са навлечени варовиците на Магурската свита (фиг. 4). Пластовете са вертикални до преобърнати. Цялото разкритие включва около 38 m сиви и сивозелени мергели, в горната част петнисти с червен оттенък. Нанофосилните изследвания показваха, че по-голямата част от разреза принадлежи на ценоманската нанофосилна зона *Lithraphidites acutum*. Появата на вида в глобален мащаб е малко над границата Алб-Ценоман и той не може да се използва като стратиграфски репер за нея. В разреза при Рабишка могила първата му поява е проба на около 15 m от основата на разкритията на Рабишката свита. Границата Алб/Ценоман не съвпада със зоналните граници на нанофосилните зони. Тя попада в горната част на зона *Eiffellithus turriseiffelii* Thierstein (1971) emend. Manivit et al. (1977), съответстваща на UC 0 (Burnett, 1998) и по-точно в най-горната подзона UC 0c, дефинирана като интервал от появата на *Calculites anfractus* (Jakubowski) Varol & Jakubowski до появата на *Corollition kennedyi* Cruх. В най-долните проби първият от тези видове не бе открит. Поради това обърнахме внимание на присъстващите представители на род *Prediscosphaera*: *Prediscosphaera columnata* (Stover) Perch-Nielsen, с малък кръгъл базален диск и *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner с елиптичен базален диск. Първият от тези видове се появява в основата на Алба и изчезва през Турона, докато малките елиптични представители се появяват в подзона UC 0c. Разликата между двата вида е само във формата на базалния диск, но тя е доста отчетлива и в случая е добра основа за прекарването на границата Алб/Ценоман. Така макар и по косвени белези, в настоящата работа за доказване на границата Долна-Горна Креда бе използвана първата поява на *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner.

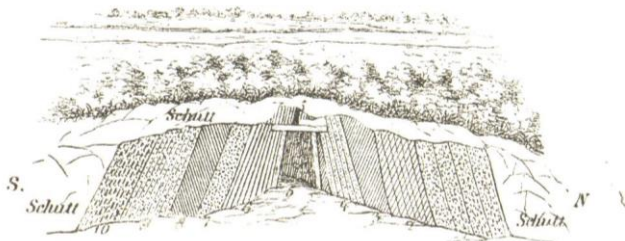
Трансгресивно покриване на Бовската свита върху Средогривските метаморфити. Това несъгласие е

отличен пример за дълъг хиатус, проявен само на няколко километра южно от разкритията на липсващите тук девонски, карбонски, пермски и триаски скали с дебелина стотици метри, а неговата продължителност е от порядъка на 350 млн г. Скалите под трансгресивната повърхност са метапясъчници от Средогривската свита, а над нея – фосилоносни пясъчливи мергели от Бовската свита (фиг. 5). Сред тях се срещат амонити, белемнити, брахиоподи, бивалвии и растителни останки.



Фиг. 5. Трансгресивно покриване на варовиците на Бовската свита (Средна Юра) върху Средогривските метаморфити (Ордовик) в руслото на Върбовска река на 1 km СЗ от с. Върбово

Ъглово несъгласие Палеозой/Мезозой. Впечатляващото ъглово несъгласие между палеозойските и мезозойските скали е отразено най-напред от Toula (1877) в зарисовката му при входа на старата въглищна галерия на рудник Зелениград (фиг.6).



Фиг. 6. Забележителното ъглово несъгласие между палеозойските и мезозойските скали при изхода на галерията на стария въглищен рудник Зелениград – зарисовка на Franz Toula (1877)

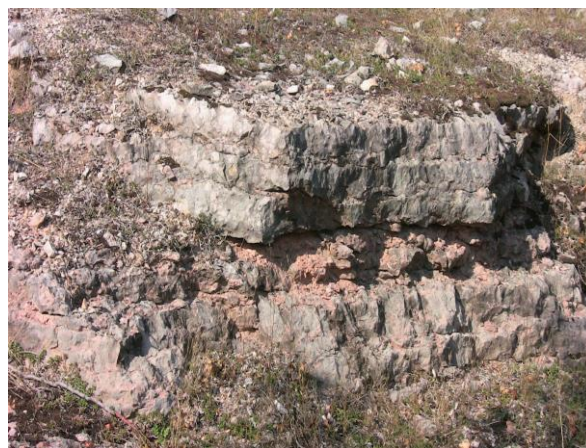
На нея личат вертикалните пластове на въгленосните стефански пясъчници на Зелениградската свита, в които е разработена галерията и триаските червенцвети над тънкия слой от делувий. За съжаление сега това несъгласие е закрито от делувиални отложения и в бъдещите дейности предвидени в плана за управление на геопарка трябва да бъде заложена разкривка на района около старата въглищна галерия, както и възстановителни дейности на самата галерия, за да бъде превърната в туристическа атракция. Този геотоп има и историческа стойност за българската геология, тъй като от това място Franz Toula (1877) определя първите български фосили: растителни останки от папрати, каламити, ануларии и

люспа от карбонска риба. Понастоящем единственото разкритие на това несъгласие е в дола западно от скала Боровица между Карловишката и Белоградчишката свита (фиг. 7).



Фиг. 7. Понастоящем ъгловото несъгласие между Палеозой/Мезозой (Карловишка/Белоградчишка свита) се разкрива само в дола западно от скала Боровица

Ammonitico rosso. Световноизвестният фациес *Ammonitico rosso* е изграден от червени, ядчести и глинести варовици, широко разпространени в Алпо-Средиземноморските юрски отложения. Скалите са представени от червен мергелен матрикс, кластични варовици и карбонатни конкреции, които се редуват под формата на слоеве, съдържащи изобилно количество амонитни ядки. У нас този фациес е свързан с Гинската свита (Горна Юра), която е част от Западнобалканската карбонатна група и също е широко разпространен. В района на геопарка варовиците на тази група не са поделени на свити. Те изграждат забележителния Белоградчишки венец в северното бедро на Белоградчишката антиклинала, на който е разположена телевизионната кула и южния венец, в южното бедро на антиклиналата, който е не по-малко впечатляващ. В долната си част тези варовици включват пачка от розови ядчести пластове с амонитни ядки, които очевидно принадлежат на този фациес. Разкриват се в малка кариера по шосето за с. Орещец и са достъпни за посещение (фиг. 8).



Фиг. 8. Розови варовици с амонитни ядки в долната част на Западнобалканската карбонатна група (Горна Юра), разкриващи се в кариера до шосето Белоградчик-Орещец

Заклучение

Разработването на Национален геопарк "Белоградчишки скали" вече е към своя край. Неговата основна цел – популяризирането на геоложкото наследство на България и стимулиране икономиката на един от най-изостаналите региони в Европа чрез развиване на геотуризм, изглежда все по-близо. На Белоградчишката крепост вече започна изграждането на новия посетителски център, в който се предвижда да бъде разположен геоложкия музей, заложен в рамките на Договор №02-72 с Фонд "Научни изследвания". Широката обществена подкрепа окрили изпълнителите на проекта и те положиха неимоверни усилия за описанието на необходимия минимум от геотопи и събирането на геоколекция от образци, които ще запълнят бъдещия музей. По начало тази геоколекция е с висока научна стойност, тъй като представлява георазнообразието на района и предоставя на посетителите обобщен поглед върху геоложкия строеж и геоложката история на развитие на региона от Ордовика до днес. Основно място в нея ще бъде отделено на геотопите с научна стойност. Границата Креда/Терциер е перлата сред описаните геотопи с научна стойност. Въпреки че местонахождението ѝ в рамките на геопарка е чиста случайност, тя е сред най-добрите попадения на клектива и няма да бъде допълнение към спирация дъха ландшафт, а ще се превърне в едно от най-атрактивните места за посещение в бъдещия геопарк. Другите геотопи с научно значение са по-малко атрактивни за обикновения посетител, но ако бъдат популяризирани по подходящ начин, те във всички случаи ще бъдат по-атрактивни от "легендата" за чудовището на Рабишкото езеро.

Благодарности. Настоящата публикация е резултат от работата по Договор ДДВУ 02/72.

Литература

Синьовски, Д. 2003. Пет защитени разкрития на границата Креда/Терциер в България. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 46, Св. I, *Геология и геофизика*, 177-183.

Синьовски, Д. 2007. *Биостратиграфия на Горната Креда в България по варовит нанопланктон*. Докторска дисертация, С., МГУ "Св. Иван Рилски", 266 с.

Синьовски, Д. 2009. Карпатски тип Горна Креда. – В: *Геология на България. Том II. Част 5. Мезозойска геология на България. Глава 5.5. Горнокредна геология*. С., Акад. изд. "Проф. Марин Дринов", 389-394.

Синьовски, Д. 2011. Ружинската свита – уникален фациес в карпатския тип Горна Креда и Палеоцен в СЗ България. – *Геонауки 2011*, 91-92.

Цанков, В. 1960. Бележки върху въпроса за присъствието на синайската креда в България. – В: Цанков, В. и др., *Стратиграфски изследвания на юрата и кредата в Северозападна България*. – *Тр. геол. България, Сер. Страт. и тект.*, 1, 204-211.

Цанков, Ц. 1963. Стратиграфия карпатского типа мела в районе Кулы (северозападная Болгария). – В: *КБГА, V съезд, Бухарест, 1961, Науч. сообщ.*, 3, Секц. II (*Стратиграф.*), 207-219.

Sinnyovsky, D. 2004. Calcareous nannoplankton biostratigraphy of the Carpathian type Upper Cretaceous - Paleocene deposits near Kladorub Village, Vidin District. – *Ann. Univ. Mining and Geology "St. Ivan Rilski"*, 47, Part I, *Geol. and Geophys.*, 139-145.

Sinnyovsky, D. 2013. *Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy in Bulgaria*. С., Изд. МГУ "Св. Иван Рилски" (под печат).

Sinnyovsky, D., B. Valchev, D. Sinnyovska. 2002. Cretaceous/Tertiary boundary in the Carpathian type Upper Cretaceous near the village of Kladorub, Vidin District. – *Ann. Univ. Mining and Geology "St. Ivan Rilski"*, 45, Part I, *Geol.*, 1-5.

Toula, F. 1877. Geologischen Untersuchungen in westliche Teile des Balkan in den Angrenzenden Gebieten. Ein Geologisches Profil von Osmanien an Arcer über Sveti Nikola Balkan nach Ak Palanka an der Nischava. – *Sitzungsb. der k. Akad. Wiss. I. Abth. Wien*, 75, 465-544.

Tronkov, D., D. Sinnyovsky. 2012. Belogradchik rocks in Bulgaria – geological setting, genesis and geoconservation value. – *Geoheritage*, 4, 3, 153-164.

Tzankov, Tz. 1972. Jungalpидische Deformationen im Krajna-Gebiet (Nordwestbulgarien). – *Geologie*, 21, 1, 24-60.

ОБЕКТИ С КУЛТУРНА И ИСТОРИЧЕСКА СТОЙНОСТ В ГЕОПАРК “БЕЛОГРАДЧИШКИ СКАЛИ”

Димитър Синьовски

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

РЕЗЮМЕ. Обектите с културна и историческа стойност са част от изискванията за разработването на всеки Геопарк. Белоградчишкият регион е известен със забележителни пещерни образувания, които са съхранили следи от най-древната човешка култура. Тук се намира една от най-известните и просторни пещери в България – “Магурата”. Тя е оформена сред варовиците на Магурската свита (Горна Юра), които изграждат възвишението Рабишка могила, разположено на 25 km северно от гр. Белоградчик. В нея са открити стенни рисунки от различни епохи, най-старите от които са от Късния Палеолит. Друга добре проучена пещера е “Козарника” по шосето за с. Орешец, оформена в горноюрските варовици на Западнобалканската карбонатна група. Тя не е впечатляваща като Магурата, но данните от културните пластове показват същата възраст като тези в Магурата. Пещерата “Лепеница”, разположена на 2 km източно от гр. Белоградчик представлява скална ниша сред пясъчниците на Белоградчишката свита. Тя не е добре проучена, но също съдържа културни слоеве, набогатени на керамика. Друга категория обекти с историческа стойност са калетата от времето на Римската империя. Най-популярно е Калето в Белоградчишката крепост, но в околностите има още латински калета, от които са запазени само следи от укрепления издълбани в скалите и антична керамика.

GEOSITES OF CULTURAL AND HISTORIC VALUE IN GEOPARK “BELOGRADCHIK ROCKS”

Dimitar Sinnyovsky

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

ABSTRACT. Sites of cultural and historical value are part of the requirements for the development of each Geopark. Belogradchik region is famous for its spectacular caves that have preserved traces of ancient human culture. Here is one of the most famous and spacious caves in Bulgaria - "Magura". It is formed in the limestone of the Magura Formation (Upper Jurassic) building the hill Rabishka mound located 25 km north of the town of Belogradchik. In the cave have been found wall paintings from different eras, the oldest of which date from the late Paleolithic. Another well studied cave "Kozarnika" behind the road to the village Oreshets is formed in the Upper Jurassic limestones of the West Balkan Carbonate Group. It is not so impressive like Magura cave, but data from cultural layers show the same age as those in Magura cave. Cave "Lepenica", located 2 km east of the town of Belogradchik is a sandstone rock niche among the sandstones of the Belogradchik Formation. It is not fully studied, but it also contains cultural layers enriched in ceramics. Another category of sites of historical value are the Roman strongholds of the Roman Empire. The most popular is the stronghold in Belogradchik Fortress, but in the neighborhood there are Roman fortresses of which are preserved only traces of fortifications dug into the rocks and ancient pottery.

Въведение

В предшестващата статия, посветена на обектите с естетическа, научна, образователна и историческа стойност на територията на геопарк “Белоградчишки скали” (Синьовски, 2012), бе направена кратка ретроспекция на геотопите с потенциал за включване в списъка на бъдещия геопарк. Освен уникалните геотопи с естетическа и научна стойност, които стоят в основата на идеята за бъдещия геопарк, бяха споменати и обекти с културна и историческа стойност, които допълват успешно георазнообразието на региона. Някои от тях, като пещерите “Магурата”, “Козарника” и “Лепеница”, са пряката връзка между геоложките процеси и историческото развитие на региона от най-дълбока древност. Други, като античните отбранителни крепости, по-известни като “калета”, съхраняват доказателства за стратегическото значение на някои естествено непристъпни места, които са служили за укрепления и наблюдателни кули. Думата “кале” означава

крепост или укрепена позиция. Тя е много широко разпространена на Балканите и често се използва в членувана форма. В България е почти нарицателна за висок хълм, но има и много върхове, които носят името “Калето”.

В Белоградчишкия регион, поради изключително устойчивия характер на скалите, на всички места с известни латински калета, има запазени останки от антични укрепления, под формата на стълби, бойни съоръжения и дупки за дървени подпори, издълбани в самите скали. Най-известната крепост в района е Белоградчишката крепост, която е построена през Средновековието около римското кале в най-високата част на Белоградчишките скали. Понастоящем тя представлява паметник на културата и привлича основния туристически поток.

Геотопи свързани с първобитните поселения

Пещера "Магурата". "Магурата" се намира на 25 km северно от гр. Белоградчик. Тя представлява голяма карстова форма, образувана сред варовиците на Магурската свита, които образуват възвишението Рабишка могила. Тя представлява тесен и продълговат хълм с дължина 5 km, широчина до 1 km и височина 460,9 m. Могилата е издължена в И-З посока, съпадаща с ориентировката на пластовете, които потъват стръмно на север с наклон от 60 до 85°. Поради тази причина стратотипът на Магурската свита започва от входа на пещерата по южния склон и завършва при нейния изход в подножието на северния склон. Тя е изградена от бежови до светлосиви биодетритусни варовици, с прослойки от кремави микритни варовици. На отделни нива се срещат останки от бивалвии, гастроподи, колониални корали и бриозои. Лежи с рязка литоложка граница върху интракластични и микритни варовици от неподделената Западнобалканска карбонатна група. Дебелината на свитата е от порядъка на 250-300 m, но вероятно е по-голяма, поради отсъствието на нормална горна граница. Хроностратиграфският обхват на единицата е определен на Горен Титион-Бериас по калпционелиди, фораминифери и варовити водорасли.



Фиг. 1. Входът на "Магурата"

Предполага се, че интензивното окарствяване на района е започнало през Миоцена преди около 15 млн. г., когато започва и образуването на пещерата (Ангелов и др., 2006). Нейното формиране е преминало през 3 етапа. Най-напред са образувани страничните пещерни каверни в ЮЗ част, откъдето се предполага че са проникнали водите, под чието въздействие е оформена пещерата (фиг. 1). След това са образувани тесни карстови проходи, разширени в продължение на милиони години до същинските пещерни зали със съвременните им размери. Третият етап е свързан с оформянето на пещерните образувания, които придават неповторимия съвременен колорит на пещерата. Тя се характеризира с разнообразни натечни форми: сталактити, сталагмити, сталактони, синтрови джобчета, пещерни бисери и "пещерно мляко". Температурата в пещерата целогодишно е 12°.



Фиг. 2. Големият сталактон

Магурата е обявена за природна забележителност със Заповед №666 от 03.05.1960 г. Тя е една от най-големите пещери в България с обща дължина на галериите над 2500 m. Състои се от главна галерия с три странични разклонения. Има 10 различни по големина зали, най-голямата от които е с колосални размери – дължина 200 m, ширина 50 m и височина над 20 m. Освен с големината на залите си, пещерата поражда посетителите и с огромните си пещерни образувания. "Големият сталактон" (фиг. 2) има височина над 20 m и диаметър 4 m, а "Падналият бор" е най-големият сталагмит в българските пещери с дължина 11,6 m и диаметър в основата 6 m.



Фиг. 3. Уникалните пещерните рисунци с прилепно гуано са датирани от времето на късния Палеолит до началото на Бронзовата ера

Освен като уникален геоложки феномен в своя клас, Магурата има и изключителна археологическа стойност. В една от залите са открити пещерни рисунки от прилепно гуано, датирани от времето на късния Палеолит до началото на Бронзовата ера. Стенните рисунки изобразяват танцуващи женски силуети, ловуващи мъже, маскирани хора, различни животни, слънца, звезди, оръдия на труда, растения (фиг. 3).

Пещера "Козарника". Пещерата "Козарника" се намира на 4 km северно от Белоградчик по шосето за с. Орешец. Тя е образувана сред варовиците на Западнобалканската карбонатна група, които образуват скалните венци в северното и южното бедро на Белоградчишката антиклинала. Тя не е добре изучена от гледна точка на размери и морфология, но в последните горини в нея бяха проведени интензивни археологически проучвания и бе доказано, че възрастта на най-старите културни пластове съпада с възрастта на тези в Магурата – късен Палеолит.



Фиг. 4. Климатична цикличност сред варовиците на Западнобалканската група при пещерата "Козарника"

Отворът на пещерата е с широчина 9-10 m и височина около 5 m. Навътре проходът постепенно се стеснява. В момента тя е в процес на проучване от български, френски и американски археолози, поради което малко след входа текат разкопки. От геоложка гледна точка пещерата представлява типично карстово образувание, прекъснато от съвременния ерозионен срез вероятно през Плиоцена. Поради това входът ѝ се намира доста високо, на около 80-100 m височина по северния склон на дерето, западно от гара Орешец. Вместващите варовици са сиви, микритни, ядчести, тънко- до среднопластови с кафяви и черни кремъчни конкреции. По стените на пещерата при входа се разкриват чудесни климатични цикли от честотната лента на Миланкович (фиг. 4). Въпреки че не е разработена за туристически цели, пещерата вече се посещава от хора с различни интереси. Освен археологическите изследвания, тя е обект на студентски практики и се посещава от студенти и преподаватели от различни университети (фиг. 5).

Пещера "Лепеница". Пещерата "Лепеница" се намира на 2 km югоизточно от Белоградчик, по туристически Маршрут 5, който започва от чешмата под Природонаучния музей. Тя представлява скална ниша сред пясъчниците на Белоградчишката свита. Оформена е сред пясъчниците от третата пачка на стратотиповия разрез на Белоградчишката свита, изградена от червени пясъчници и гравелити с просльки и лещи от ненаситени конгломерати.



Фиг. 5. На входа на пещерата „Козарника“ студенти от Московския държавен университет "М. В. Ломоносов" слушат обясненията за климатичните цикли на Миланкович

Пясъчниците са червени с едромасабна коса слоестост и редки конгломератови късове. Пещерата представлява скална ниша, която постепенно се стеснява на вътре и завършва на около 50 m от отвора, който е почти кръгъл с широчина 15 m и височина 18-20 m. В културните слоеве на пода на пещерата са открити антична керамика и оръдия на труда.

Пещерата е на 2 нива, разделени от междинен етаж с дебелина 2-3 m, изграден от пясъчници с коса слоестост, по чиито повърхности скалата се разрушава и късове с различна големина се натрупват върху дъното на пещерата. Навътре тя се стеснява и завършва като продълговата хоризонтална ниша. Отворът е на изток с изглед към красив скален ландшафт към червеноцветните конгломерати и пясъчници на Белоградчишката свита, потънали в зелени горски масиви (фиг. 6). Достъпът до пещерата е по добре оформена пътека означена като туристически маршрут №5, сигнализирана с табели и туристическа маркировка.



Фиг. 6. От входа на пещерата "Лепеница" се открива красив скален ландшафт от червеноцветните конгломерати и пясъчници на Белоградчишката свита, потънали в зелени горски масиви

Геотопи свързани с антични и средновековни отбранителни съоръжения

Белоградчишка крепост. В района на гр. Белоградчик има много останки от военни съоръжения, най-важно от които е Белоградчишката крепост с римското кале. Калето в Белоградчишката крепост, построено през III век от н. е. (фиг. 6), понастоящем е най-голямата атракция на Белоградчишките скали и се посещава ежегодно от хиляди туристи.



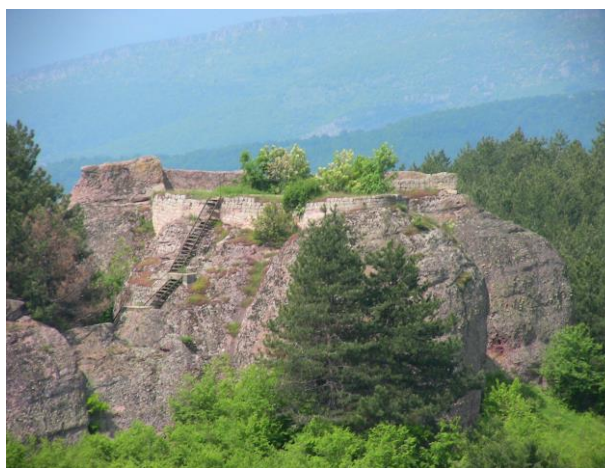
Фиг. 6. Калето в Белоградчишката крепост, построено от римляните през III век от н. е. понастоящем е най-голямата атракция на Белоградчишките скали и се посещава ежегодно от хиляди туристи

Калето заема най-високата и естествено непристъпна част на Белоградчишките скали. През античността е служило по-скоро за наблюдение, но по-късно е изпълнявало и отбранителни функции при нашествията на варварите. През Средновековието около него е построена крепостна стена и то се превръща в една от твърдините на Първата и Втората българска държава. По времето на Иван Срацимир, крепостта е второто по важност укрепление във Видинското царство след кулата Баба Вида. През 1396 г. е завладяна от турците и продължава да служи за военни цели. През 1806 г. започва строителството на нова крепостна стена, което завършва през 1838 г. и придава съвременния облик на Белоградчишката крепост, увековечена в акварела на Феликс Каниц от 1873 г. (фиг. 7). Интересен дебат се е състоял след Освобождението през 1878 г., когато местната управа предлага на населението да използва камъните от новопостроената крепост за да си направи къщи. Тогава жителите на града отказват и благодарение на това крепостта е запазена до днес.

Латинското кале. Латинското кале се намира в непосредствена близост до Белоградчишката крепост и до астрономическата обсерватория (фиг. 8). То е изцяло в горната част на пачка 2 в стратотиповия разрез на Белоградчишката свита. Скалите са представени от типичните за тази пачка редуващи се червеноцветни пясъчници и конгломерати. Латинското кале представлява укрепен наблюдателен пункт, построен още по времето на Римската империя. Той е разположен върху висока единична скала, заобиколена отвсякъде с отвесни стени.



Фиг. 7. Акварелът на Феликс Каниц от 1873 г., който изобразява Белоградчишката крепост и Калето



Фиг. 8. На Латинското кале, намиращо се непосредствено до Белоградчишката крепост, са запазени отбранителни съоръжения, изсечени в самите скали

Тя е с височина 10-15 m и до върха ѝ се достига по стоманена стълба откъм източната страна. Върху скалата е оформено укрепено съоръжение с бойници, вкопани в самите пясъчници. Широчината на площадката е до 10 m. Латинското кале се вижда добре от Калето в Белоградчишката крепост, а от него се открива неповторима гледка към западната част на Белоградчишките скали: Сватбата и Сбеговете.

Латинското кале при с. Извос. Латинското кале при с. Извос е разположено върху непристъпна скала във вилната зона на с. Извос (фиг. 9), непосредствено до известния Сабубин камък. Калето е оформено сред пясъчниците от третата пачка на стратотиповия разрез на Белоградчишката свита, изградена от червени пясъчници и гравелити с прослики и лещи от ненаситени конгломерати. Пясъчниците са червени с едромашабна коса слоестост и редки конгломератови късове. За разлика от другите две калета тук не е запазено почти нищо от оригиналните отбранителни съоръжения. Достъпът до Калето е от север, където ако се съди по останките от римски тухли, е имало отбранителна стена. От източната страна в скалите са

изсечени стълби, които са свързвали по-ниската част на калето с по-високата. От южната страна между два разделени на около метър скални блока има следи от дупки, които са служели за подпори на дървени отбранителни съоръжения. В северната страна на калето са намерени и останки от битова керамика, което показва, че тук е била разположена жилищна сграда.



Фиг. 9. Латинското кале при с. Извос

Заклучение

Основната цел на разработването на Геопарк "Белоградчишки скали" – популяризирането на геоложкото наследство на България и стимулирането на местната икономика чрез развиване на геотуризмът може да бъде постигната единствено чрез интегрирането на георазнообразието и културното и историческо наследство на региона. Хората възприемат двете неща като едно цяло и те по никакъв начин не могат да се разглеждат

поотделно. Естествената девственост и екзотика на Белоградчишките скали са онази притегателна сила, която привлича туристите да прекарат няколко незабравими дни в този оазис на спокойствието и неподправената природна красота. Белоградчишката крепост обаче е лицето на Белоградчишките скали и при докосването си с многовековната история, заключена между нейните стени, посетителите разбират, че този край крие и много антични и средновековни тайни, повечето от които са забравени и изтрети от съзнанието на населението. За тях напомнят само оскъдните останки от първобитните поселения в пещерите "Магурата", "Козарника" и "Лепеница", както и античните военно-отбранителни съоръжения, останали от времето на Римската империя. Това богатство е достатъчно основание да продължим усилията, които положихме за създаването на Национален геопарк "Белоградчишки скали" и да дадем на местното население надежди, че тези усилия не са били напразни. От друга страна създаването на геопарка ще породи нови идеи и възможности за неговото развиване в полза на региона и страната.

Благодарности. Настоящата публикация е резултат от работата по Договор ДДВУ 02/72.

Литература

Ангелов, В., М. Антонов, С. Герджиков, И. Климов, П. Петров, Х. Киселинов, Г. Добрев, Д. Синьовски, С. Приставова. 2006. *Обяснителна записка към геоложката карта на Република България М1:50000, Картен лист К-34-10-В (Димово)*. С., МОСВ, Бълг. нац. геол. служба, Изд. "Унискорп" ООД, 84 с.

ГЕОЛОЖКИ ФЕНОМЕНИ В РАЙОНА НА РЕЗЕРВАТА “РОПОТАМО”, БУРГАСКА ОБЛАСТ

Венелин Желев, Борис Вълчев

Минно-геоложки университет “Св. Иван Рилски”, 1700 София; vjjelev@yahoo.com; b_valchev@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Районът на резервата “Ропотамо” е разположен на полуостров Буруна (северно от гр. Приморско) и съчетава разнообразни биотопи и геоложки феномени. Тук попадат геотопът “Маслен нос” и известният геоложки феномен “Лъвската глава”, които са включени в “Регистъра и кадастъра на геоложките феномени в България”. Настоящата статия има за цел да опише нови обекти в рамките на геотопа “Маслен нос”, както и по крайбрежието на полуостров Вътрешния бурун, и да представи геоложките феномени “Бегликташ” и “Веселата скала”. Геотопът “Маслен нос” включва стръмния морски бряг между н. Маслен нос и залива Света Параскева. Той предоставя отлични възможности за наблюдаването на взаимоотношенията между интрузивния и ефузивния фациес на Росенския палеовулкан. Разкритията позволяват изучаването на прототектониката на Росенския сиенитов плутон, контакта между интрузива и ефузивните продукти от проксималната част (конуса) на Росенския палеовулкан, лавови потоци от “пилоу” лави, сферично (луковично) изветряне в сиенитите, призматично напукване и характерно кавернозно изветряне във вулканските продукти. В геоморфоложки аспект, насечената от красиви фиордообразни заливи брегова линия позволява да се наблюдават абразионни тераси и клифове с височина до 30-40 m. Геоложният феномен “Лъвската глава” представлява красиво скално образувание на десния бряг на р. Ропотамо, приличащо на огромна лъвска глава, оформена от съчетанието на три главни пукнатинни групи, развити в сиенитите на Росенския плутон. Мегалитното тракийско светилище “Бегликташ” се описва като геоложки феномен за първи път в настоящата статия. Представлява естествен скален ансамбъл от сиенитни блокове с различни размери и форма, образувани *in situ* в резултат от сферичното изветряне на скалите на Росенския плутон. Съгласно класификацията на геоложките феномени, геотопът “Маслен нос” и геоложките феномени “Лъвската глава” и “Бегликташ” попадат в групата на обектите с естетическа, научна, образователна и изследователска стойност, а според оригиналната българска методика за оценка на геоложки феномени, геотопът “Маслен нос” се отнася към обектите с регионално значение, докато “Лъвската глава” и “Бегликташ” са феномени с национално значение.

GEOLOGICAL PHENOMENA IN “ROPOTAMO” RESERVE AREA, BOURGAS DISTRICT

Venelin Jelev, Boris Valchev

University of Mining and Geology “St. Ivan Rilski”, 1700 Sofia; vjjelev@yahoo.com; b_valchev@mgu.bg

ABSTRACT. The “Ropotamo” reserve area is situated on Buruna peninsula (north of Primorsko Town) and comprises diverse biotopes and geological phenomena. “Maslen nos” geotope and the famous geological phenomenon “The Lion’s Head” are exposed here. They are included in “Register and Cadastre of the geological phenomena of Bulgaria”. The present article aims to describe new objects in the frame of “Maslen Nos” geotope, as well as on the Internal Burun peninsula seacoast and to represent the geological phenomena “Begliktash” and “The Gay Rock”. “Maslen Nos” geotope comprises the steep sea coast between “Maslen nos” Cape and “Saint Paraskeva” Bay. It gives an excellent opportunity for field observation of the relationships between the intrusive and effusive facies of Rossen paleovolcano. The outcrops allow examination of the prototectonics of Rossen syenite pluton, the contact between intrusive and effusive products from the proximal part (the cone) of Rossen paleovolcano, “pillow” lava flows, as well as spherical (onion-like) weathering in the syenites, prismatic fracturing and vesicular (cavernous) weathering in the volcanic products. In geomorphological aspect, the sea coast line is articulated by beautiful steep fiord-like inlets and reveals wave-cut benches and cliffs up to 30-40 m in height. “The Lion’s Head” geological phenomenon represents a beautiful rock form on the right riverside of Ropotamo River, resembling huge lion’s head. It is formed by the interaction of three main fracture groups developed in the syenites of Rossen pluton. The Tracian sanctuary megalith of “Begliktash” is described as geological phenomenon for the first time in the present article. It is a natural rock assemblage of syenite blocks *in situ*, varying in size and shape, formed as a result of the spherical weathering of Rossen plutonic rocks. According to the classification of geological phenomena, “Maslen Nos” geotope and the geological phenomena of “The Lion’s Head” and “Begliktash” are referred to the geosites of aesthetic, scientific, educational and research value, and according to the original Bulgarian methodology for estimation of geological phenomena “Maslen Nos” corresponds to the criteria for geosite of regional importance, while “The Lion’s Head” and “Begliktash” are geosites of national importance.

Увод

Резерватът “Ропотамо” е една от първите защитени територии в България – за първи път е обявен за резерват през 1940 г. През 1962 г. статутът му е променен в народен

парк, но със заповед 318 от 07.05.1992 г. на Министерството на околната среда е обявен отново за резерват, с цел да се запазят находищата на много редки и застрашени от изчезване растителни и животински видове, комплекс от биотопи, както и редица скални

образувания. Районът на резервата (фиг. 1) е разположен на големия полуостров Буруна (северно от гр. Приморско), заемайки неговата северна половина (полуострова Вътрешния бурун, поречието на р. Ропотамо, блатото и пясъчните дюни "Аркутино"), както и остров Св. Тома (Змийския остров). В рамките на резервата попадат известният геоложки феномен "Лъвската глава", скалната композиция "Веселата скала", скалистият северен бряг на полуостров Буруна (между устието на р. Ропотамо и залива Света Параскева), както и най-високата пясъчна дюна на Балканския полуостров (от ансамбъла на пясъчни дюни "Аркутино"). Непосредствено на югоизток и юг от резервата се намират геотопът "Маслен нос" и геоложкия феномен "Бегликташ". През 2003 г., в рамките на "Регистъра и кадастъра на геоложките феномени в България", са съставени досиета на геотопа "Маслен нос" и геоложкия феномен "Лъвската глава". Настоящата статия има за цел да опише нови обекти в рамките на геотопа "Маслен нос", както и по крайбрежието на полуостров Вътрешния бурун, и да представи геоложките феномени "Бегликташ" и "Веселата скала".



Фиг. 1. Схематична карта на полуостров Буруна с местоположението на резервата "Ропотамо" и изследваните геоложки феномени

Данни за геоложкия строеж на района

Стратиграфия

В района на изследването се разкриват горнокредни вулканогенно-седиментни, интрузивни и субвулкански (дайкови) скали, неогенски морски седименти и кватернерни континентални (алувиални и езерно-блатни) и морски наслаги (фиг. 2).

Горнокредната серия е представена от две групи: *Мичуринска* (Петрова, Симеонов, 1989), включваща Тиклитската свита, и *Бургаска* (Петрова и др., 1980; Петрова, Симеонов, 1989), изградена от скалите на Живизлийската и Созополската свита.

Тиклитската свита (Петрова и др., 1980; Петрова, Симеонов, 1989) се разкрива като ивица с посока СЗ-ЮИ в централната част на района. Тя включва средно- и дебелопластови сивозелени лапилни и пепелни (псамитни) туфи с множество едри кристалокласти от плагиоклаз, пироксен и амфибол. Литокластите са от трахиандезити и

латити. Латерално се съчленява с Живизлийската свита на Бургаската група. Максималната дебелина на свитата е 500 m.

Живизлийската свита (Петрова и др., 1980; 1995) се разкрива в централната част на района под формата на две прекъснати ивици с посока СЗ-ЮИ. В състава ѝ вземат участие три литоложки разновидности: разнозърнести туфи (бомбени, лапилни и пепелни), дебели лавови потоци, силове и субвулкански тела от алкални трахити (българити), и субвулкански тела от алкални базалтоиди. В долните си части свитата се съчленява латерално с Драчевската и Карталкуската свита (ЮЗ от изследвания район), а над нея се разполага Созополската свита, като се предполага, че на контакта между двете свити е внедрен Росенският плутон (Петрова и др., 1994). Дебелината ѝ е около 1250 m.

Созополската свита (Петрова и др., 1980; Петрова и др., 1995) се разкрива в три изолирани петна в СИ част на района. Тя включва главно трахитови пилоу-лави, проследяващи се на места с пластовете от разнозърнести туфи. Трахитите на Созополската свита се различават от типичните за Бургаската група българити. На външен вид те приличат на андезити и латити. Макроскопски в лавовите потоци се различават два вида трахити. Първият е със сива основна маса и впръслещи от едър плагиоклаз и дребен пироксен, а вторият е със сиворозова основна маса и дребни порфири от плагиоклаз и биотит. Наблюдават се и преходни разновидности. По химизъм тези скали представляват висококалийви субалкални до алкални трахити. Предполага се, че Созополската свита лежи върху Живизлийската, но контактът между двете е заличен от внедрените по-късно сиенити на Росенския плутон. Созополската свита се покрива от кватернерни наслаги. Дебелината ѝ се изчислява приблизително на 3750 m.

Росенският плутон се разкрива в СИ част на района под формата на една почти непрекъсната дъговидна ивица с посока СЗ-ЮИ. Той включва две главни петрографски разновидности: сиенити и монцонити. Сиенитите са светлосиви или сивобежови с розов отенък. Състоят се от калиев фелдшпат, плагиоклаз, амфибол и биотит. Рядко се наблюдават кварц и пироксен. Като акцесорни минерали се наблюдават титанит, магнетит и апатит. Структурата им е хетерохипидиоморфнозърнеста и хипидиоморфнозърнеста с преходи към монцонитоподобна. В ендоконттактните зони се наблюдава порфиroidна алотриоморфна хетерозърнеста структура. На места, по североизточния контакт на плутона, се наблюдават порфиroidни дребнозърнести сиенити с повишено съдържание на кварц (кварцсъдържащи сиенити до кварцсиенити). Монцонитите са сиви до сиворозови. Главните им минерали са плагиоклаз, калиев фелдшпат, амфибол и биотит. Второстепенни са кварц и пироксен, а акцесорни – титанит, магнетит и апатит. Структурата на тези скали е монцонитова или хипидиоморфнозърнеста с монцонитови участъци. Монцонитите са внедрени в туфите на Созополската свита. Трудно е да се определи дали двете петрографски разновидности са самостоятелни наставки на плутона, или представляват негови фацисии, тъй като повърхностните им разкрития са изолирани едно от друго. Плутонът се схваща като конично (Иванов, 1979),

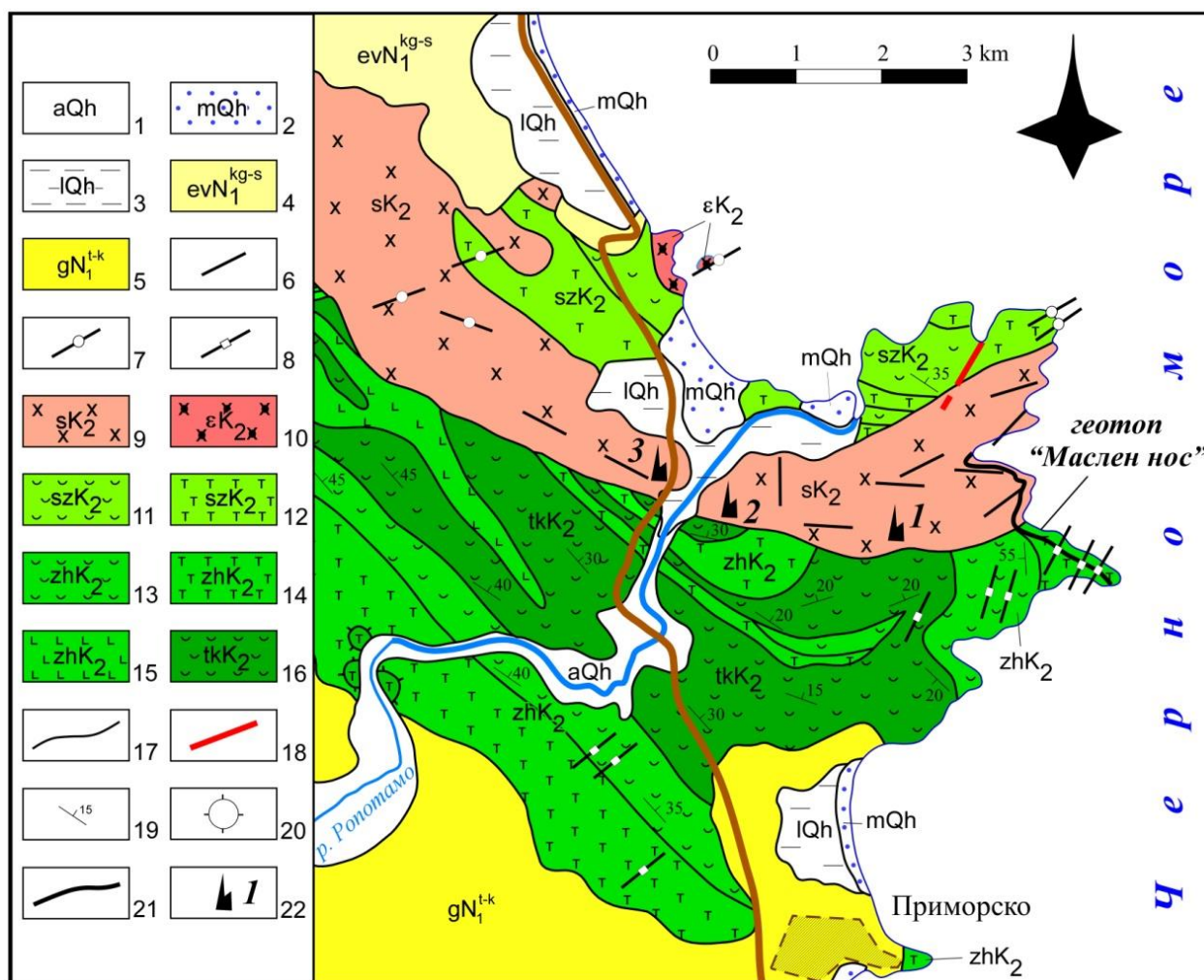
силообразно (Петрова и др., 1980) или пръстеновидно (Дабовски, 1988) тяло, внедрено на контакта между Созополската и Живизлийската свита.

В района се разкриват множество *дайкови скали*, които условно са обединени по състав в три групи (Петрова и др., 1995): 1) алкални базалтоиди и трахити; 2) среднокисели дайки – трахиандезити и сиенодиоритови порфирити и 3) сиенитпорфири. Втората и третата група пресичат само интрузива и очевидно имат постинтрузивен характер, т. е. представляват жилната фаза на плутона. Те запълват двете субвертикални прототектонски пукнатини, развити в сиенитите. Дайките от първата група пресичат само вулканитите и най-вероятно представляват продукти на Росенския палеовулкан. Те са внедрени също в субвертикални пукнатини с посока, перпендикулярна на

контактите, което позволява да се интерпретират като радиални пукнатини.

Неогенската система включва две свити (Галатска и Евксиноградска), скалите на които са образувани в Кримо-Кавказкия басейн, заливал тази част от крайбрежната ивица през Миоцена.

Галатската свита (Попов, Коюмджиева, 1987) се разкрива на широки площи в южната част на района и включва оолитни и детритусни варовици, варовити и пясъчливи глини, разноръннести пясъчници и пясъци, с редки лещи от конгломерати. Лежи трансгресивно и дискордантно върху различни нива на Горната Креда и се покрива частично от кватернерни (холоценски) наслаги. Дебелината ѝ е до 70 м. Възрастта ѝ (Тархан-Конк) е определена с богата фауна (Гочев, 1935; Страшимиров, 1961; Коюмджиева, Попов, 1985; и др.).



Фиг. 2. Геоложка карта на района на полуостров Буруна (по Петрова и др., 1992а, б, с изменения). Кватернер (1-3): 1 – алувиални наслаги (чакъли, пясъци, глини); 2 – морски седименти на ниската (Новочерноморска) тераса (пясъци и глини); 3 – езерно-блатни наслаги (пясъци, глини, торф); Неоген (4-5): 4 – Евксиноградска свита (Караган-Сармат - глини, пясъци, пясъчници); 5 – Галатска свита (Тархан-Конк – пясъчници, варовици, глини); Горна Креда (6-16): дайкови скали (6-8): 6 – сиенитпорфири; 7 – среднокисели дайки (трахиандезити и сиенодиоритови порфирити); 8 – алкални базалтоиди и трахити; Росенски плутон (9-10): 9 – сиенити и кварц-сиенити; 10 – монзонити; Бургаска група (11-15): 11-12 – Созополска свита (11 – туфи, 12 – разливи и силове от алкални трахити); 13-15 – Живизлийска свита (13 – туфи, 14 – разливи и субвулкански тела от алкални трахити, 15 – субвулкански тела от алкални базалтоиди); Мичуринска група: 16 – Тиклитска свита (туфи); 17 – геоложка граница; 18 – разсед; 19 – ориентировка на слоестостта; 20 – нег; 21 – граница на геотопа “Маслен нос”; 22 – местоположение на геоложки феномен: 1 – “Бегликташ”, 2 – “Лъвската глава”, 3 – “Веселата скала”

Евксиноградската свита (Гочев, 1935; Попов, Коюмджиева, 1987) се разкрива в северозападната част на района. Тя е изградена от полигенни конгломерати, глинести и варовити пясъчници, пясъчливи и варовити глини, на места набогатени на растителен детритус. Свитата лежи трансгресивно върху горнокредните вулкански и интрузивни скали, а частично се покрива от кватернерни (холоценски) наслаги. Хроностратиграфският ѝ обхват (Караган-Сармат) е определен от Попов и Коюмджиева (1987).

Кватернерът в района е представен само от холоценски наслаги, поделени на три литогенетични типа (Петрова и др., 1994; Петрова и др., 1995): езерно-блатни, морски и алувиални седименти.

Езерно-блатните наслаги се разкриват в устията на реките, които са превърнати в лимани. Те включват фини пясъци, пясъчливи глини и глини, богати на овъглен растителен детритус. На места се установяват и тънки чакълни прослойки.

Морските наслаги се разкриват в няколко пясъчни плажни ивици. Те се отнасят към ниската (Новочерноморска) тераса. Представени са от пясъци, богати на черупков детритус.

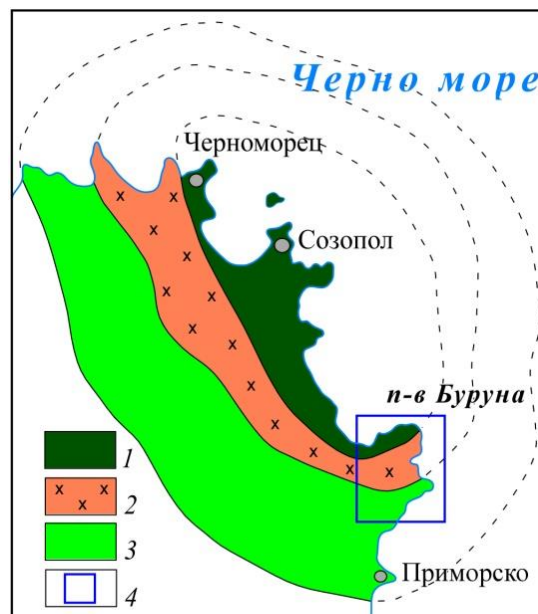
Алувиалните седименти са свързани пространствено с р. Ропотамо. Те се разкриват в руслото и в заливните тераси. Състоят се от чакъли, пясъци, глинести пясъци и глини.

Тектоника

Геоложките феномени от района на резервата "Ропотамо" попадат в най-източната част на Средногорската зона и по-точно – в южната част на Росенската вулканоплутонична структура (фиг. 3), включваща Росенския палеовулкан, мрежа от вулканотектонски разломи и свързаните с тях субвулкански тела и дайки, Росенския плутон и рудни жили (Станишева-Василева, Василев, 1981, Василев и др., 1984; Харьковска и др., 1989; и др.).

Ефузивните скали от външните части на вулкана потъват периклинално на запад и югозапад, като очертават положението на вулканския купол. Близко до контакта с Росенския интрузив те са огънати и потъват центриклинално към вътрешността на вулкана, маркирайки калдерно потъване на централните му части.

Росенският плутон представлява сложна интрузия, образувана през няколко импулса (два – Дабовски, 1988; Харьковска и др., 1989; четири – Тодоров, 1966; пет – Димитров, Димитрова, 1961; Богданов и др., 1967; Попов, Антимова, 1984) на магмено внедряване, продуктите на които се разполагат концентрично. Прототектонските пукнатини, възникнали при застиването на магмата, оформят три главни пукнатинни групи. Първата и втората са субвертикални и ортогонални една на друга. Първата е с посока С-Ю, а втората – И-З. Третата група е субхоризонтална до леко наклонена (15°) на ССИ. Тези три пукнатинни групи са обусловили блоково-призматичната напуканост на скалите на плутона.

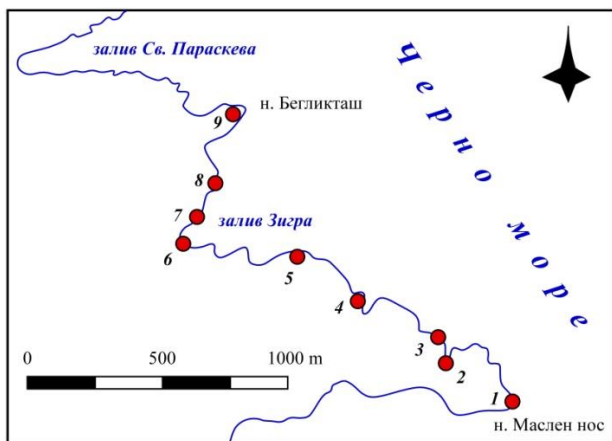


Фиг. 3. Схема за строежа на Росенския палеовулкан (по Станишева-Василева, Василев, 1981, Василев и др., 1984ф; Харьковска и др., 1989): 1 – резургентна калдера; 2 – пръстеновидна интрузия (Росенски плутон); 3 – външна част (сома); 4 – местоположение на изследвания район

В морфоструктурно отношение, Росенската вулканоплутонична постройка се намира в центъра на Бургаската пръстеновидна морфоструктура (Попов, Спиридонов, 1990).

Характеристика на геоложките феномени Геотоп "Маслен нос"

Геотопът е обявен за природна забележителност със заповед № 4051/29.12.1973 г. на Министерството на горите и опазване на природната среда. Включва стръмния морски бряг, с дължина 4 km, между н. Маслен нос (Зейтинбурун) и залива Света Параскева (фиг. 4). Той предоставя отлични възможности за наблюдаването на взаимоотношенията между интрузивния и ефузивния фациес (в случая представен от скалите на Живизлийската свита) на Росенския палеовулкан. Непрекъснатите разкрития позволяват наблюдаването на лавови потоци от трахитови "пилоу" лави (фиг. 4, т. 1, 3-5; табл. I, фиг. 1, 3, 4), вулкански брекчи (фиг. 4, т. 2; табл. I, фиг. 2), субвулкански тела от алкални трахити (фиг. 4, т. 4; табл. I, фиг. 1, 3), призматично напукване (фиг. 4, т. 4; табл. I, фиг. 5) и характерно кавернозно изветряне във вулканските продукти (фиг. 4, т. 3, 4; табл. I, фиг. 6), контакта между интрузива и ефузивните продукти от проксималната част (конуса) на Росенския палеовулкан (фиг. 4, т. 6; табл. I, фиг. 7), разкриващ се в залива Зигра. На север от него, до залива Света Параскева, бреговата линия предоставя отлични условия за изучаването на прототектониката на Росенския сиенитов плутон (фиг. 4, т. 6-8; табл. I, фиг. 7-9), както и наблюдаването на различни стадии при сферичното (луковично) изветряне на сиенитите (фиг. 4, т. 6-9; табл. I, фиг. 7-10). В геоморфоложки аспект, насечената от красиви фиордообразни заливи (фиг. 4, т. 2, 4; табл. I, фиг. 11) брегова линия позволява да се наблюдават абразионни тераси и клифове с височина до 30-40 m (фиг. 4, т. 3; табл. I, фиг. 12).

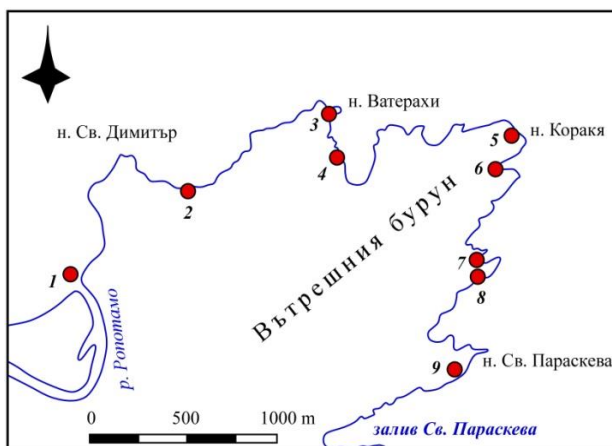


Фиг. 4. Местоположение на най-характерните разкрития в рамките на геотопа "Маслен нос"

Според класификацията на геоложките феномени, геотопът "Маслен нос" попада в групата на обектите с естетическа, научна, образователна и изследователска стойност, а според оригиналната българска методика за оценка на геоложки феномени (Синьовски и др., 2002), той се отнася към обектите с регионално значение.

Геоложки феномени по северния бряг на п-в Буруна

Тази част от бреговата линия на полуострова досега остава встрани от дискусиите за геоложките феномени по южното българско Черноморие. Стръмната брегова ивица между устието на р. Ропотамо и залива Света Параскева, която е с дължина 7.5 km (фиг. 5), предлага непрекъснати разкрития, даващи възможност да бъдат наблюдавани трахитови туфи (фиг. 5, т. 2; табл. II, фиг. 1), лавови потоци от алкални трахити (фиг. 5, т. 5; табл. II, фиг. 4), субвулкански тела (фиг. 5, т. 3; табл. II, фиг. 2, 3), призматично напукване (фиг. 5, т. 4, 6; табл. II, фиг. 5, 6). Споменатите обекти се разкриват в участъка между устието на р. Ропотамо и н. Корака и те попадат в обхвата на Созополската свита. На юг от н. Корака до залива Света Параскева може да се наблюдава прототектониката на Росенския плутон (фиг. 5, т. 7, 9; табл. II, фиг. 9-11), както и различните стадии на сферичното изветряне в сиенитите (фиг. 5, т. 9; табл. II, фиг. 10, 11).



Фиг. 5. Местоположение на най-характерните разкрития по брега на Вътрешния бурун

Подобно на геотопа "Маслен нос", и тази част от бреговата линия на п-в Буруна е насечена от фиордообразни заливи (фиг. 5, т. 6-8; табл. II, фиг. 7-9) и представя абразионни тераси и клифове с височина до 30 m (фиг. 5, т. 2, 6-8; табл. II, фиг. 1, 7, 9). Непосредствено на С от устието на р. Ропотамо от морето се издига скална гъба, оформена в трахитите на Созополската свита (фиг. 5, т. 1; табл. II, фиг. 12), която е и крайната точка при екскурзионните маршрути с лодка по реката.

Според класификацията на геоложките феномени северният бряг на п-в Буруна попада в групата на обектите с естетическа и научна стойност, а според оригиналната българска методика за оценка на геоложки феномени (Синьовски и др., 2002), той е с национално значение.

Геоложки феномен "Бегликташ"

Като археоложки обект, "Бегликташ" е открит през 2003 г. и проучен от екип на бургаския музей с ръководител Ц. Дражева. Описван е като мегалитно тракийско светилище (<http://www.begliktash.hit.bg/indexbg.htm>). Като геоложки феномен се документира за първи път в настоящата статия. Намира се в местността "Бегликташ" на 2.2 km ЗСЗ от н. Маслен нос и на 770 m СИ от вр. Китка (фиг. 1).

Представява естествен скален ансамбъл от сиенитни блокове с различни размери и форма (табл. III, фиг. 1). По-голямата част от тях е разположена върху ясно изразена субхоризонтална площадка (предопределена от групата от субхоризонтални пукнатини в Росенския плутон), в която личат ясно двете субвертикални групи пукнатини (С-Ю и И-З). Измерванията на ориентировката на субвертикалните стени на отделните блокове, които са ортогонални една на друга, показваха, че тя съвпада с ориентировката на субвертикалните пукнатини в отдолулежащата площадка (табл. III, фиг. 2-4). Този факт ни дава основание да смятаме, че блоковете са образувани *in situ*, в резултат от сферичното изветряне на скалите на Росенския плутон. Освен това в много случаи (когато не лежат върху споменатата скална площадка) те продължават своето разпространение в дълбочина при същата ориентировка на субвертикалните стени. Допълнително доказателство в полза на това заключение е наличието на многобройни блокове в гората из цялата местност "Бегликташ" (табл. III, фиг. 5, 6), като във всички случаи (когато няма данни за преместване на блоковете вследствие на срутване или свличане) се констатира закономерна ориентировка на субвертикалните стени, съвпадаща с тази от светилището и разкритията по морския бряг между заливите Зигра и Света Параскева. Изводът е, че главната причина за оформянето на блоковете е първичната напуканост на скалите в съчетание с ерозията. Човекът само е използвал сътвореното от природата, като го е дооформил за своите потребности.

Според класификацията на геоложките феномени "Бегликташ" попада в групата на обектите с естетическа стойност, а според оригиналната българска методика за оценка на геоложки феномени (Синьовски и др., 2002), той е с национално значение.

Геоложки феномен “Лъвската глава”

Геоложкия феномен “Лъвската глава” е обявен за природна забележителност със заповед № 1427/13.05.1974 г. на Министерството на горите и опазване на природната среда. Намира се на десния бряг на р. Ропотамо в местността “Калето” (“Вълчаново кале”), на 230 m ЮЗ от самия връх и на 1.6 km ССИ от кея за увеселителни лодки (фиг. 1). Представлява красиво скално образувание, разположено между 60 и 110 m надморска височина, приличащо на огромна лъвска глава, оформена от съчетанието на трите главни пукнатинни групи, развити в сиенитите на Росенския плутон (табл. III, фиг. 7, 8). Те са предопределили блоково-призматичната напуканост на скалите, а последвалото действие на изветрителните процеси (характерното за интрузивните скали сферично изветряне) е довело до окончателното оформяне на феномена. Той има изключителна популярност сред туристите поради факта, че може да се наблюдава от шосето Созопол-Приморско. Освен това той е един от основните обекти при екскурзионните маршрути с лодка по р. Ропотамо. Според класификацията на геоложките феномени, “Лъвската глава” е обект с естетическа стойност, а според оригиналната българска методика за оценка на геоложки феномени (Синьовски и др., 2002), той е с национално значение.

Освен “Лъвската глава” в района на вр. Калето се разкрива изобилие от сиенитни блокове *in situ* с различни размери и форма (табл. III, фиг. 9, 10), също продукт на сферично изветряне, до които може да се достигне по маркирана туристическа пътека, идваща от ЮИ. На няколко места между блоковете личат останките от стените на средновековната крепост Ранули (Ропотамо).

Геоложки феномен “Веселата скала”

Представлява неголяма скална композиция, намираща се на левия бряг на р. Ропотамо, на 1.8 km С от кея за увеселителни лодки. Досега не е описвана като геоложки феномен, но е посочена на информационните табла като един от обектите за посещаване в рамките на резервата “Ропотамо”. До нея води обозначена туристическа пътека. Издига се на височина 20 m непосредствено над шосето за Созопол, преди завоя за м. Аркутино (фиг. 1). Образувана е в резултат от сферичното изветряне на сиенитите на Росенския плутон (табл. III, фиг. 11, 12) и представлява най-западното разкритие на този феномен в рамките на резервата “Ропотамо”. “Веселата скала” е обект с естетическа стойност и локално значение.

Заклучение

Районът на резервата “Ропотамо” съчетава по забележителен начин разнообразни биотопи (лиманът на р. Ропотамо и свързаните с него блатата, бисерът сред които е блатото Аркутино, пясъчни дюни, лонгозни гори), редки растителни (морски пелин, пясъчна лилия и др.) и животински видове, значителна част от които фигурират в Червената книга на България, както и геоложки феномени. Това съчетание, заедно с отличните транспортни комуникации, обуславя известността на голяма част от споменатите обекти и неслучайно районът на резервата е включван многократно както в студентски практики (геоложки, биоложки, еколожки), така и в туристически маршрути. Интрузивните и ефузивните скали от

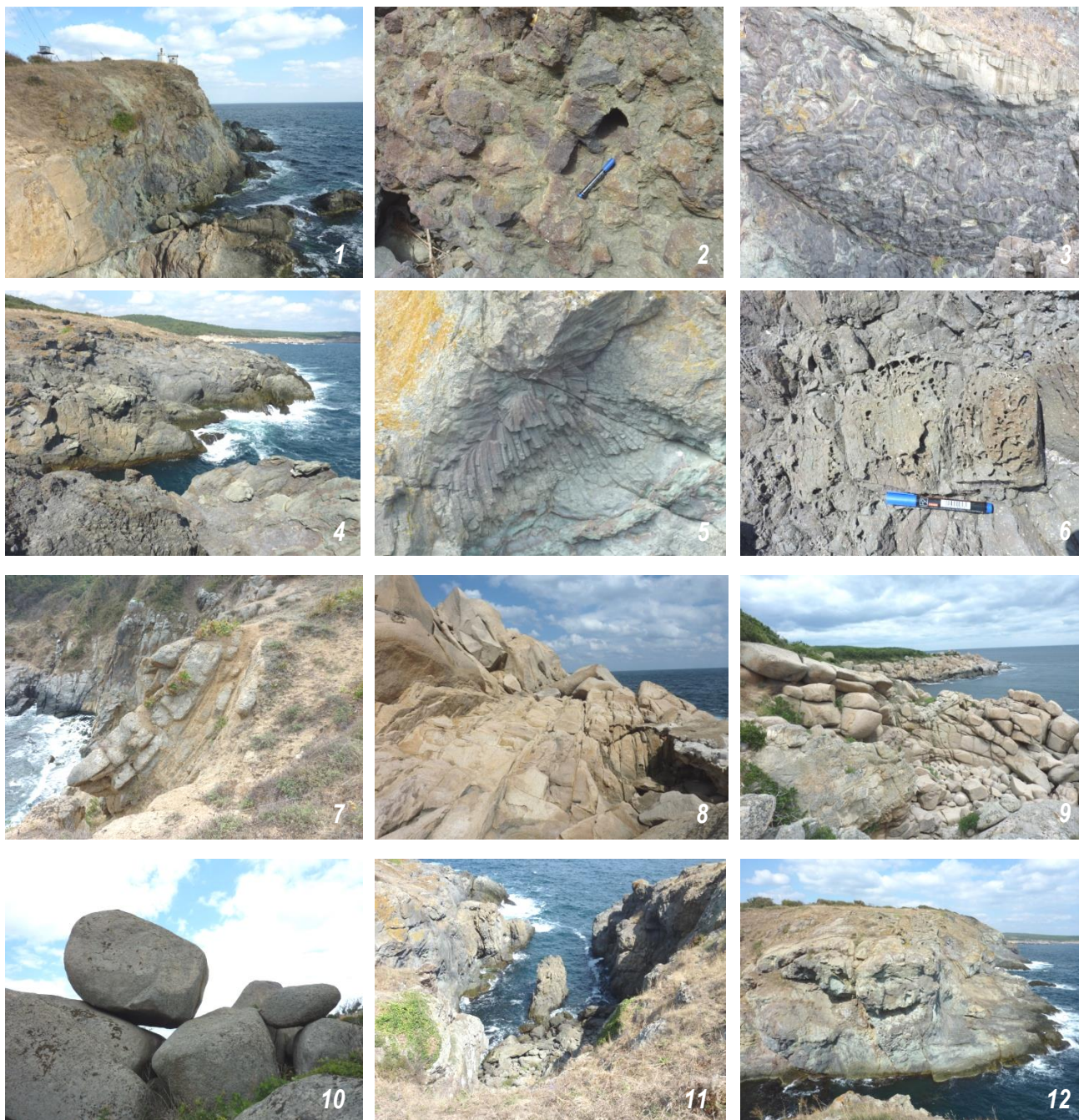
Росенската вулкано-плутонична структура, в които са образувани описаните в статията геоложки феномени, са устойчиви на въздействието на екзогенните процеси и това предполага тяхното продължително съществуване. С цел по-широкото им популяризиране е необходимо поставянето на нови информационни табла с геоложка информация, тъй като на съществуващите в момента такава липсва. Допълнително предимство би било и разработването на илюстрирани интерпретативни геоложки маршрути, подобно на съществуващите в рамките на геотопите “Устието на р. Велека” и “Силистар” (Желев и др., 2012). Това ще доведе до естественото превръщане на района на резервата в централна част от геопарк по палеовулканология, обхващащ черноморското крайбрежие на юг от Бургас.

Литература

- Бакалова, Д., Л. Додекова, Х. Чемберски. 1982. Списък на имената на седиментните и седиментно-вулканогенните литостратиграфски единици, въведени в България. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 43, 1, 102-112.
- Бегликташ – мегалитното светилище – <http://www.begliktash.hit.bg/indexbg.htm>.
- Богданов, Б., Р. Рашков, Г. Ярмов. 1969. Структурни особености на Росенското рудно поле. – *Изв. ГИ БАН, Сер. Рудни и нерудни пол. изкол.*, 18, 7-25.
- Василев, Л., Г. Станишева-Василева, А. Харковска, Х. Дабовски, П. Лилов. 1984. *Структурно, петроложко и металогенно изследване на къснокреден магмен апарат от централен тип. Росенски палеовулкан*. Геофонд ГИ БАН, 167 с.
- Гочев, П. 1935. Находка на средномiocенски наслаги югоизточно от Бургас. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 7, 3, 253-255.
- Дабовски, Х. 1988. *Пукнатинни интрузии в Средногорieto*. С., Изд. БАН, 183 с.
- Димитров, С., Е. Димитрова. 1961. Магматизъм и връзката му с орудяванията в областта източно от гр. Бургас. – *Тр. геол. България, Сер. Геохим. и пол. изкол.*, 2, 9-57.
- Желев, В., Б. Вълчев, К. Кършева, Д. Съчков. 2012. Геотопите “Устието на река Велека” и “Силистар” – основа на един естествен геопарк по палеовулканология. – *Год. МГУ*, 55, Св. I, *Геол. геофиз.*, 21-29.
- Иванов, Р. 1979. Към тектоногеохимичния анализ на горнокредния магматизъм в Източното Средногорие. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 40, 1, 47-61.
- Коюмджиева, Е., Н. Попов. 1985. Обем и подразделение караганского яруса (средний миоцен) Восточного Паратетиса. – *Geologica Balc.*, 15, 1, 75-82.
- Петрова, А., А. Симеонов. 1989. Нови данни за литостратиграфията на горната креда в Източното Средногорие. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 50, 3, 6-14.
- Петрова, А., Е. Василев, Л. Михайлова, А. Симеонов, Е. Челебиев. 1980. Литостратиграфия части верхнего мела в Бургаском районе. – *Geologica Balc.*, 10, 4, 23-67.
- Петрова, А., Х. Дабовски, Л. Михайлова, С. Савов, Г. Чаталов. 1995. *Обяснителна записка към геоложката карта на България в М1:100000 (картен лист Царево, н. Силистар, Малко Търново, Резово)*. С., КГМР, “Геология и геофизика” АД, 67 с.

- Петрова, А., Х. Дабовски, С. Савов, Г. Чаталов. 1992а. *Геоложка карта на България в М1:100000 (картен лист Царево, н. Силистар, Малко Търново, Резово)*. С., КГМР, ПГПГК.
- Петрова, А., Л. Михайлова, В. Василева. 1992б. *Геоложка карта на България в М1:100000 (картен лист Поморие)*. С., КГМР, ПГПГК.
- Петрова, А., Л. Михайлова, В. Василева. 1994. *Обяснителна записка към геоложката карта на България в М1:100000 (картен лист Поморие)*. С., КГМР, "Геология и геофизика" АД, 39 с.
- Попов, П. Ц. Антимова. 1984. Магматизъм и структура на Росенското рудно поле. – *Год. ВМГИ*, 30, 2, 137-175.
- Попов, Н., Е. Коюмджиева. 1987. Миоценът в Североизточна България (литостратиграфска подялба и геолошко значение). – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 48, 3, 15-33.
- Попов, П., Х. Спиридонов. 1990. Върху морфоструктурата на рудните райони в Средногорието. – *Год. ВМГИ*, 36, 1, 31-39.
- 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.
- Станишева-Василева, Г., Л. Василев. 1981. Росенското рудно поле – възможен модел за централен тип вулканска структура и неговото металогенно значение. – *Рудодобив*, 36, 2, 1-6.
- Страшимиров, Б. 1961. Нови данни за наличието на среден миоцен южно от гр. Бургас. – *Год. ВМГИ*, 7, 37-45.
- Тодоров, Т. 1966. Петрохимична характеристика на магмените скали ЮЗ от Бургас. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 27, 3, 273-284.
- Тракийско светилище Бегликташ:*
http://www.bulgarianhistory.org/svetilishte_begliktash/.
- Харковска, А., Г. Станишева-Василева, Х. Дабовски. 1989. Росенский палеовулкан. – В: *Альпийский магматизм Средногорий и Восточных Родоп и связанная с ним металлогения (путеводитель экскурсии)*. – XIV Конгрес КБГА, С.

ТАБЛИЦА I



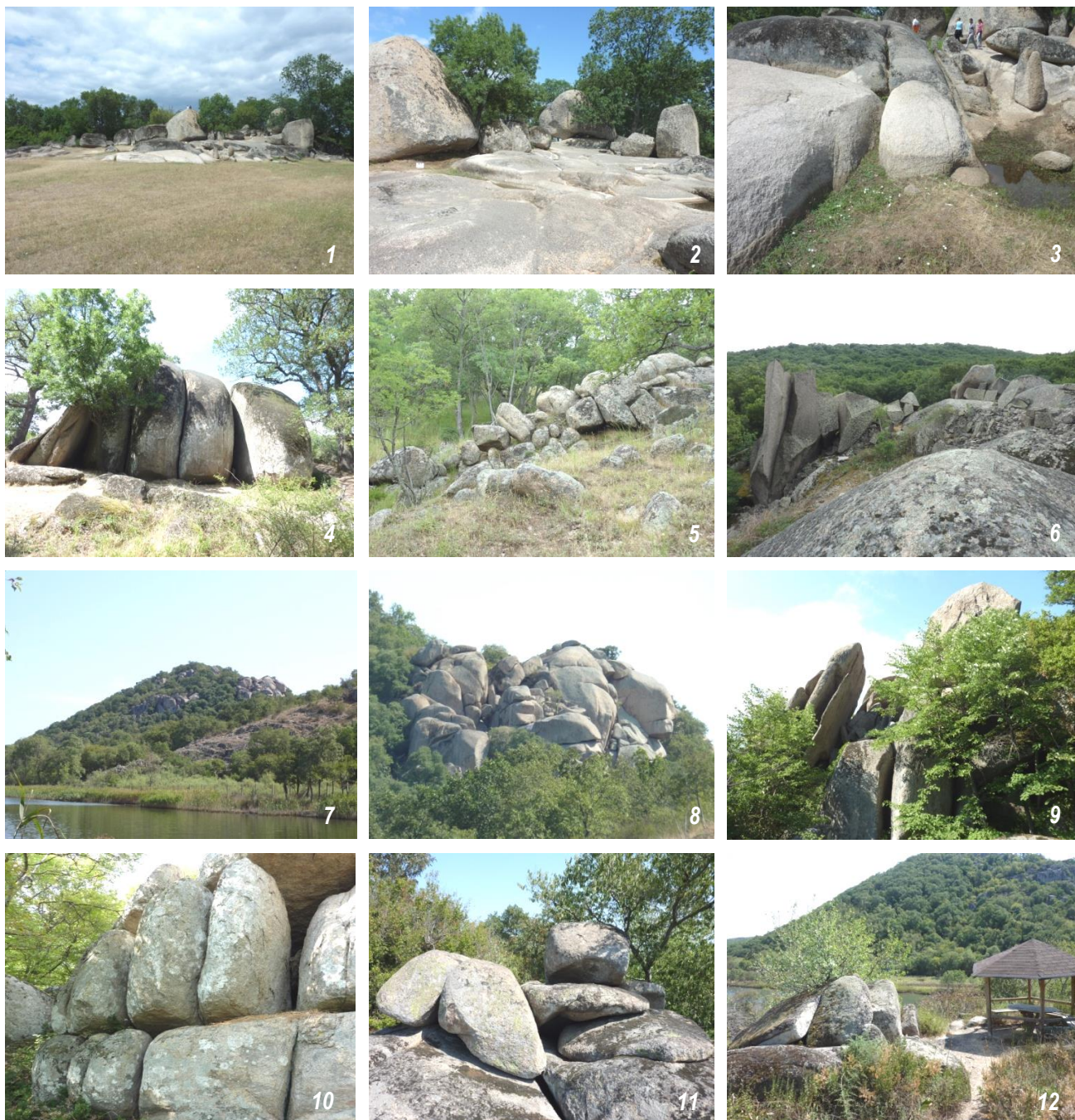
1 – лавов поток от трахитови “пилоу” лави и субвертикална трахитова дайка (отляво) при н. Маслен нос; 2 – вулканска брекча от късове от алкални трахити на 300 m СЗ от н. Маслен нос; 3 - лавов поток от трахитови “пилоу” лави и силообразно тяло от алкални трахити (отгоре) на 500 m СЗ от н. Маслен нос; 4 – сравнително полегат участък от морския бряг на 850 m СЗ от н. Маслен нос, в който се наблюдава лавов поток от трахитови “пилоу” лави; 5 – призматично напукване в лавов поток от трахитови “пилоу” лави на 750 m СЗ от н. Маслен нос; 6 – кавернозно изветряне на 820 m СЗ от н. Маслен нос; 7 – тектонизираният контакт между сиенитите на Росенския плутон (отдясно) и ефузивните скали на Живизлийската свита в средата на залива Зигра – в сиенитите се наблюдават субвертикални пукнатини с посока С-Ю и начален стадий на сферично изветряне; 8 – система от субвертикални пукнатини в сиенитите на Росенския плутон с посока С-Ю на 175 m СИ от залива Зигра и начален стадий на сферично изветряне; 9 – различни стадии на сферично изветряне на 370 m СИ от залива Зигра, на заден план – н. Бегликташ; 10 – сиенитни блокове in situ от Росенския плутон при н. Бегликташ; 11 – фиордообразен залив и каменна пирамида с височина 10 m сред алкалните трахити на Живизлийската свита на 770 m СЗ от н. Маслен нос; 12 – абразионна тераса с ширина 20 m и клиф с височина 30 m, оформени сред лавов поток от трахитови “пилоу” лави на 350 m СЗ от н. Маслен нос

ТАБЛИЦА II



1 – абразионна тераса с ширина 20 m и клиф с височина 10 m в трахитови туфи на Созополската свита на 220 m ЮИ от н. Св. Димитър; 2, 3 – силове от алкални трахити сред трахитови туфи на 250 m З от н. Ватерахи; 4 – лавов поток от алкални трахити при н. Коракия; 5 – призматично напукване в алкални трахити при н. Ватерахи; 6 – призматично напукване в алкални трахити на 160 m Ю от н. Коракия; 7 – тесен фиордообразен залив с височина на клифа 25 m, намиращ се на 750 m ЮЮЗ от н. Коракия, развит в сиенитите на Росенския плутон; 8 – скална пирамида с височина 15 m в широк фиордообразен залив на 690 m ЮЮЗ от н. Коракия; 9 – същият фиордообразен залив, в който личат ясно двете групи субвертикални пукнатини, характерни за Росенския интрузив: в дъното на залива се виждат зародиши на по-малки фиордообразни заливи, обусловени от субвертикални пукнатини с посока И-З; 10, 11 – различни стадии на сферично изветряне в сиенитите на Росенския плутон на 230 m ЮЗ от н. Света Параскева; 12 – скална гъба, изваяна в алкални трахити, непосредствено на С от устието на р. Ропотамо

ТАБЛИЦА III



1–4 - геоложки феномен “Бегликташ”: 1 – общ изглед на феномена (поглед от ЮЗ); 2 – субгоризонтална скална площадка с ясно личащи субвертикални пукнатини с посока И-З и С-Ю; 3 – система от ясно изразени субвертикални пукнатини с посока З-И в ЮЗ край на площадката; 4 – скални блокове с височина 3 m в Ю край на феномена с ясно изразени субвертикални пукнатини с посока С-Ю; 5, 6 – сиенитни блокове in situ в гората И от геоложкия феномен “Бегликташ” с ясно изразени пукнатинни групи; 7 - вр. Калето (Вълчаново кале), където се е намирал югозападният край на средновековната крепост Ранули, и геоложкия феномен “Лъвската глава” (отдясно на върха) – поглед от шосето Приморско-Созопол; 8 – общ изглед на “Лъвската глава”; 9, 10 – сиенитни блокове с височина 2-4 m в района на вр. Калето; 11-12 – геоложки феномен “Веселата скала”: 11 – общ изглед на най-високо разположените сиенитни блокове; 12 – поглед от “Веселата скала” към р. Ропотамо

ГЕОЛОЖКИ ФЕНОМЕНИ В БАЗОВСКИЯ ДЯЛ НА ВРАЧАНСКА ПЛАНИНА

Борис Вълчев, Димитър Съчков, Красимира Кършева

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

РЕЗЮМЕ. Врачанска планина, заемаща преходно положение между Предбалкана и Главната Старопланинска верига, е известна с геоложките феномени "Ритлите", "Вратцата" и "Лакатнишки скали", които са включени в "Регистъра и кадастъра на геоложките феномени в България", както и с описания по-късно геоложки феномен „Черепишки скали“. Базовският дял на планината, отделен от реките Лева (от северозапад) и Злотица (от югозапад), предоставя отлични възможности за наблюдаването и изучаването на разнообразието от геоморфоложки обекти, изваяни в триаските, юрските и долнокредните карбонатни скали. Някои от тях са описани като природни забележителности или защитени местности в рамките на природен парк "Врачански Балкан" и резервата "Врачански карст". Настоящата статия има за цел да популяризира някои от най-типичните геоложки феномени в Базовския дял на планината - скалните венци, оформени в скалите на Могилската (Оленек-Аниз) и Милановската свита (Ладин) в източния склон на Згориградската котловина, както и в скалите на Гложенската (Титон) и Черепишката свита (Титон-Барем) в североизточния склон на Врачанска планина, каменните гъби, изваяни в скалите на Бабинската свита (Аниз) източно от с. Згориград, малките земни пирамиди, образувани в пролувиалните отложения (Холоцен) в източните покрайнини на същото село, многообразието от скални пирамиди, скални колони и отвесни скални стени в Черепишката свита. Съгласно класификацията на геоложките феномени описаните геоморфоложки забележителности попадат в групата на обектите с естетическа стойност, а според оригиналната българска методика за оценка на геоложки феномени те се отнасят към обектите с локално и национално значение.

GEOLOGICAL PHENOMENA IN THE BAZOVSKI PART OF VRATSA MOUNTAIN

Boris Valchev, Dimitar Sachkov, Krasimira Karsheva

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

ABSTRACT. Vratsa Mountain, situated between the Fore Balkan and the Main Stara Planina range, is famous with the geological phenomena of "Ritlite" ("The Racks"), "Vratsata" ("The Vratsa Gorge"), and "Lakatnik Rocks", included in "Register and Cadastre of the geological phenomena of Bulgaria" as well as the geological phenomenon of "Cherepish Rocks" described later. The Bazovski part of the mountain, separated by Leva River (from northwest) and Zlotitsa River (from southwest) gives an excellent opportunity for field observation and examination of the diversity of geomorphological sites formed in the Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous carbonate rocks. Some of them were described as natural landmarks or protected sites in the "Vratsa Balkan" Natural Park and "Vratsa Karst" reserve. The present article aims to describe some of the most typical geological phenomena from the Bazovski part of the mountain, such as the rock cliffs, formed in the rocks of the Mogilska Fm (Olenekian-Anisian) and Milanovo Fm (Ladinian) in the eastern slope of the Zgorigrad valley as well as in the rocks of the Glozhene Fm (Tithonian) and Cherepish Fm (Tithonian-Barremian) in the northeastern slope of the mountain, the stone mushrooms in the rocks of Babino Fm (Anisian) east of Zgorigrad village, the small earth pyramids in the proluvial deposits (Holocene) in the eastern outskirts of the same village, the variety of rock pyramids, rock columns and vertical rock walls (swaths) in the Cherepish Fm. According to the classification of geological phenomena, the geomorphological sites described here are referred to the geosites of aesthetic value and according to the original Bulgarian methodology for estimation of geological phenomena they correspond to the criteria for geosites of local and national importance.

Увод

Врачанска планина заема преходно положение между Предбалкана и Главната Старопланинска верига. Наред с многобройните пещери (над 500), повърхностни карстови форми и водопади (общо 176, от тях 17 с постоянен отток), които са изключително популярни сред алпинистите, спелеолозите и обикновените туристи, тя е известна с геоложките феномени "Ритлите" (Антонов, 2010), „Вратцата“ (Антонов, 2010) и „Лакатнишки скали“ (Айданлийски, 2004), включени в "Регистър и кадастър на геоложките феномени в България" (1999-2003), както и с описания по-късно геоложки феномен "Черепишки скали" (Вълчев, Синьовски, 2009). Базовският дял, отделен от

реките Лева (от северозапад), Злотица (от югозапад) и Искър (от юг), заема източната част на планината и предоставя отлични възможности за наблюдаването и изучаването на разнообразието от геоморфоложки обекти, изваяни в триаските, юрските и долнокредните карбонатни скали. Някои от тях са описани като природни забележителности или защитени местности в рамките на природния парк "Врачански Балкан" (обявен през 1989 г. като народен парк, а от 2003 г. – природен парк) или резервата "Врачански карст" (обявен през 1983 г.).

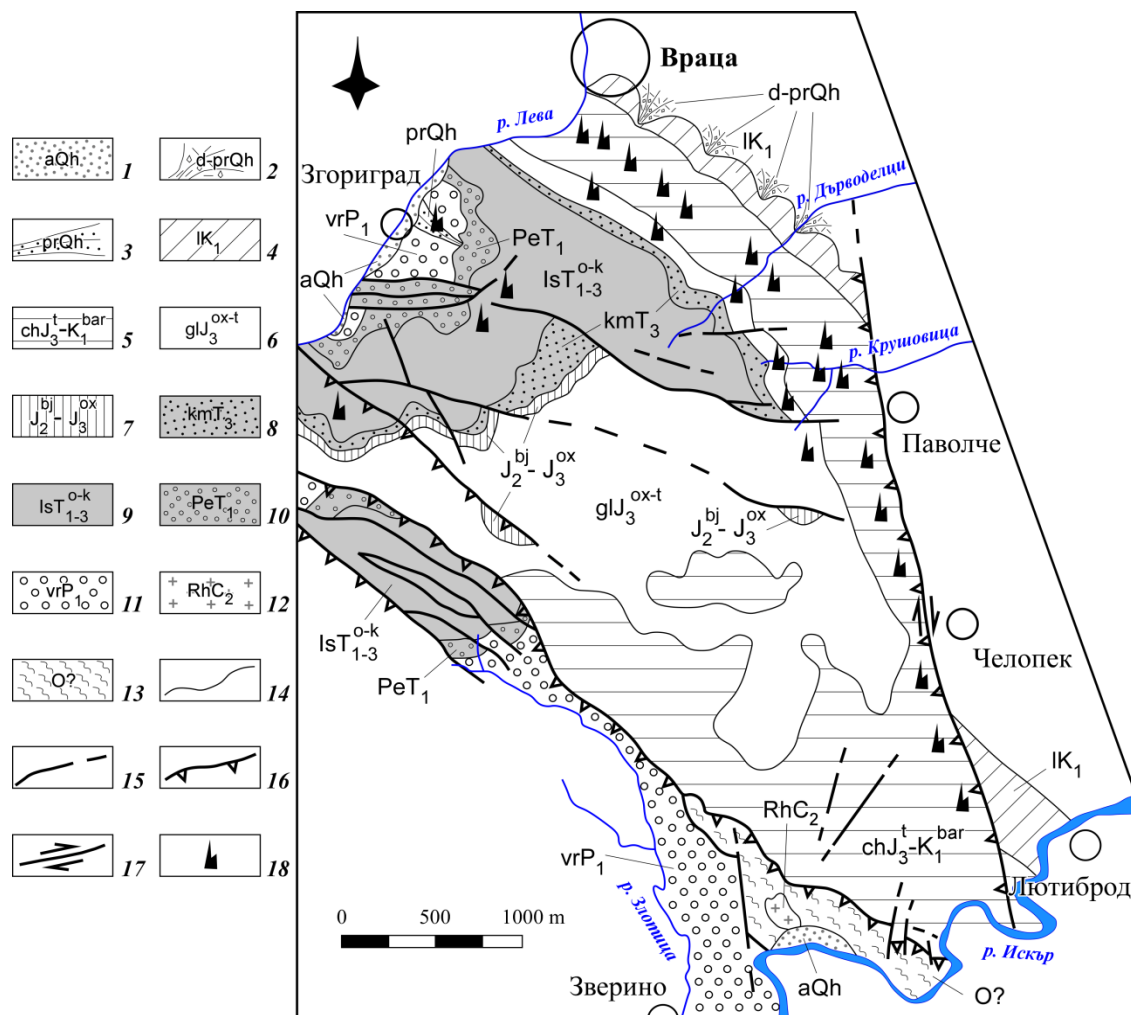
Настоящата статия има за цел да популяризира някои от най-типичните геоложки феномени в Базовския дял на планината – скални венци, каменни гъби и пирамиди,

скални колони и отвесни скални стени, земни пирамиди. Според класификацията на геоложките феномени те се отнасят към обектите с естетическа стойност, а според оригиналната българска методика за оценка на геоложки феномени (Синьовски и др., 2002) те са с локално или национално значение.

Данни за геоложкия строеж на района

Стратиграфия

Базовският дял на Врачанска планина е изграден от нискометаморфни ордовижки (?) метаседименти и метабази, къснокарбонски гранитоиди, раннопермски груботеригенни скали, триаски, юрски и раннокредни теригенни, теригенно-карбонатни и карбонатни скали, както и кватернерни седименти (фиг. 1).



Фиг. 1. Геоложка карта на Базовския дял на Врачанска планина (по Цанков и др., 1990; Антонов и др., 2004; Ангелов и др., 2007; с изменения и допълнения): 1 – алувий (Холоцен) – блокове, чакъли, пясъци, глини от русловия фацис; 2 – делувий и пролувий (Холоцен) – незаоблени блокове от варовици с глинесто-песъчлива spojka; 3 – пролувий (Холоцен) – наносни конуси от чакъли, гравий, глинести пясъци и песъчливи глини; 4 – Лютибродска свита (Барем-Долен Апт) – целочерупчести, детритусни, оолитни и песъчливи варовици, варовити пясъчници, мергели, алевролити; 5 – Черепишка свита (Титон-Барем) – масивни биокластични и биоконструирани варовици; 6 – Гложенска свита (Оксфорд-Титон) – микритни варовици; 7 – Полатенска и Яворецка свита (Байос-Оксфорд) – песъчливи, биодетритусни и пелетно-оолитни варовици; 8 – Комщицка свита (Карн-Нор) – варовици, аргилити, карбонатни брекчи; 9 – Искърска карбонатна група (Оленек-Карн) – варовици, органиогенни варовици, доломитни варовици, доломити, варовити пясъчници, варовити аргилити; 10 – Петроханска теригенна група (Долен Триас) – пясъчници, алевролити; 11 – Вранска свита (Долен Перм) – брекчоконгломерати, пясъчници, алевролити; 12 – Ржански плутон (Горен Карбон) – нашистени аплитоидни гранити; 13 – пелитна метазадруга, метазадруга на кварцошистите и зеленошистна метазадруга (Ордовик?) – филитизирани аргилити, кварцошисти, кварц-хлорит-серицитови шисти, метаалевролити, метапсамити и метабази; 14 – литостратиграфска граница; 15 – разсед; 16 – възсед; 17 – отсед; 18 – местоположение на геоложки феномен

Най-старите скали в изследвания район са представени от метаморфозирани в зеленошистен фацис глинести, теригенни и карбонатни седиментни последователности, вулкански и интрузивни скали, които са обозначени като *Берковски нискометаморфен комплекс* (Ангелов и др., 2008). Подробна справка за

развитието на представите за старопалеозойските нискометаморфни скали е дадена от Антонов и Приставова (в Ангелов и др., 2008). Тези скали се разкриват в най-южната част на Базовския дял, СИ от с. Зверино, и са обединени в три неофициални литостратиграфски единици (Антонов, Приставова в

Ангелов и др., 2008): пелитна метазадруга, метазадруга на кварцошистите и зеленошистна метазадруга (Ордовик?).

На около 2 km североизточно от с. Зверино се разкрива малко тяло от нашистени аплитоидни гранити, внедрени в нискометаморфните скали на зеленошистната метазадруга, възприемано (Ангелов и др., 2008) като част от *Ржанския плутон* (Горен Карбон).

Най-младите скали в палеозойския разрез са обединени във *Вранска свита* (Тенчов в: Янев, Тенчов, 1972; Долен Перм), която е изградена от червени полигенни брекчоконгломерати с лещовидни прослойки от гравийни конгломерати, пясъчници и алевролити. Дебелината ѝ е над 200 m, а възрастта ѝ е възприета по регионални съображения (Тенчов, 1993). Разкрива се в централната част на Згориградската котловина.

Триаските скали са поделени на стандартните за Западна Стара планина Петроханска, Искърска и Мизийска група. Разкриват се източно и южно от с. Згориград.

Петроханската теригенна група (Тронков, 1981; Долен Триас) е представена от тъмночервени или ръждиво оцветени грубозърнести средно- до дебелопластови пясъчници, често с коса ламинация, и тънки прослойки от глинести алевролити. Дебелината ѝ е около 130 m. В района на изследването скалите на групата покриват несъгласно груботеригенните наслаги на Вранската свита.

Искърската карбонатна група (Тронков, 1981; Оленек-Карн) обединява главно карбонатни и отчасти теригенно-карбонатни скали. Долната и горната ѝ граница представляват нормални литоложки контакти (бързи литоложки преходи). В района на изследването тя се състои от 5 свити (Свидолска, Могилска, Бабинска, Милановска и Русиновделска) с обща дебелина над 450 m.

Свидолската свита (Чаталов, 1974; Оленек) представлява редуване на червени, кремави и сиви, различно дебели пластове от пясъчливи варовици, варовити аргилити, варовити пясъчници и глинести доломити. Разполага се с постепенен литоложки преход върху скалите на Петроханската теригенна група. С рязък литоложки контакт над това редуване следва карбонатната последователност на *Могилската свита* (Ассерето и др., 1983; Оленек-Аниз). Долните и нива са изградени от редуване на сиви яснокристалинни или оолитни варовици, синкавосиви афанитови варовици и жълтеникави афанитови доломити. Тази последователност е известна като *Оплетненски член* (въведен като *Оплетненска свита* от Тронков, 1968). Над него, с бърз литоложки преход, следват светлосиви до бели дебелопластови варовици, обединени в *Лакатнишки член* (въведен като *Лакатнишка свита* от Тронков, 1968). Той се покрива с рязък литоложки контакт от скалите на *Бабинската свита* (Тронков, 1968; Аниз). Единицата е изградена от тънкопластови доломитни и глинести варовици, органогенни или органогенно-детритусни варовици с ядчеста текстура. Над тях, с бърз литоложки преход, се разполагат сивите едрозърнести масивни доломити на *Милановската свита* (Тронков, 1968; Ладин). Разрезът на Искърската група се коронясва от скалите на

Русиновделската свита (Тронков, 1968; Ладин-Карн), изградена от сиви, на изветряла повърхност жълтобели, средно- до тънкопластови доломити.

Мизийската група (Горен Триас) е въведена от Чемберски и др. (1974) за теригенно-карбонатни последователности с характерно пъстро оцветяване. В района на настоящото изследване тя е представена само от *Комщицката свита* (Тронков, 1969; Карн-Нор), която тук е изградена предимно от варовици, с прослойки от доломити, червени аргилити и пъстри карбонатни брекчи. Дебелината ѝ е до 80 m. Разполага се с рязък литоложки контакт над Русиновделската свита.

Юрските скали са представени почти изцяло от варовикови последователности. Основната част от разреза на Юрската система в района включва скалите на Полатенската, Яворецката и Гложенската свита, а най-горните ѝ нива – основата на Черепишката свита.

Полатенската свита (Stephanov, 1966; Байос-Долен Калов) е изградена главно от пясъчливи и биодетритусни варовици, с прослойки от варовити пясъчници. Дебелината ѝ е около 30 m. Лежи трансгресивно върху Комщицката свита. На геоложката карта (фиг. 1) е обединена с Яворецката свита. Разкрива се под формата на ивица с посока З-И южно от с. Згориград и в две изолирани петна в централните части на изследвания район.

Яворецката свита (Николов, Сапунов, 1970; Калов-Оксфорд), заедно с отгорележащата Гложенска свита, принадлежи на *Западнобалканската карбонатна група* (Сапунов, 1976) и е представена от среднопластови и дебелопластови сиви микритни варовици, с дебелина 20-25 m.

Гложенската свита (Николов, Сапунов, 1970; Оксфорд-Титон) е изградена от сиви до тъмносиви, средно- и дебелопластови пелетно-оолитни и отчасти микритни варовици с интракласти, цианофитови онкоиди и фин биодетритус. Дебелината ѝ в района е около 350 m. Следва с бърз литоложки преход над Яворецката свита и се покрива с рязък литоложки преход от Черепишката свита. Разкрива се в централната и североизточната част на района.

Преходният интервал между *Горноюрската* и *Долнокредната серия* е представен от скалите на *Черепишката свита* (Титон-Барем). В обема на тази единица включваме сивобелите, дебелопластови до масивни, често неясно слоести, биокластични и биоконструирани варовици, наречени от Бончев (1910) "Черепишки варовици", което е най-старото използвано име за тези скали. Проблемите, свързани с номенклатурата на свитата, са разгледани подробно от Антонов (2004). Дебелината ѝ е 900-1100 m. Разкрива се на широки площи в югоизточната част, както и по целия североизточен ръб на Базовския дял.

Горните нива на *Долнокредната серия* в района са изградени от *Лютибродската свита* (Барем-Долен Апт). Тя представлява редуване на карбонатни, теригенно-карбонатни и теригенни скали (Антонов и др., 2004) и се

разполага с рязък литоложки контакт над Черепишката свита. Изградена е от разнообразни варовици (биодетритусни, целочерупчести, пясъчливи, оолитни), варовити пясъчници, алевролити, мергели, с характерните за ургонския фацис орбитолини, а също така единични и колониални корали, бивалвии, гастроподи, ехиниди, бриозои и растителни останки. Подробна справка за номенклатурните проблеми, свързани с единицата, е дадена от Антонов (2004). Разкрива се под формата на тясна ивица с посока СЗ-ЮИ в северния ръб на Базовския дял и като петно непосредствено на С от с. Лютиброд. Дебелината ѝ в района ЮИ от Враца е около 800 m, а при с. Лютиброд – 850 m.

Кватернерните седименти са групирани в три генетични типа: пролувий, делувий и алувий (Цанков и др., 1995).

Пролувиалните и делувиалните отложения (Холоцен) формират наносни конуси в северното подножие на Базовския дял на Врачанска планина, както и в източния склон на Згориградската котловина. Те включват ръбести и полузаоблени късове главно от варовици и пясъчници в глинесто-пясъчлив матрикс. Дебелината им е 10-20 m.

Алувиалните седименти (Холоцен) са ограничени в долината на р. Лева в Згориградската котловина, както и по р. Искър, североизточно от с. Зверино. Представени са от чакъли, пясъци и глини от русловия фацис, сред които южно от Згориград се наблюдават добре заоблени и сортирани блокове и късове от варовици и пясъчници. Дебелината на тези отложения не надхвърля 3-4 m.

Тектоника

Районът на геоложките феномени има гънков строеж. Той попада изцяло в рамките на асиметричната североизточновергентна *Згориградска антиклинала* (Йорданов и др., 1959; Йорданов и др., 1961). Ядката ѝ е изградена от пермските и триаските скали (Вранската свита, Петроханската, Искърската и Мизийската група). Югозападното бедро (извън района на изследването) е субхоризонтално, нарушено от Плакалнишкия възседно-навлачен сноп (посока СЗ-ЮИ), а североизточното (наречено Врачанска флексура от Тронков, 1965) е изправено до преобърнато и се оформя от скалите на Гложенската, Черепишката и Лютибродската свита. Югоизточната периклинала на гънката е срязана косо от Косталевския възсед-отсед (посока ССЗ-ЮЮИ). Източно и южно от с. Згориград са установени разломи с разседен и възседен характер (Цанков и др., 1990; Ангелов и др., 2007), с генерална посока З-И и СЗ-ЮИ, които нарушават главно скалите от ядката на антиклиналата.

Описание на геоложките феномени

Описаните в настоящата статия геоложки феномени се отнасят изцяло към класа на геоморфоложките обекти. Те са концентрирани в източния склон на Згориградската котловина, както и по североизточния и източния ръб на Базовския дял на Врачанска планина (фиг. 1).

Скални венци

Това са най-импозантните скални форми. Те са развити в триаските (в Могилската, Милановската и Русиновделската

свита), юрските (в Гложенската свита) и долнокредните скали (в Черепишката свита). Пространствено първите са свързани с източния склон на Згориградската котловина, докато втората и третата група са оформени съответно в североизточния и източния ръб на планината.

Най-дългият венец (около 7 km) е оформен в скалите на Лакатнишкия член на Могилската свита. Той може да се наблюдава почти без прекъсвания в източния склон на Згориградската котловина (табл. I, фиг. 1, 2), като най-ясно е изразен в северната си част, непосредствено на изток от с. Згориград. Височината му е между 20 и 40 m.

На 2.5 km южно от с. Згориград се намира известният водопад “Боров камък” с височина 65 m, подхранван от временнотечащи води. Той пресича скален венец (табл. I, фиг. 2, 3) с дължина 2.5 km, оформен в скалите на Милановската (долните 50 m) и Русиновделската свита (горните 15 m), чиято западна част попада в защитената местност “Боров камък” в рамките на природния парк “Врачански Балкан”. Водопадът (табл. I, фиг. 4) е включен в туристическия маршрут “Врачанска екопътека”.

Скалните венци, развити в скалите на Гложенската свита, могат да бъдат разделени на две групи. Едната група венци са оформени по североизточния ръб на Базовския дял, във вертикалните до преобърнати пластове на свитата (табл. I, фиг. 5-9). Разположени са в най-високите части на доловете ЮИ от Враца (Скакля, Медковски, Манастирски), както и ССЗ от с. Паволче (р. Крушовица). Характеризират се с малка дължина (300-900 m), различна и непостоянна височина (от 45 до 141 m), като всички попадат в резервата “Врачански карст” и са пресечени от непостоянно течащи водопади. Най-впечатляващият от тези венци се намира в дола на водопада “Скакля” – най-високия (141 m) непостоянно течащ водопад в България и на Балканите. Той е включен в туристически маршрут и може да се наблюдава от центъра на гр. Враца.

Втората група венци са оформени в участъка на рязкото огъване на пластове на Гложенската свита, участващи в изграждането на североизточното бедро на Згориградската антиклинала (“Врачанска флексура” по Тронков, 1965). Неравномерно еродираниите субхоризонтални пластове от теменните части на антиклиналата образуват една почти непрекъсната дъговидна, изпъкнала на СИ ивица, между върховете Вола и Светогорски камък, характеризираща се с издигнати централни и понижени странични участъци на три скални венца (табл. I, фиг. 10-12). Панорама на тази поредица може да бъде наблюдавана най-добре от местността “Царево ливаге” СЗ от вр. Вола.

Най-внушителният скален венец в Базовския дял е разположен по неговия източен ръб. Той е оформен в изправените до преобърнати пластове на Черепишката свита и представлява морфоложкия израз на Косталевския възсед-отсед. Простира се от Черепиш до с. Паволче (табл. II, фиг. 1-3) и е с дължина 5 km. По-голямата част от него попада в защитената местност “Веждата”. Неговата височина е непостоянна, като на места достига до над 150 m. Може да се наблюдава от шосето Враца-Мездра и Ребърково-Черепиш.

Скалните венци са литоложки (редуване на устойчиви и неустойчиви на ерозията пластове) и/или разломно обусловени. Значение има и първичната напуканост, с която най-често е свързано отцепването на скални блокове с различна големина по система от субвертикални пукнатини (табл. II, фиг. 4). Обикновено блоковете са натрупани в подножията на скалните венци, особено в доловете. В някои случаи за дооформянето на венците са допринесли и карстовите процеси.

Каменни пирамиди

Към тази група се отнасят най-често срещаните форми в изследвания район. Те са оформени изключително в скалите на Черепишката свита, в резултат на карстификацията на масивните органогенни варовици, които попадат в рамките на резервата "Врачански карст". Пирамидите могат да бъдат наблюдавани в доловете ЮИ от гр. Враца, които са с посока СИ-ЮЗ до И-З в югоизточната част на резервата, както и по ридовете, които ги разделят.

Срещат се както единични (предимно в ниските части на склоновете на доловете), така и подредени в редици или оформящи скални гребени пирамиди (във високите части на склоновете и по билата на ридовете), като редиците най-често са напречни на билата (паралелни на посоката на пластове). Височината на пирамидите варира от 4-5 до 20-30 m. За изучаването на изключителното многообразие от каменни пирамиди е необходимо навлизането на наблюдателя в доловете ЮИ от Враца (Скакля, Медковски, Манастирски), където се намират най-впечатляващите фигури (табл. II, фиг. 5-10) и ССЗ от с. Паволче (р. Крушовица; табл. II, фиг. 11).

Каменни гъби

Сред по-слабо известните геоложки феномени в Базовския дял се открояват каменните гъби. Най-популярна сред тях е скалната група с надморска височина 1050 m, намираща се на 2 km ЮИ от с. Згориград. Досега не е описвана като геоложки феномен и не фигурира в списъка на природните забележителности. Оформена е сред доломитите на Бабинската свита. Представлява естествен ансамбъл от 5 фигури с различна височина. Централно място сред тях заема двойката, наречена "Царя и царицата" (табл. II, фиг. 12, табл. III, фиг. 1), представена от две гъби с обща основа и височина 6-7 m. Те се характеризират с ясно оформено "стебло" с диаметър 1.5 m и "гугла". Непосредствено до тях в гората може да се наблюдава добре оформена единична гъба с височина 3 m и диаметър на "стеблото" 1 m (табл. III, фиг. 2). Останалите две фигури са с височина 1-1.5 m и са лишени от „гугла“. Разкритието предоставя отлични възможности за изучаването на механизма на образуването на ансамбъла. Най-напред, по две ортогонални една на друга групи от субвертикални пукнатини се извършва отделянето на каменни колони (табл. III, фиг. 3), които впоследствие биват "изваяни" от екзогенните процеси.

Редки единични каменни гъби могат да бъдат наблюдавани в Манастирски дол (табл. III, фиг. 4) и в дола на р. Крушовица. Те са образувани в скалите на Черепишката свита в резултат на карстовите процеси.

Скални колони и отвесни скални стени

Подобно на каменните пирамиди, и тези геоморфоложки феномени са развити в скалите на Черепишката свита и могат да се наблюдават в споменатите по-горе долове. Скалните колони се срещат сравнително рядко, като единични форми и са съсредоточени в Медковски и Манастирски дол (табл. III, фиг. 5-7). Височината им варира в широки граници (от 4-5 до над 30 m). Образувани са в резултат на карстовите процеси. *Отвесните скални стени* могат да бъдат групирани в две групи в зависимост от ориентировката им спрямо слоестостта. Първата група стени са ориентирани напречно или косо на посоката на пластове и те са характерни за устията на Медковски и Манастирски дол (табл. III, фиг. 8), където височината им достига до над 100 m и наподобяват крепостни порти. Втората група стени са ориентирани паралелно на посоката на пластове и те се срещат главно в дола на р. Крушовица ССЗ от с. Паволче. Тук височината им е значително по-малка (до 10-15 m) и някои от тях се издигат над околното пространство, оформяйки "ритли" (табл. III, фиг. 9).

Земни пирамиди

В източните покрайнини на с. Згориград се разкрива дисталната част на неголям пролувиален конус, изграден главно от едрозърнести пясъци, с редки гравийни зърна и чакълни късове, слабо споени с глинесто-песъчлива спойка. В резултат от действието на временните повърхностно течащи води, в тези седименти е оформена редица от няколко неголеми пирамиди с дължина 20 m. Най-високата (3 m) и най-добре оформена пирамида се намира в източния край на редицата (табл. III, фиг. 10).

Други скални композиции

Изследваният район включва и единични форми, някои от които са получили наименования от местното население. Така например на 1.7 km ЮИ от центъра на с. Згориград се наблюдава скалната композиция "Куклата". Представлява единична каменна пирамида с височина 10 m, "разцепена" на две неравни по височина и ширина части (табл. III, фиг. 11). Образувана е сред скалите на Лакатнишкия член на Могилската свита чрез отделяне от скалния венец по субвертикални пукнатини. Може да се наблюдава от южния край на селото.

На около 350 m северно от "Куклата", отново сред варовиците на Лакатнишкия член, се намира хоризонтална скална площадка с триъгълна форма, издадена на ЮЮЗ, наречена "Равнио камък" (табл. III, фиг. 12). Тя осигурява отлична възможност за наблюдаване на "Куклата", както и за панорама на скалния венец. Непосредствено под "Равнио камък", сред скалите на Оплетненския член на Могилската свита, са оформени няколко по-малки площадки, които са недостъпни (табл. III, фиг. 13). "Куклата" и "Равнио камък" могат да бъдат включени в геоложки маршрут, започващ от земните пирамиди при с. Згориград и завършващ при каменните гъби "Царя и царицата".

На 2.3 km източно от центъра на с. Згориград, в най-високите части на стръмния Войводин дол, се намира малка скална композиция с височина 2 m, оформена от екзогенните процеси в два вертикални пласта от

Гложенската свита (табл. III, фиг. 14). Гледана от север, тя наподобява кучешка глава, поради което предлагаме тя да носи наименованието "Кучето". По дола преминава част от официален туристически маршрут, включващ водопада "Скакля".

Заключение

Описаните в настоящата статия геоложки феномени попадат в район, представляващ интерес както за геолозите, спелеолозите и алпинистите, така и за обикновените туристи. В обхвата на природния парк "Врачански Балкан" са обособени поредица от туристически маршрути, включващи или преминаващи в близост до значителна част от геоложките феномени. За популяризирането на последните обаче е необходимо поставянето на информационни табла с геоложка информация, тъй като на монтираните от Дирекцията на природния парк такава липсва. Официалното създаване на геоложки маршрути би превърнало Базовския дял на Врачанска планина в естествен сегмент от един бъдещ геопарк "Искърско дефиле".

Благодарности. Изказваме благодарност на г-н Тихомир Тихолов от спелеоклуб "Веслец" в гр. Враца, който ни показа някои от по-слабо известните геоложки феномени в тази част от Врачанска планина и ни запозна с техните наименования.

Литература

Айданлийски, Г. 2004. Лакатнишки скали, с. Миланово, Софийска област. – *Геол. и мин. ресурси*, 5, 20-25.

Ангелов, В., М. Антонов, С. Герджиков, П. Петров, Х. Киселинов, Г. Айданлийски, В. Вълев. 2007. *Геоложка карта на Република България в М1:50000. Картен лист Мездра*. МОСВ, Българска национална геоложка служба, С., Апис-50 ООД.

Ангелов, В., М. Антонов, С. Герджиков, П. Петров, Г. Айданлийски, Х. Киселинов, В. Вълев. 2008. *Обяснителна записка към геоложка карта на Република България в М1:50000. Картен лист Мездра*. МОСВ, Българска национална геоложка служба, С., Унискорп, 99 с.

Антонов, М. 2004. 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. 2010. Геоложки феномени – Ритлите. – *Геол. и мин. ресурси* 3, 2-6.

Антонов, М. 2010. Геоложки феномени – Вратцата. – *Геол. и мин. ресурси*, 4, 2-6.

Антонов, М., Д. Синьовски, В. Желев. 2004. Общи данни за геологията на района. – В: *Геоложки маршрути в северната част на Искърския пролом. Гид за геоложки практики* (ред. Синьовски, Д.). С., МОН, Център КСОУВО, Изд. "В. Недков", 4-12.

Ассерето, Р., Г. Чаталов, Д. Тронков. 1983. Могилска свита (нижний-средний триас) в Западной Болгарии. – *Geologica Balc.*, 13, 6, 25-27.

Бончев, С. 1910. Главните линии от геологическия строеж (направа) на Западна Стара планина. – *Тр. Бълг. природозн. д-во*, 4, 1-59.

Вълчев, Б., Д. Синьовски. 2009. Черепишките скали – един естествен ансамбъл от морфоложки забележителности в северната част на Искърския пролом. – *Год. МГУ*, 52, *Св. I, Геол. и геофиз.*, 43-48.

Йорданов, М., Н. Попов, Г. Мандов, С. Недялкова. 1959. Предварителни бележки за геоложкия строеж на средната част на Врачанската верига. – *Год. Упр. геол. проуч.*, 10, 97-108.

Йорданов, М., Н. Попов, С. Недялкова. 1961. Върху тектониката на Врачанската верига. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 22, 2, 205-216.

Николов, Т., И. Сапунов. 1970. О региональной стратиграфии верхней юры и части нижнего мела в Балканидах. – *Докл. БАН*, 23, 11, 1397-1400.

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.

Тенчов, Я. 1993. Вранска свита. – В: *Речник на българските официални литостратиграфски единици* (ред. Тенчов, Я.). С., Изд. БАН, с. 71.

Тронков, Д. 1965. Тектонски строеж и анализ на структурите на Врачанския блок от Западна Стара планина. Пластична деформация в съседство с разломните равнини. – *Тр. геол. България, Сер. Стратигр. и тект.*, 6, 217-250.

Тронков, Д. 1968. Границата долен триас – среден триас в България. – *Изв. Геол. инст., Сер. Палеонт.*, 17, 113-131.

Тронков, Д. 1981. Стратиграфия триасовой системы в части Западного Средногорья (Западная Болгария). – *Geol. Balc.*, 11, 1; 3-20.

Цанков, Ц., Л. Недялкова, В. Ангелов, К. Аладжова-Хрисчева, С. Янев, И. Хайдутков, И. Сапунов, П. Чумаченко. 1990. *Геоложка карта на България в М1:100 000, картен лист Враца*. С., КГМР, ПГПГК.

Цанков, Ц., К. Аладжова-Хрисчева, С. Янев, И. Хайдутков, И. Сапунов, П. Чумаченко, Л. Недялкова, В. Ангелов. 1995. *Обяснителна записка към геоложка карта на България М1:100000, картен лист Враца*. С., ЕТ "Аверс"; 102 с.

Чаталов, Г. 1974. Фации в Свидольской свите (нижний триас) Тетевенского антиклинория. – *Докл. БАН*, 27, 2, 239-242.

Чемберски, Г., Я. Вапцарова, И. Монахов. 1974. Литостратиграфия на пьстроцветните теригенно-карбонатни и карбонатни седименти, свързани с триаса, разкрити при дълбокото сондиране в СЗ и ЦС България. – *Год. ДСО "Геол. проучания"*, 20, 327-341.

Янев, С., Я. Тенчов. 1972. Стратиграфия и литология на стефан-пермските скали при с. Стакевци, Видинско. – *Изв. геол. инст., Сер. Стратигр. и литол.*, 21, 19-39.

Sapunov, I. 1976. Ammonite stratigraphy of the Upper Jurassic in Bulgaria. I. Rock and ammonite successions. – *Geologica Balc.*, 6, 3, 17-42.

Stephanov, J. 1966. The Middle Jurassic ammonite genus *Oecotraustes* Waagen. – *Тр. геол. България, Сер. Палеонтол.*, 8, 29-69.

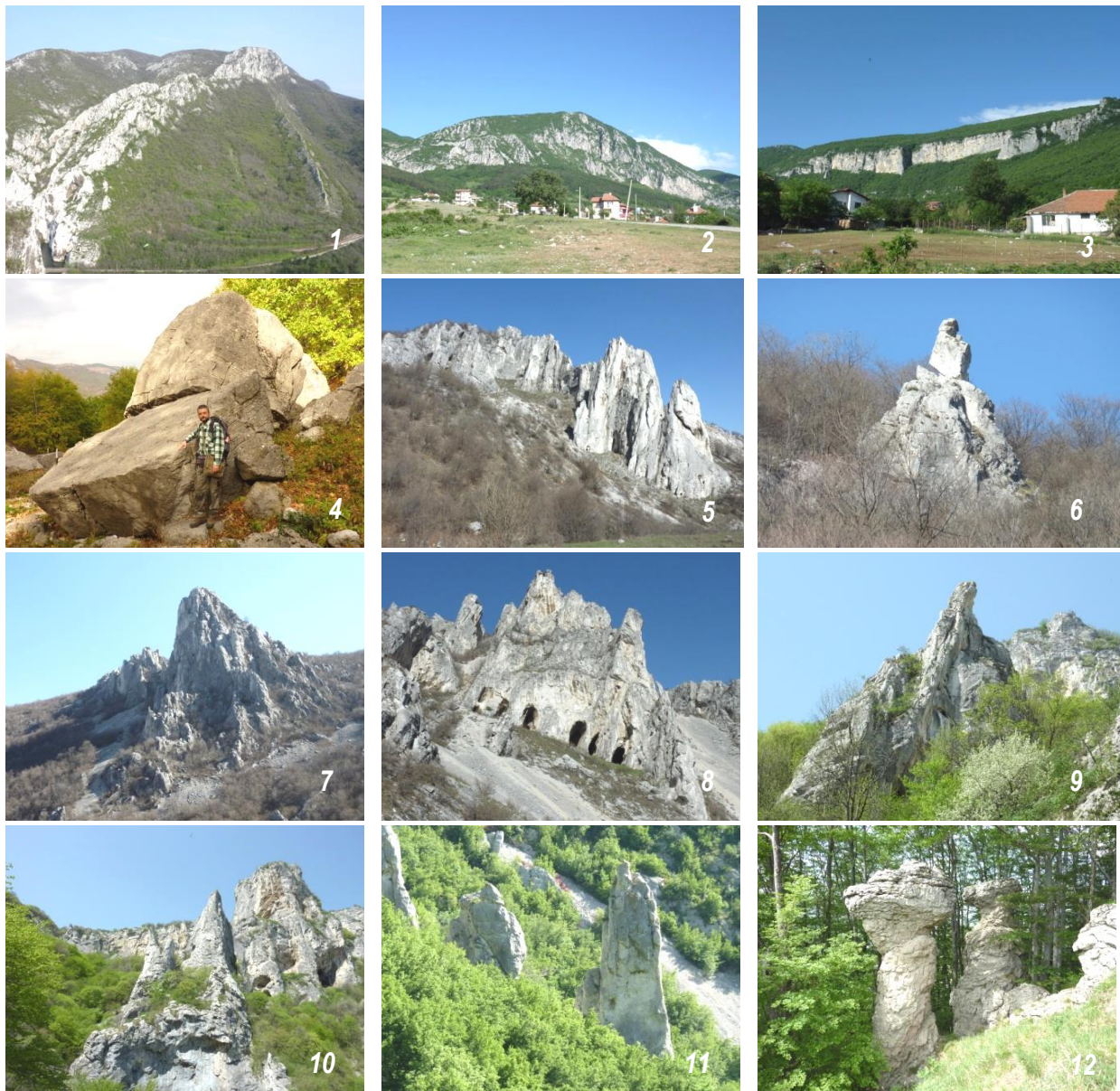
Tronkov, D. 1969. Neue Angaben über das Alter der bunten Gesteine des "Räts" (obere Trias) in Bulgarien. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 21, 4, 363-366.

ТАБЛИЦА I



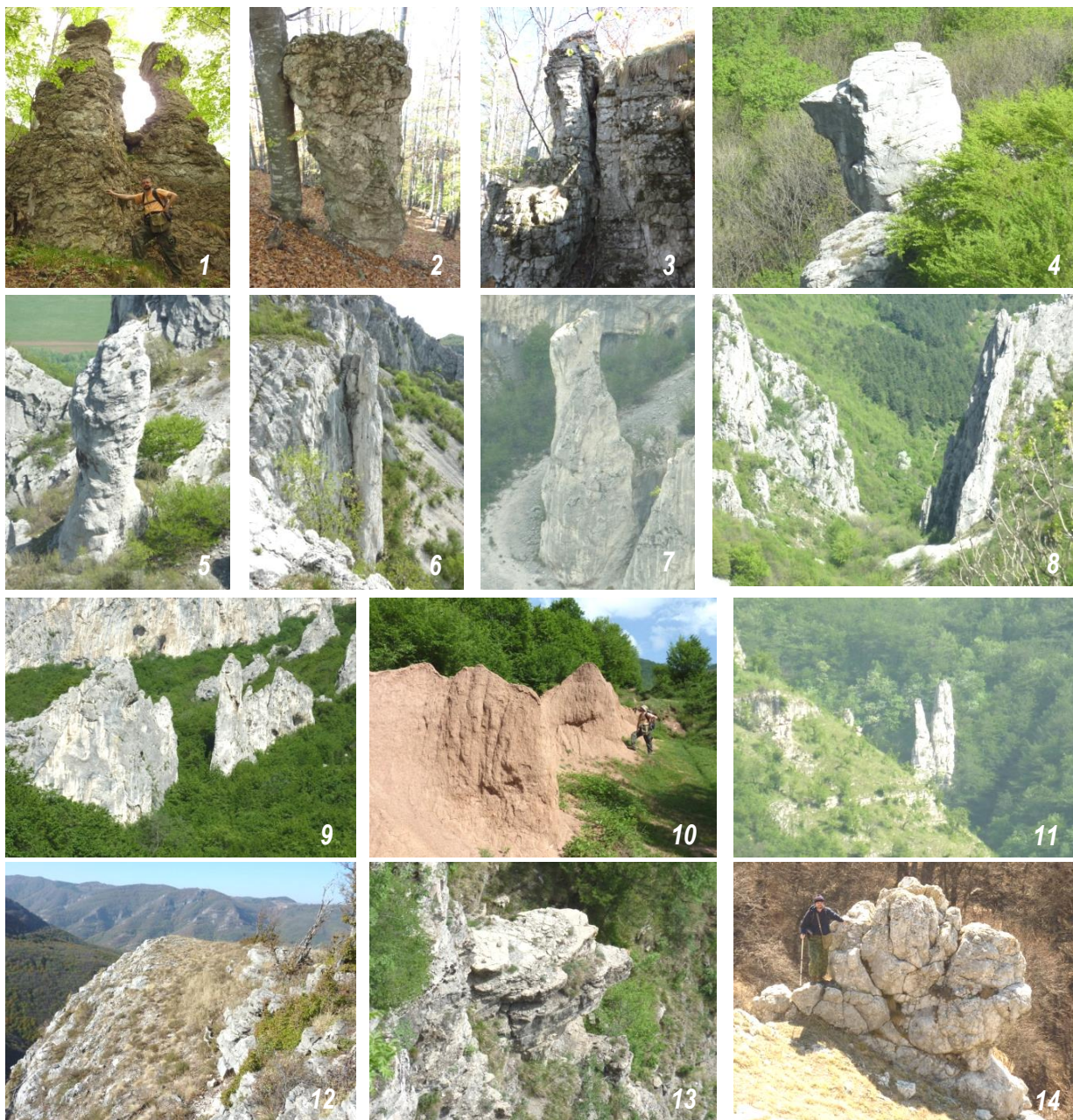
1 – северната част на скалния венец, оформен в Лакатнишкия член на Могилската свита, видян от с. Згориград; 2 – скални венци в Лакатнишкия член на Могилската свита (на преден план) и Милановската свита (на заден план) в долината на р. Лева, южно от с. Згориград; 3 – скален венец в скалите на Милановската и Русиновделската свита, южно от с. Згориград, видян от вр. Атанасов камък: в десния край на снимката е вр. Боров камък (Борцев камък); 4 – водопадът “Боров камък” с височина 65 m; 5, 6 – скален венец и водопад “Скакля” с височина 141 m; 7 – скален венец в Медковски дол с водопада „Рипалото” (височина 37 m); 8 – скален венец и водопадът “Женската вода” (45 m) в Манастирски дол, на заден план е вр. Светогорски камък; 9 – скален венец и водопад “Шопката” (височина 77 m), в дола на р. Крушовица, СЗ от с. Паволче; 10-12 – скални венци, маркиращи “Врачанската флексура”: 10 – при вр. Качуля, СЗ от вр. Вола, 11 – скален венец, СЗ от вр. Качуля, 12 – при вр. Светогорски камък

ТАБЛИЦА II



1-3 – скален венец в защитената местност “Веждата”: 1 – югоизточната част на венеца, видяна от римския път южно от с. Лютиброд, 2 – централната част на венеца над с. Челопек, 3 – северозападната част при с. Паволче; 4 – скални блокове в долината на р. Лева, южно от с. Згориград; 5 – редица от каменни пирамиди с височина 20-30 m, разположена напречно на левия склон на дола Скакля; 6 – единична каменна пирамида в левия склон на дола Скакля; 7 – гигантска каменна пирамида, състояща се от по-малки пирамиди, в десния склон на дола Скакля; 8 – редица от каменни пирамиди с височина 15-20 m, разположена напречно на посоката на пластовете в Медковски дол; 9 – единична пирамида с височина 10 m, в левия склон на Манастирски дол; 10 – група от пирамиди с височина 15-20 m, в същия локалитет; 11 – единични пирамиди в дола на р. Крушовица, СЗ от с. Паволче; 12 – “Царя и царицата” – каменни гъби на 2 km източно от с. Згориград

ТАБЛИЦА III



1 – “Царя и царицата” – поглед от запад; 2 – единична гъба в същото разкритие; 3 – отделяне на каменна гъба по субвертикални пукнатини – начален стадий в същото разкритие; 4 – единична каменна гъба в десния склон на Манастирски дол; 5-7 – скални колони: 5 – в Манастирски дол, 6, 7 – в Медковски дол; 8 – отвесна скална стена с височина над 100 m, оформена напречно на посоката на пластовете при устието на Манастирски дол; 9 – отвесни скални стени (“ритли”), паралелни на посоката на пластовете, в долината на р. Крушовица, СЗ от с. Паволче; 10 – земни пирамиди в източните покрайнини на с. Згориград; 11 – скална композиция “Куклата”, видяна от скалната площадка “Равнио камък”; 12 – скалната площадка “Равнио камък”, гледана от ЮИ; 13 – по-малка скална площадка сред скалите на Оплетненския член на Могилската свита, поглед от “Равнио камък”; 14 – скалната композиция “Кучето” във Войводин дол

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФСКИ ИЗСЛЕДВАНИЯ НА АНТИЧНИ КЕРАМИЧНИ АРТЕФАКТИ ОТ АРХЕОЛОГИЧЕСКИЯ ОБЕКТ "ГЛУХИТЕ КАМЪНИ", ИЗТОЧНИ РОДОПИ

Камелия Янкова¹, Георги Нехризов², Стефка Приставова¹, Цвета Станимирова³

¹ Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; kamelia_iankova@abv.bg

² Национален археологически институт с музей, Българска академия на науките, 1000 София

³ Софийски университет "Св. Климент Охридски", 1504 София

РЕЗЮМЕ. Изследваните артефакти представляват керамични фрагменти, от археологическия обект "Глухите камъни", разположен в землищата на селата Дъбовец, Малко градище и Ефрем, Хасковска област. Петрографски изследвани са, както скалите от обекта, така и блоковете, използвани за строеж на разкрита средновековна трикорабна църква. Изследваните керамични фрагменти от ранната желязна епоха (РЖЕ) са характеризирани с методите на оптичния и рентгеноструктурния анализи. На базата на техните особености – минерален състав, структура и състав на литокластите са разграничени 10 групи. Основната част от керамичните фрагменти са с близък минерален състав и материалът, използван за направата им е от добре промита глина. Температурите на печене са в интервала 500-550°C до 800-850°C. Направена е реконструкция на групите и тяхното разпределение в проучените стратиграфски пластове. Това изследване е част от общия анализ на керамичния комплекс, произхождащ от скалния комплекс "Глухите камъни". То ще подпомогне определянето както на особеностите на местното керамично производство, така и очертаването на насоките на културните връзки на района на Североизточните Родопи през РЖЕ.

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL STUDY OF ANTIQUE POTERY ARTIFACTS FROM THE "GLUHITE KAMUNI" ARCHAEOLOGICAL SITE, EASTERN RHODOPE

Kameliya Yankova¹, Georgi Nekhrizov², Stefka Pristavova¹, Tsveta Stanimirova³

¹ University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; kamelia_iankova@abv.bg

² National Archaeological Institute with Museum, Bulgarian Academy of Sciences, 1000 Sofia

³ Sofia University "St. Kliment Ohridski", 1504 Sofia

ABSTRACT. Artifacts (ceramic fragments) from the archaeological site "Gluhite Kamani", located near the villages Dabovets, Malko Gradishte and Efrem, in Haskovo region are studied. The rocks from the site as well as the blocks used for construction of the uncovered medieval nave church are petrographic investigated. The studied ceramic fragments from Early Iron Age (EIA) are characterized by methods of the optical and X-ray analysis. Ten groups are distinguished on base of their characteristics – mineral composition, texture and composition of the lithoclasts. The main part of the ceramic fragments is with the very close mineral composition. The material which is used for them are of well washed clay. The firing temperature is in the interval from 500-550°C to 800-850°C. A reconstruction was made of the groups and their distribution in the studied stratigraphic layers. This study is part of the analysis of the ceramic complex, emanative from the rock complex "Gluhite Kamani". The result of this study will help to identify the characteristics of the local ceramic production and to provide direction of cultural relations of the region of northeastern Rhodopes in the EIA.

Въведение

Минерало-петрографските изследвания на керамични находки имат решаващо значение при определяне начина на изработка, материалите използвани за направата им, изясняване на технологията на изработване и температурата на изпичане. Изследването на литокласти от различни по състав скали, включени в керамичното тяло позволява да бъде идентифициран и вероятния източник на глина, използван за производството на изследваната керамика (Кулев, 2012). Целта на работата е да се направи детайлна петрографска характеристика на керамични фрагменти от скалния комплекс "Глухите камъни". Обектът

е разположен на хребет в североизточните части на Родопите (фиг. 1), под връх Света Марина (708,6 m).

Той отстои на 4.8 km югозападно от с. Малко Градище и на 3.5 km североизточно от с. Ефрем. Районът около "Глухите камъни" е изграден от риолити и трахириолити от задругата на втория кисел вулканизъм (Олигоцен; по Боянов и др., 1989). Археологическите проучвания на комплекса започнаха през 2008 г. Досега са изследвани сондажно четири сектора. На най-високо разположената скална площадка е разкрита трикорабна църква, построена в периода V-VI в. и след преустройства използвана до края

на XIII в. В сектор “Южен” на значителна площ се проучва представителна сграда, хронологически синхронна с църквата. Най-важните резултати от археологическите проучвания на културните пластове от ранната желязна епоха (РЖЕ) са получени в т. нар. “Централен” сектор. Заложеният сондаж е с площ 60 m², като дебелината на културните отложения достига 3.50 m (Нехризов, Цветкова, 2012; 2013). Изследваният керамичен материал се отнася към първата (XI-IX в. пр. Хр.) и втората фаза (VIII-VI в. пр. Хр.) на РЖЕ в Тракия.



Фиг. 1. Местоположение на археологически обект “Глухите камъни”

От различните механични пластове са подбрани 100 керамични фрагмента, които са разделени в 25 групи в зависимост от техните макроскопски характеристики (цвет, текстури и структурни белези). Петрографски са изследвани и скалите от обекта, включително и блоковете, използвани за строеж на раннохристиянската и средновековна църква.

Методика

Определянето на цвета на керамичните фрагменти е по системата Munsell. Записването на цвета, определен по номенклатурата на Munsells Soil Color Charts, се означава с нюанс (hue), стойност (value), цвят (chroma). Самото определяне на цвета по картата на Munsells Soil Color се извършва, като изпитваният образец се постави директно зад отвора, разделящ най-близките цветни определители в картата. Микроскопските изследвания в проходяща светлина са извършени с микроскоп Meiji 7300. Чрез петрографското изследване на шлифи от керамика се идентифицират различните минерали – честотата, с която се появяват в изследвания материал, ориентацията на минералните частици, тяхната големина, форма и разположение, както и начинът на третиране на керамичната повърхност при изработването на находката. Микрофотографиите са направени с микроскоп Meiji и цифрова OLIMPUS 5050. Използван е рентгенодифракционен метод за установяване на различните кристалографски фази на минералите в изпечената глина и определяне на вероятната температура на изпичане на керамиката. Праховите дифрактограми са заснети с прахов рентгенов дифрактометър TuR-M62 с гониометър HZG3, модифициран за стъпково сканиране и електронно набиране на

импулсите. Дифрактограмите са заснети в областта 4-80° 2 θ . Използвано е Fe-филтрувано Co K α лъчение. Стъпката на сканиране е 0.04° 2 θ , с времетраене на експозицията на стъпка 1.5 s.

Резултати

Цвят

Керамичният материал представлява 100 фрагмента, които са разделени на 24 основни групи (табл. 1) спрямо техните цветове, текстурни и структурни белези, с помощта на системата Munsell. Цветът на керамиката се определя от количеството на желязото и степента на неговото окисление, както и от наличието на органични вещества. Степента на окисление на желязото зависи от условията на изпичане.

Таблица 1. Определяне на цвета по системата Munsell

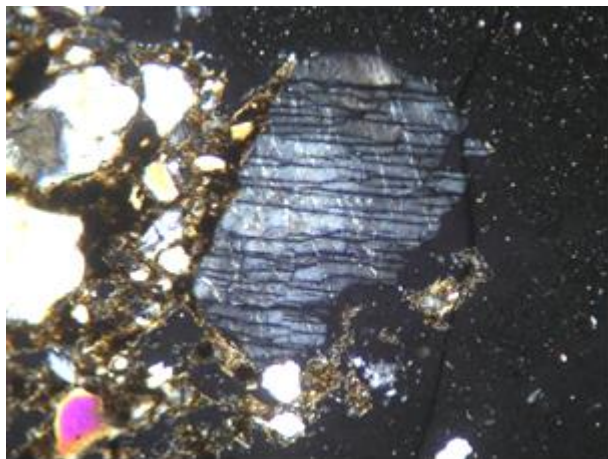
Група №	Цвят на повърхността	Цвят на вътрешността
1	5/4 – 7,5 YR brown	2,5/1 – 7,5 YR black
2	5/4 – 7,5 YR brown	3/2 – 7,5 YR dark brown
3	4/2 – 7,5 YR brown	2,5/2 – 7,5 Y very dark brown
4	2,5/1 – 5 Y black	2,5/1 – 7,5 YR black
5	2,5/1 – 5 Y black	2,5/1 – 5 Y black
6	3/2 – 7,5 YR dark brown	4/3 – 7,5 YR brown
7	3/3 – 7,5 YR dark brown	4/3 – 7,5 YR brown
8	2,5/1 – 7,5 YR black	4/4 – 7,5 YR brown
9	3/1 – 7,5 YR very dark gray	3/1 – 2,5 Y very dark gray
10	3/2 – 7,5 YR dark brown	3/1 – 7,5 Y very dark gray
11	2,5/1 – 2,5 Y black	2,5/1 – 2,5 Y black
12	2,5/1 – 2,5 Y black	2,5/1 – 2,5 Y black
13	3/3 – 7,5 YR dark brown	3/1 – 7,5 Y very dark gray
14	5/4 – 7,5 YR brown	3/2 – 10 YR very dark graysh brown
15	4/2 – 7,5 YR brown	3/2 – 10 YR very dark graysh brown
16	3/2 – 7,5 YR dark brown	5/4 – 7,5 YR brown
17	5/3 – 10 YR brown	4/3 – 7,5 YR brown
18	2/1 – 10 YR black	2/1 – 10 YR black
19	2/1 – 10 YR black	3/2 – 10 YR very dark graysh brown
20	5/4 – 7,5 YR brown	3/2 – 7,5 YR dark brown
21	2,5/1 – 7,5 YR black	3/2 – 7,5 YR dark brown
22	5/4 – 7,5 YR brown	3/1 – 7,5 YR very dark brown
23	5/3 – 7,5 YR brown	3/2 – 7,5 YR dark brown
24	5/4 – 7,5 YR brown	3/2 – 7,5 YR dark brown

Петрографска характеристика

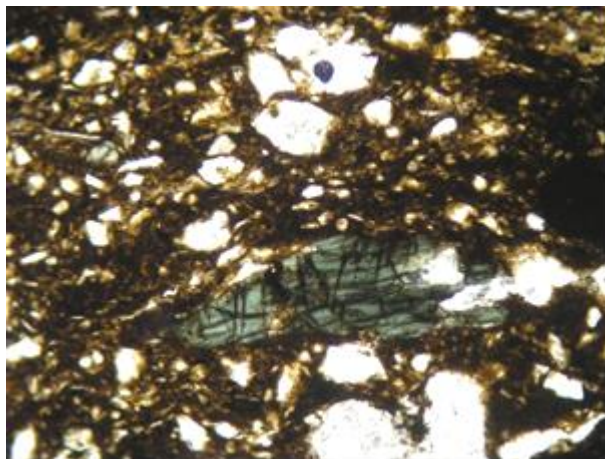
Микроскопските особености на изследваните керамични фрагменти позволиха те да се групират в 10 групи, които включват всички артефакти от първоначално отделените 25 по макроскопски белези. Тези групи са дефинирани съгласно оптичната характеристика, включваща – структура, състав (минерален и скален) и разпределение

на класичната компонента, състав и цвят на матрикс. Основната част от керамичните фрагменти са с близък главен минерален състав – кварц и фелдшпати, които присъстват във всички 10 групи, а амфибол, бяла слюда, епидот присъстват само в 1, 4, 5 и 7 (фиг. 2а, b). В състава на скалните отломки (литокластите) са застъпени главно киселите вулкански – риолити със сферолитова структура, порфирни риолити (променени), риолити с перлитова

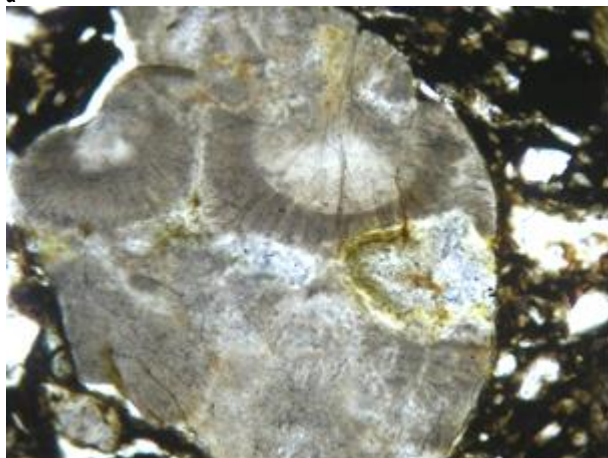
структура (фиг. 2с, d). В подчинено количество са литокластите от средни по състав вулкански скали, помалко шисти, гнайси и базични вулканити, кварцити, метаултрабазити, амфиболити. Фрагментите са изработени от добре промита глина, свидетелство за което е преобладаващата алевритна и псамитоалевритна структура.



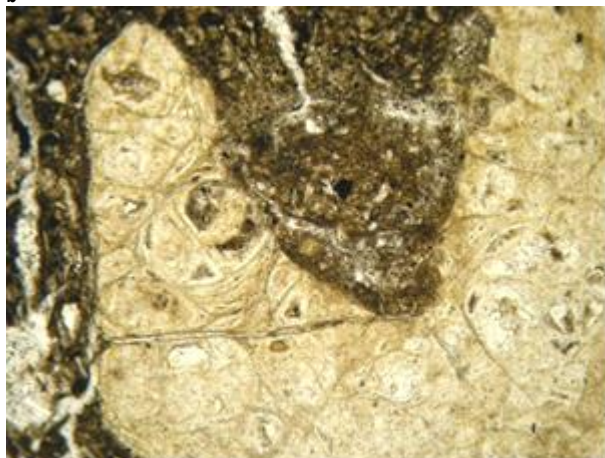
a



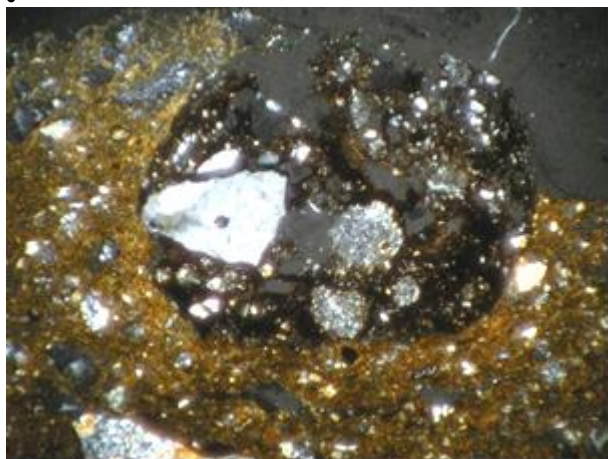
b



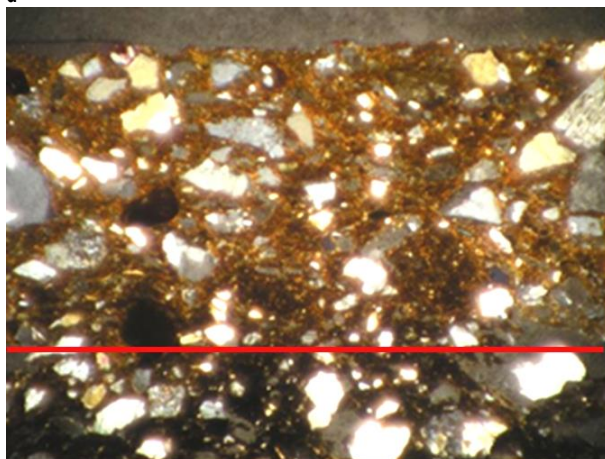
c



d



e



f

Фиг. 2. Микрофотографии на керамични фрагменти: а – кристалокласт от плагиоклаз, наблюдават се антипертити, N+, ширина на видното поле 1850 μm ; b – амфиболов класт с тъмно зелен цвят и ясна цепителност, NII, ширина на видното поле 1850 μm ; c – риолит със сферолитова структура и добре заоблена форма, NII, ширина на видното поле 1850 μm ; d – вулканско стъкло с добре изразена перлитова напуканост и витропорфирна структура, NII, ширина на видното поле 1850 μm ; e – фрагмент от шамот, тестото на който е с черен цвят, кластите са от кварц плагиоклаз, слюда; литокласти от вулкански скали, N+, ширина на видното поле 3900 μm ; f –рязка граница в оцветяването на керамичния фрагмент, дължаща се на нанесен във вътрешната част пигмент, N+, ширина на видното поле 3900 μm

Само в някои от тях, където преобладава участието на едри литокласти (фрагмент питос и група 2) използваното тесто за направата е по-слабо обработено. Наблюдават се отделни фрагменти от шамот (фиг. 2е) в групи 2 и 9, с тъмен черен цвят на матрикса, кластите са от кварц, плагиоклаз и слюда, а литокластите от вулкански скали. Формата на зърната, като цяло е ъгловата до слабозаоблена. Размерите на зърната варират от 0.02 mm до 4.00 mm, като основно са с размери от 0.02 mm до 1.00 mm. В шлифите се наблюдава отсъствие на ясно изразена ориентация. В керамичните фрагменти се срещат участъци, маркиращи смяна на кислородната наситеност в процеса на печенето им. Промяна в цвета на матрикса се дължи на смяна на окислителна и редукционна среда, в резултат на което свързаното желязо в матрикса сменя валентността си и съответно цвета на хидрослюдите. Макроскопски основната част от керамичните фрагменти са без допълнително оцветяване. Само в отделни фрагменти се наблюдава полагане на черен или червен пигмент (фиг. 2f).

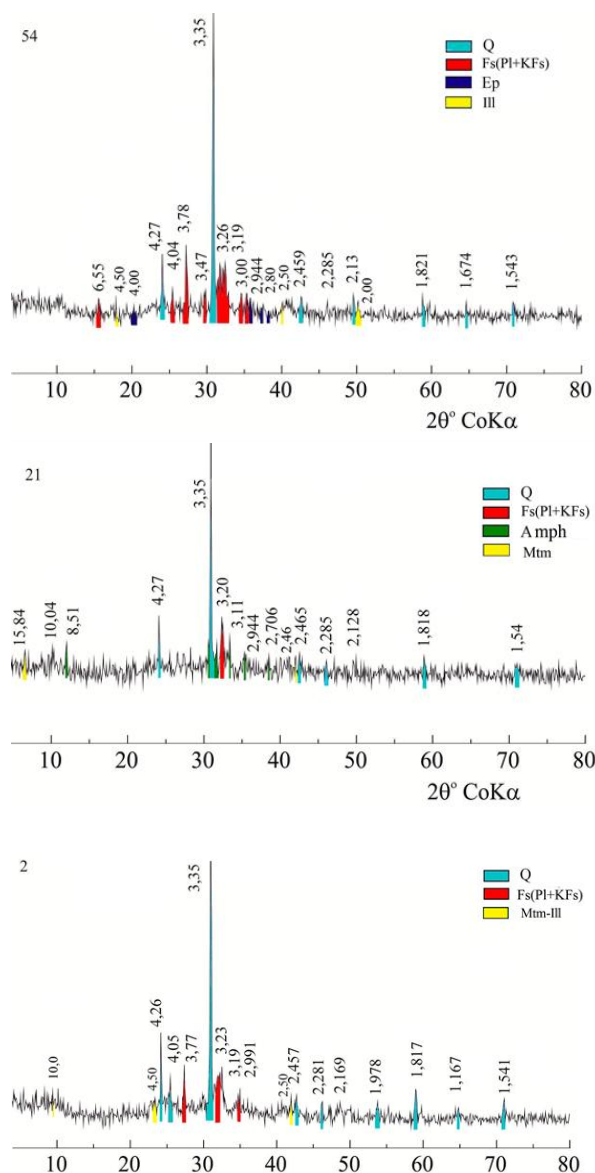
Рентгеноструктурни изследвания

Използван е рентгенодифракционен метод за установяване на различните кристалографски фази на минералите в изпечената глина и определяне на температурата на изпичане на керамиката (фиг. 3). Изследванията потвърдиха определения микроскопски състав и допълниха информацията за присъствие на хидрослюдата илит, смесенослоест илит-монтморилонит, монтмо рилонит-илит и само в единични фрагменти монтморилонит. Температурите на изпичане на керамиката по данните от минералния състав и рентгеноструктурните изследвания могат да се определят в интервала от под 500-550°C до 800(850)°C. Горната граница на този температурен интервал се маркира от присъствието повсеместно на илит, който се разрушава при 850° и отсъствие на полиморфното преобразуване на кварца в тридимит, който е при 840°C. Долната граница на този интервал е неясна, поради присъствието в някои от фрагментите на монтморилонит и смесенослоестите монтморилонит-илит, което предполага температура под 500-550°C. Направените XRD анализи показват, че пигментът, използван за намазване на керамичната повърхност с наситено оранжево-кафяв цвят, е хематит.

Петрографска характеристика на скалите, в които се намира обекта и мраморите, използвани за градежа на средновековната църква

Изследваните скални разкрития от обект “Глухите камъни” са представени от кисели вулканици – риолити до трахириолити, със светлосив до бледорозов цвят, с масивна текстура и ясно порфирна структура – в масата се съдържат порфирна генерация от фелдшпат, кварц, биотит. Микроскопски скалите имат следните особености: минерален състав, порфирна генерация – К-фелдшпат (санидин), кисел плагиоклаз, кварц, амфибол и биотит и основна маса, богата на кварц и фелдшпати и силно разкристализирало вулканско стъкло (фиг. 4а, b). В отделни нива от разкритията скалите са с ясно кластичен характер (фиг. 4с), засегнати са от променителни процеси

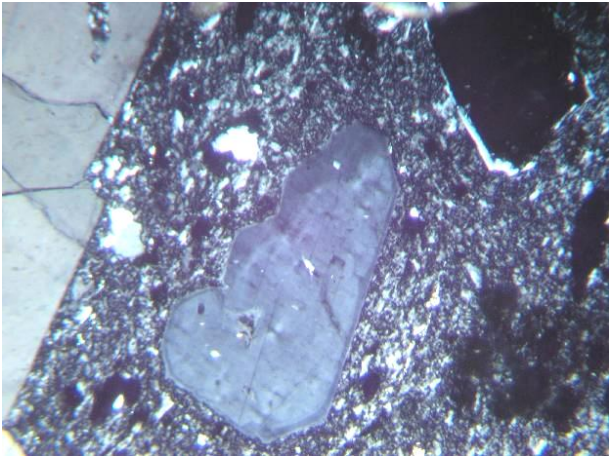
– основно промяна в глинести минерали (фиг. 4d) и в подчинено количество зеолити(?). Това са по-порьозните скали, в които е наблюдавана интензивната напуканост и ерозия. Мраморните късове, които участват в градежа на църквата – са представени от два вида: чисти, бели, едрокристалинни мрамори с хомеогранобластна структура (фиг. 4е, f) и нечисти мрамори с ивичеста текстура, съдържащи неиздържани по мощност ивици изградени от амфибол, епидот, титанит и кварц (фиг. 4g, h).



Фиг. 3. Представителни рентгеноструктурни анализи на най-разпространените групи керамика

Реконструкция на групите и тяхното разпределение в разкритите културни пластовете в обект “Глухите камъни”

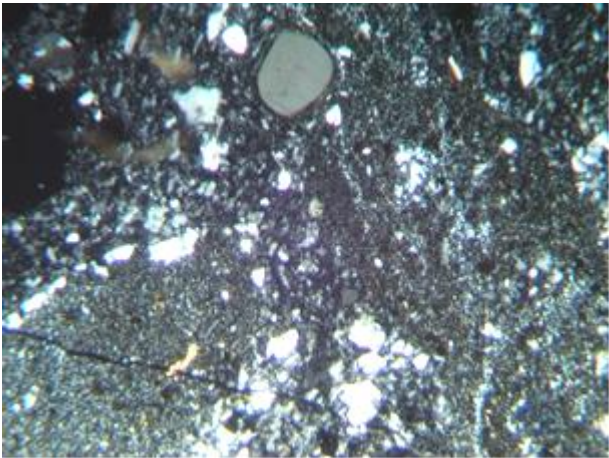
Най-важните резултати от археологическите проучвания на културните пластовете от РЖЕ са получени в т. нар. “Централен” сектор (фиг. 5). В резултат на осъществените стратиграфски наблюдения в заложения сондаж се установява, че под пласт от средновековието, вариращ от 0.60 до 0.75 m е отложен седимент от РЖЕ с обща дебелина над 2.40 m.



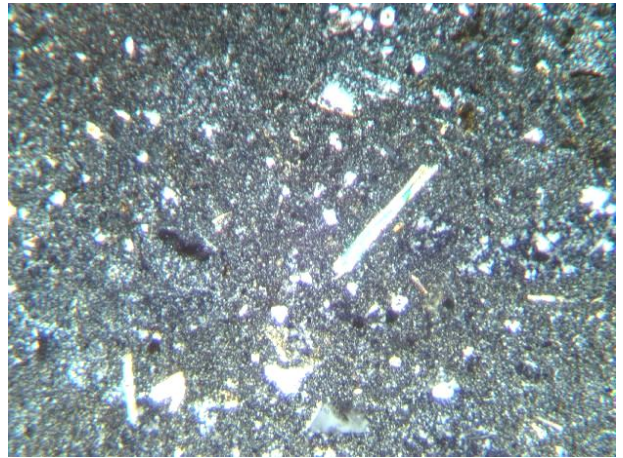
a



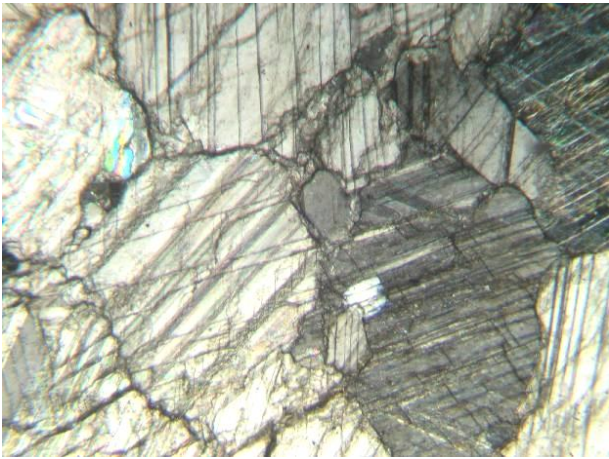
b



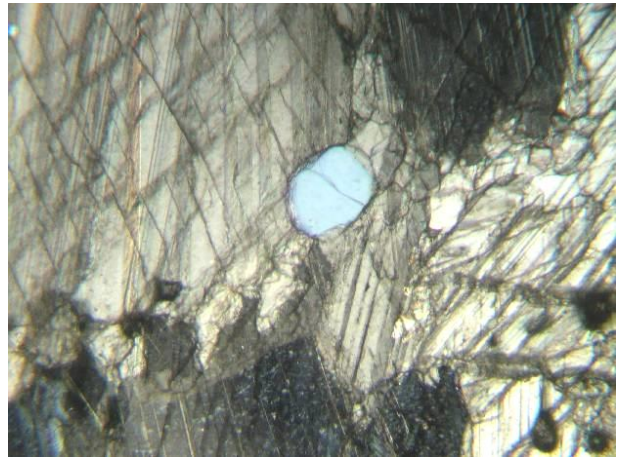
c



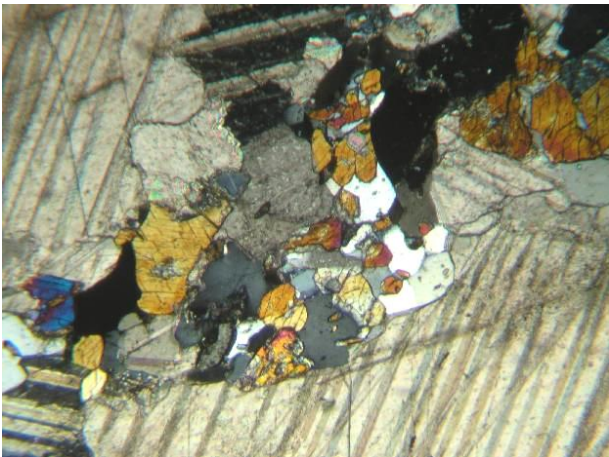
d



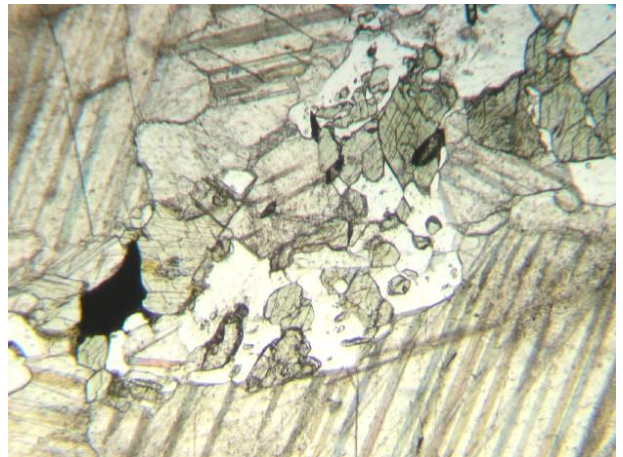
e



f



g



h

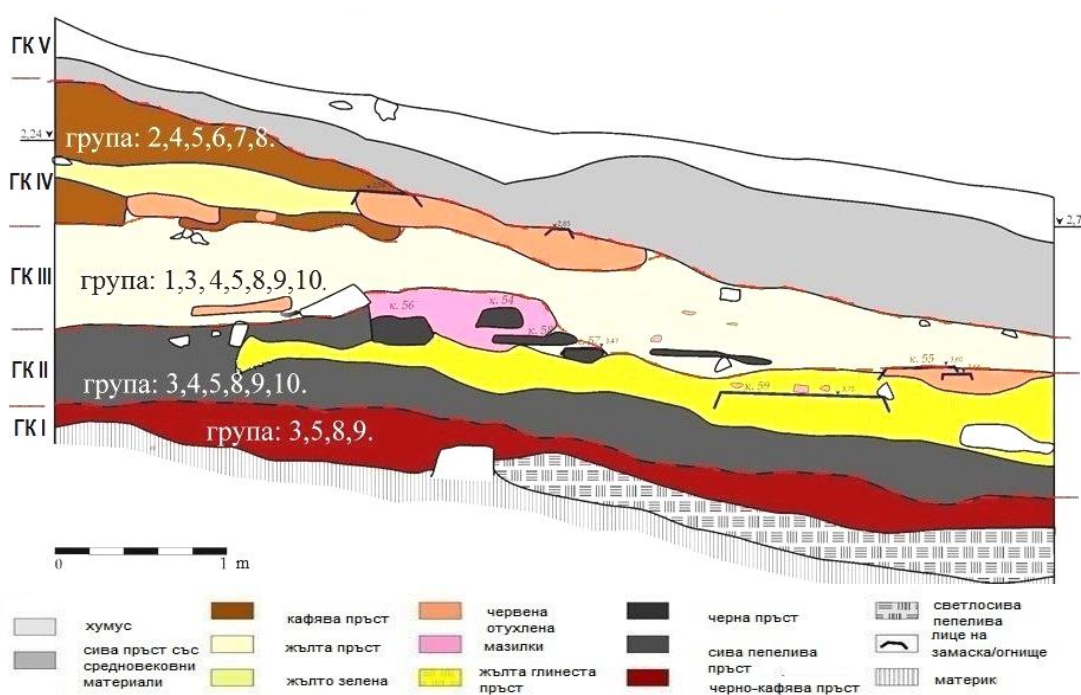
Фиг. 4. Микрофотографии на скалите и мраморите, използвани за градежа на средновековната църква: а – порфирна генерация от К-фелдшпат – санидин (център) сред микрофелзитова основна маса, N+, ширина на видното поле 1225 μm; б – пререз на амфиболов кристал от порфирна генерация, N//, ширина на видното поле 1225 μm; с – общ изглед от кластична вулканска скала с кварц от порфирна генерация (горе, център), N+, ширина на видното поле = 1225 μm; d – силно променен от глинести продукти литокласт, N+, ширина на видното поле 1225 μm; е – изглед от чисти мрамори, N+, ширина на видното поле 1225 μm; f – участък от мрамор, съдържащ единични зърна кварц (сиво), N+, ширина на видното поле 1225 μm; g – участък, набогатен на амфибол, епидот и кварц, N+, ширина на видното поле 1225 μm; h – участък набогатен на амфибол, епидот и кварц, N//, ширина на видното поле 1225 μm

Културният пласт от РЖЕ е проучен в 19 механични пласта. По стратиграфската схема на обекта те попадат в периоди ГК IV (РЖЕ2), GKIII (РЖЕ1) и ГК II (преход от КБЕ към РЖЕ). Дебелината на културния пласт от РЖЕ и ясните стратиграфски разграничения в него са добра предпоставка за детайлен анализ на керамичния комплекс. Статистическата обработка показва характерен за планинските обекти в Източните Родопи асортимент на керамичните съдове. Представени са всички технологични групи, основните категории съдове с широк спектър на форми и типове, както и най-разпространените техники за украса с изключително разнообразие на мотиви и орнаменти. Както на всякъде преобладаваща категория са гърнетата (43.4%), следвани от съдовете за пиене – чаши с една или два дръжки и кани (42.7%), значително по-слабо са представени амфоровидните съдове (9.3%), а присъствието на паниците е символично – 1.2% (Нехризов, Цветкова, 2012). Това впечатляващо несъответствие между броя на съдовете за пиене и тези за хранене е установено на много разположени на връх тракийски обекти, определяни като светилища. Малкият брой на фрагментите от паници и купи, открити на култови места е резултат от това, че тези съдове рядко са използвани в провежданите там ритуали. Различното съотношение между съдовете за хранене и за пиене на светилищата от Източните Родопи трябва да се отчита като важна тяхна специфика, отразяваща особеностите на култовите практики (Nekhrizov, 2005).



Фиг. 5. Сондаж 3 (източник на изследвания керамичен материал)

Присъствието на изследваните фрагменти и тяхното разпределение в сондаж 3 е представено върху стратиграфския профил Изток (фиг. 6). В най-горното ниво в стратиграфски пласт, отговарящ на период ГК IV попадат групи : 2, 4, 5, 6, 7 и 8. В GK III и GK II керамичният материал е представен от сходни групи с малки изключения : в III – 1, 3, 4, 5, 8, 9 и 10; II – 3, 4, 5, 8, 9, 10, а в най-долното ниво GK I – 3, 5, 8 и 9. От направеното разпределение се вижда, че керамичните фрагменти от групи 5 и 8 присъстват в целия профил от най-късните до най-ранните нива от РЖЕ. Групи 2 и 6 попадат само в най-късния хоризонт на РЖЕ. Основната част от изследваните керамични фрагменти се среща във всички установени периоди от РЖЕ на обекта.



Фиг. 6. “Глухите камъни“, Сондаж 3, профил Изток

Изводи

В тестото, използвано за производство на керамиката, намерена в обекта в най-голямо количество. присъстват литокласти от кисели вулканити – риолити със сферолитова структура, порфирни риолити (променени), риолити с перлитова структура. В подчинено количество са литокластите от средни по състав вулкански скали, следват шисти, гнайси и базични вулканити, други 3% – кварцити, метаултрабазити, амфиболити. В състава на кристалокластната компонента, преобладават кварц, фелдшпати (плагиолази и К-фелдшпати) и амфибол. В подчинено количество са слюдите, епидот, циркон, рутил, титанит и единични зърна гранат.

Формата на зърната-кристалокласти, като цяло е ъгловата до слабозаоблена и за това може да се каже, че материалът, използван за направата на керамиката (тестото), съдържа кластична компонента, която не е претърпяла продължителен транспорт. Температурите на изпичане на керамиката по данните от минералния състав и рентгеноструктурните изследвания маркират интервал в границите от под 500-550°C до 800-850°C.

Всички изследвани фрагменти са от ръчно формувани съдове. Пигментите, използвани за намазване на керамиката са: органично вещество – в случая въглен за намазване на външната, а при някои артефакти и вътрешната повърхност и хематит с наситено оранжево-кафяв цвят, който се установява при направените XRD анализи. Направена е реконструкция на групите и тяхното разпределение в разкритите културни пластове в обект “Глухите камъни” На източния профил на сондаж 3 (фиг. 6), е показано представителството на изследваните артефакти и тяхното разпределение по стратиграфски пластове. Ясно се вижда, че в стратиграфските пластове от РЖЕ, отговарящи на периоди ГК II и III присъстващите групи са почти еднакви с малко изключения. Наличието на фрагменти от група 5 във всички нива показва дълъг период на използване на сходен по състав материал с възможен общ източник. Групи 2 и 6 присъстват само в най-горните стратиграфски нива.

Те се отличават от останалите по силно промитата (добре обработена) глина, използвана за направата им, както по нанесения черен пигмент (въглен) по външната и вътрешна повърхност на фрагментите и са представители основно на трапезната керамика. Материалът, използван за формуването на изследваните артефакти, съдържа литокластна компонента (скални отломки) от скали, които се разкриват в района на Източните Родопи и околностите на обект “Глухите камъни”, което предполага, че центровете им на производството трябва да се търсят в областта.

Това изследване е част от общия анализ на керамичния комплекс, произхождащ от скалния комплекс “Глухите камъни”. То ще подпомогне определянето както на особеностите на местното керамично производство, така и очертаването на насоките на културните връзки на района на Североизточните Родопи през ранната желязна епоха.

Литература

- Боянов, И., Д. Кожухаров, А. Горанов, М. Русева, Ж. Шилияфова, Й. Янев. 1989. *Геоложка карта на България в М1:100000, к. л. Хасково*. С., Комитет по геология и минерални ресурси, Геология и геофизика - АД.
- Кулев, И. 2012. *Археометрия*. С., Унив. изд. “Св. Климент Охридски”, 839 с.
- Нехризов, Г., Ю. Цветкова 2012. Скален комплекс Глухите камъни. – В: *Археологически открития и разкопки през 2011 г.*, С., 127-130.
- Нехризов, Г., Ю. Цветкова 2013. *Скален комплекс Глухите камъни*. – В: *Археологически открития и разкопки през 2012 г.*, С., 119-121.
- Nekhrizov, G. 2005. Cult places of the Thracians in the Eastern Rhodopes mountains (end of the 2nd – 1st millennium BC). – In: *The Culture of the Thracians and their Neighbours. Proceedings of the International Symposium in Memory of Prof. Mieczyslaw Domaradzki with a Round Table “Archaeological Map of Bulgaria”*. BAR Intern. Ser., 1350, Oxford, 153-158.

ПРИЛОЖЕНИЕ НА ЕЛЕКТРОТОМОГРАФИЯТА ЗА КАРТИРАНЕ НА СУФОЗИОННИ ЗОНИ

Стефан Димовски, Николай Стоянов, Атанас Кисъов, Миглена Янкова

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

РЕЗЮМЕ. Формираните в резултат на суфозионни процеси разуплътнени зони в земната основа нарушават устойчивостта на фундамите над тях инженерни съоръжения. Предложеният електротомографски метод за локализиране границите на проблемните участъци се базира на различията в елекросъпротивителните свойства на тези зони и на незасегнатите части от подповърхностното пространство. Възможности за картиране на суфозионни зони и ефективността от прилагане на метода е илюстрирана с резултатите от проведеното електротомографско 2D проучване по трасето на железопътната линия София-Пловдив в участък между гара Синитево и гара Огняново. Представените резултати потвърждават приложимостта на използваната методика на измерване, анализ и интерпретация на данните.

APPLICATION OF ELECTROTOMOGRAPHY FOR MAPPING OF SUFFOSION ZONES

Stefan Dimovski, Nikolay Stoyanov, Atanas Kisiov, Miglena Yankova

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

ABSTRACT. The decompressed zones in the near-surface, created as a result of suffosion, violate the stability of the engineering constructions founded on top of them. The proposed electrotomography method for locating the boundaries of such problem areas is based on the differences in the electrical resistivity properties of these zones and of the unaffected parts of subsurface space. The possibilities for mapping of suffosion zones and the efficiency of the applied method are illustrated by the results of the performed 2D electrotomography study along the railway line Sofia-Plovdiv in the region between station Sinitevo and station Ognjanovo. The presented results confirm the applicability of the utilized methodology for field measurements and analysis and interpretation of the obtained data.

Въведение

Установеното разпределение на специфично електрично съпротивление в подповърхностното пространство е еднозначно отражение на степента на проява на йонна електропроводимост. Задълбоченият анализ и аргументираната интерпретация на регистрираните с помощта на електротомографията геоелектрични разрези са много добра основа за по-точна и детайлна количествена оценка на геоложките, хидрогеоложките и инженерногеоложките условия на изследваната част от природната среда.

Досегашният ни опит убедително показва големите предимства на електротомографските методи за детайлно изучаване на приповърхностния геоложки разрез. Комплексното им прилагане с различни други методи и техники дава възможност за много по-прецизно диференциране и пространствено картиране на границите на геоложки или хидрогеоложки единици, окарстени или напукани зони; тектонските нарушения, зони с различна водонаситеност и водообилност, зони с различна степен на техногенно или природно замърсяване, свлачищни участъци, археологически обекти и др. (Стоянов 2003; 2004, Стоянов, Гюров, 2004; Стоянов и др., 2004; Димовски и др., 2007; Dimovski и др., 2008; Димовски 2010; Димовски, Стоянов, 2010; 2011; Димовски и др., 2012; и други).

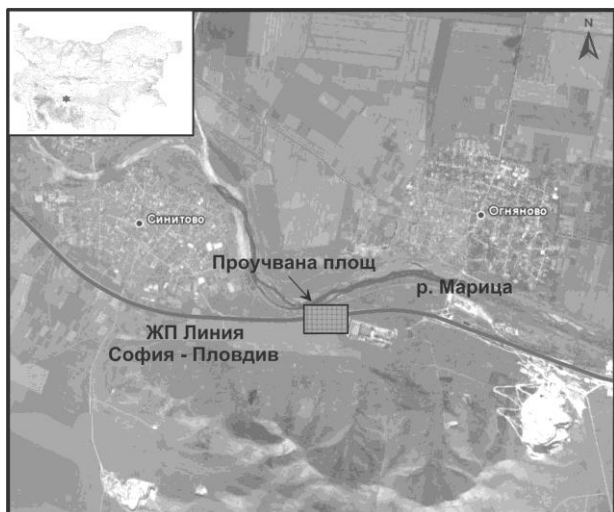
Приложимостта на електротомографията при картиране на слабоустойчиви суфозионни зони в подповърхностното пространство ще илюстрираме с представените по-долу резултати от изпълненото от нашия екип електротомографско проучване по трасето на ж.п. линията София-Пловдив.

Кратка информация за изследвания обект

Обект на изследване е горната част на геоложката основа на ж.п. линията София-Пловдив в малък участък между гара Синитево и гара Огняново (фиг. 1).

В по-общ план участъкът попада в периферната част на серия от поройни конуси, формиращи в подножието на южните склонове на Родопите (фиг. 2). Те са изградени от пролувиални, пролувиално-алувиални и пролувиално-делувиални седименти с кватернерна (холоценска) възраст. Представени са основно от глини, прахови и пясъчливи глини, глинести пясъци, финни пясъци, заглинени пясъци и чакъли. Преобладаващи са финните фракции, което е характерно за седиментите в периферията на поройните конуси. Сложните връзки и пространствени взаимоотношения между отделните пластовете, слоеве, прослойки и лещи, както и голямото

разнообразие в литоложкия и зърнометричния състав на седиментите, предопределят и изключително силната хетерогенност на геоложката основа. Същевременно, формираният в тях подземен поток, който се дренира на юг в чакълесто-песъчливите терасни наслаги на р. Марица, създава предпоставки за изнасяне на финни частици от пясъчните лещи и прослойки, т.е. за развитие на суфозионни процеси.



Фиг.1. Местоположение на проучвания участък

В проучвания участък е установено частично и ограничено по площ пропадане на терена в непосредствена близост до ж.п. линията. Възможна причина за това явление са суфозионни процеси, довели до образуване на зони с намалена устойчивост и кухини в глинесто-песъчливата геоложка основа.

Цели на проучването

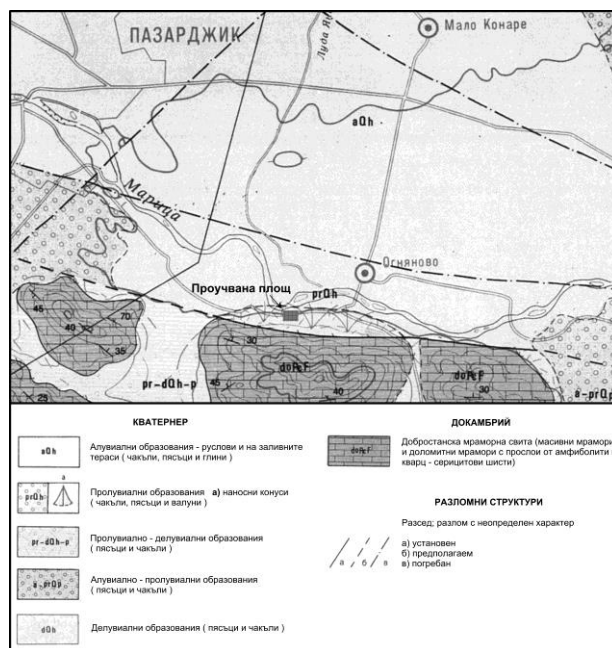
Главни цели на електротомографското проучване са: детайлизиране на геоложкия разрез до дълбочина около 15-20 m; картиране на пространствените граници на суфозионни зони, респективно на разуплътнени зони с намалена устойчивост.

Методика и инструменти на изследване

Използваният електротомографски метод е подходящ за двумерно картиране на приповърхностния разрез във вертикални разрези по профили. Терените измервания са изпълнени посредством голям брой свързани към многожилен кабел електроди (Griffiths et al., 1990). Използвана е 4-електродна схема Schlumberger. Регистрацията е извършена с помощта на апаратура Terrameter SAS 1000 B, производство на шведската фирма ABEM. Тя работи с изходно напрежение 150 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.

Терените измервания са изпълнени по четири профила, всеки от които с дължина по 155 m. Използвани са две коси от 12 жилен кабел с разстояние между електродите 5 m (общо 24 електрода на разстановка). След измерване на всяка разстановка, се извършва стъпковото преместване ("приплъзване") на кабела със стъпка 60 m. Профилите са ситуирани успоредно един на друг, по два на север и на юг от железопътната линия. Точното им местоположение с разположението на електродите по всеки от профилите е представено на фигура 7.

При обработката на полевите данни е използвана компютърната програма RES2DINV (Loke, 2001). Програмата дава разрез на реалното разпределение на електричните съпротивления в подповърхностното пространство. Преходът от геоелектричен разрез в геоложки, инженерногеоложки или хидрогеоложки модел се прави като при последващата интерпретация на получените с програмата геоелектрична картина се отчита и събраната при стандартното проучване информация за конкретните природни условия. В конкретния случай, поради липса на сондажни проучвания и други данни за по-прецизно корелиране на регистрираните геоелектрични разрези, съставеният геоложки модел и отделените в него граници притежават известна условност.



Фиг. 2. Геоложка карта на района

Анализ на геоелектричните разрези. Геоложка интерпретация

Детерминираното с програма RES2DINV разпределение на действителните съпротивления в разрези по четирите профила, са представени на фиг.3-6. Комплексният анализ на геоелектричните разрези при отчитане на конкретните условия и влиянието на изградените в него съоръжения (фундаменти, тръбопроводи и пр.) дава основание да се направят следните констатации за геоложкия строеж на земната основа и за наличието на зони с намалена устойчивост.

Електричното съпротивление на разновидностите (средите), които изграждат изследваната част на приповърхностния разрез варира в относително широки граници – от 25 Ωm до 450 Ωm и повече. Установеният геоелектричен разрез се представя от четири основни електросъпротивителни среди, картиращи зони с различен литоложки състав и/или, генезис. Регистрираните в тези зони геоелектрични аномалии локализируют суфозионни (разуплътнени) зони или части от подземни съоръжения.

Първата електросъпротивителна среда (Зона 1) се характеризира с относително ниско електрично съпротивление най-често в диапазона 50 - 100 Ωm . Тя оконтурва най-горната част на разреза по Профил 1 (фиг. 3), изграден от почвен слой и делувиални глини и прахови глини. Вариациите в изменението на електричното съпротивление зависят от степента на водонаситеност на този приповърхностен слой и от степента на хомогенност на средата. Високоомната аномалия в интервала между 55-тия и 60-тия метър по Профил 1 маркира подземен канален тръбопровод от бетонови тръби. Дебелината на *Зона 1* варира в тесни граници от 1-2 м до 2.5 м.

Втората електросъпротивителна среда (Зона 2) има по-високи и вариращи в по-широк интервал стойности на електричното съпротивление – от 50-60 Ωm до 140 Ωm , а в отделни участъци под 30 Ωm или до 170 Ωm . Тази зона очертава границите на разпространение на финно- до дребнозърнестите пролувиални материали, изграждащи периферните части на поройния конус (вж. фиг. 3-6). Те са представени от глини и прахови глини, прослойки от лещи и прослойки от финно зърнести пясъци, глинести пясъци и пясъчливи глини. На земната повърхност имат значителни повърхностни разкрития около ж.п. линията. По Профил 2 тази зона е установена в интервала между 55-тия и 60-тия метър (фиг. 4), а по Профил 3 – в интервалите между 40-тия и 115-тия метър и между 85-тия и 175-тия метър (фиг. 5). Дълбочината на *Зона 2* достига до дълбочина 8-10 м. В най-западната част на проучвателния район тя се проследява на около 14-15 м от терена и по-дълбоко. В обхвата на *Зона 2* са много ясно обособени две подзони – 2а и 2б:

- Подзона 2а се характеризира с относително по-високи стойности на електричното съпротивление – най-често в границите от 100 Ωm до 140 Ωm . Тя картира границите на незасегнатите от суфозионните процеси литоложки разновидности (глини, прахови и пясъчливи глини, глинести пясъци). В приповърхностните части на разрезите по Профил 2 и Профил 3 са детерминирани няколко ограничени по размер високоомни зони (фиг.4 и фиг.5). Те маркират подземния бетонов тръбопровод и фундаментите на електрическите стълбове (на фигурите са отбелязани с правоъгълници). Ще отбележим, че в приповърхностната част на разрезите в близост до каналния тръбопровод се очертават нискоомни участъци, в които съпротивленията са около и много под 70 Ωm (минималните стойности достигат и под 30 Ωm). Тези нискоомни участъци най-вероятно картират течове

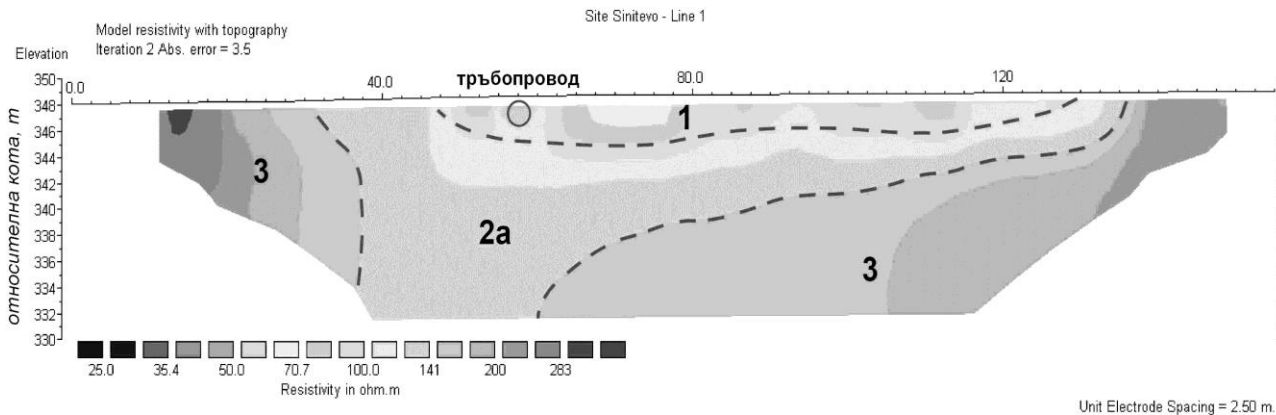
от каналния тръбопровод и формираните около него водонаситени зони.

- Подзона 2б маркира няколко нискоомни участъка около ж. п. линията в разрезите по Профил 2 и Профил 3. На фиг. 4 и 5 тези участъци са представени с прекъсната линия. Регистрираните стойности на електричното съпротивление са най-често в диапазона от 60 Ωm до 100 Ωm . *Подзона 2б* картира силно разуплътнени водонаситени зони в подповърхностното пространство, които притежават повишена йонна проводимост. Разуплътнените слабоустойчиви зони са резултат от суфозионно изнасяне на финните фракции, при което са се формирали и доста големи кухини в земната основа. В резултат на пропадане на покривния слой *Подзона 2б* има и визуално установени повърхностни разкрития, главно по Профил 2 – в интервалите между 80-тия и 90-тия метър и между 105-тия и 115-тия метър (фиг. 4). В останалите части тя е припокрита от материалите, изграждащи *Подзона 2а*. Под повърхността *Подзона 2б* се проследява до дълбочина 8-10 м.

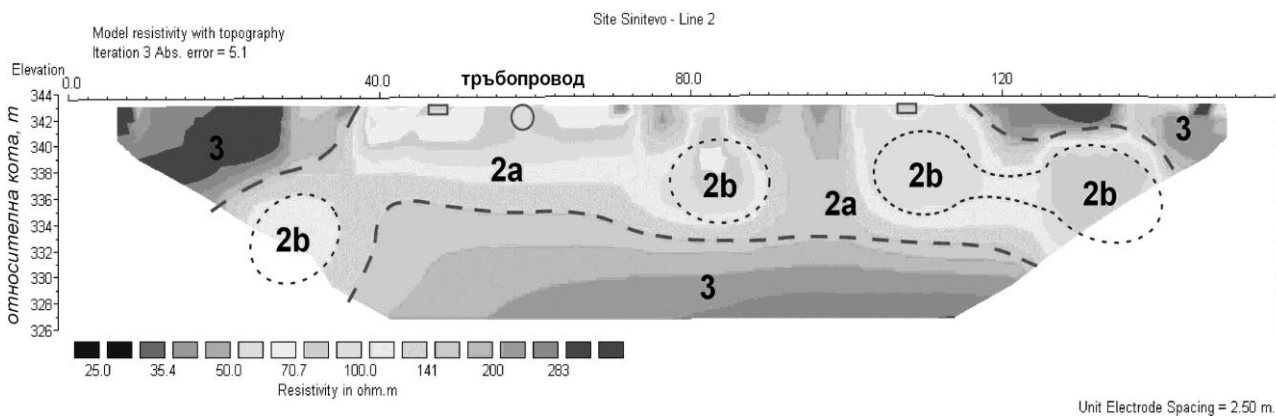
Третата електросъпротивителна среда (Зона 3) се характеризира с високо електрично съпротивление. Регистрираните в нея стойности варират в диапазона от около 140-170 Ωm до 450 Ωm и повече (фиг. 3-6). Тази зона картира границите на разпространение на по-едрозърнести пролувиално-алувиални материали – пясъци и чакъли с глинесто-пясъчлив запълнител и чакълести глини. Установените в разреза по Профил 3 високоомни аномалии най-вероятно маркират подземния тръбопровод и фундаментите на електрическите стълбове (на разрезите са отбелязани с кръгчета и правоъгълници).

Четвъртата електросъпротивителна среда (Зона 4) се установява в най-горната част на геоелектричния разрез по Профил 4 (фиг. 6). Тази зона маркира изградената на юг от ж.п. линията дига, която се проследява до дълбочина 2.0-2.5 м от терена. Силно хетерогенния характер на насипа и различната водонаситеност на материалите предопределят един твърде широк диапазон на вариране на стойностите на електричното съпротивление – от 60 Ωm до 200 Ωm и повече. Регистрираната около 65-тия метър в тази зона високоомна аномалия вероятно се дължи на преминаващия бетонов тръбопровод, а нискоомната аномалия в интервала между 40-тия и 65-тия метър картира течовете от каналния тръбопровод и формираната около него водонаситена зона.

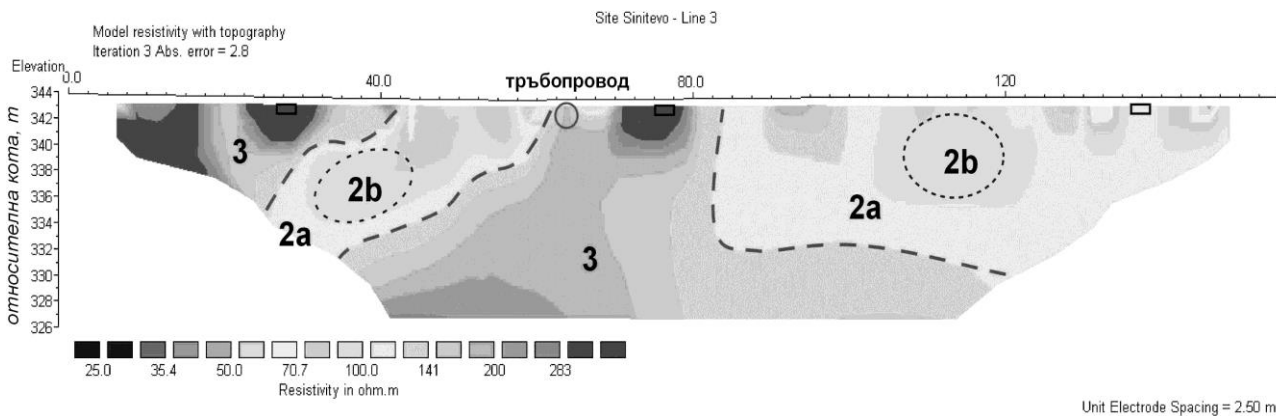
Ще отбележим, че под *Зона 4* (дигата) по Профил 4 се установява и една междинна електросъпротивителна среда – *Зона 2а-3* (вж. фиг. 6). В нея стойностите на електричното съпротивление варират от 100 Ωm до 200 Ωm . По всяка вероятност тази зона картира силно хетерогенна (нееднородна) среда, представена от алтерниращи пластове, прослойки и лещи от глини, глинести пясъци, пясъчливи и чакълести глини.



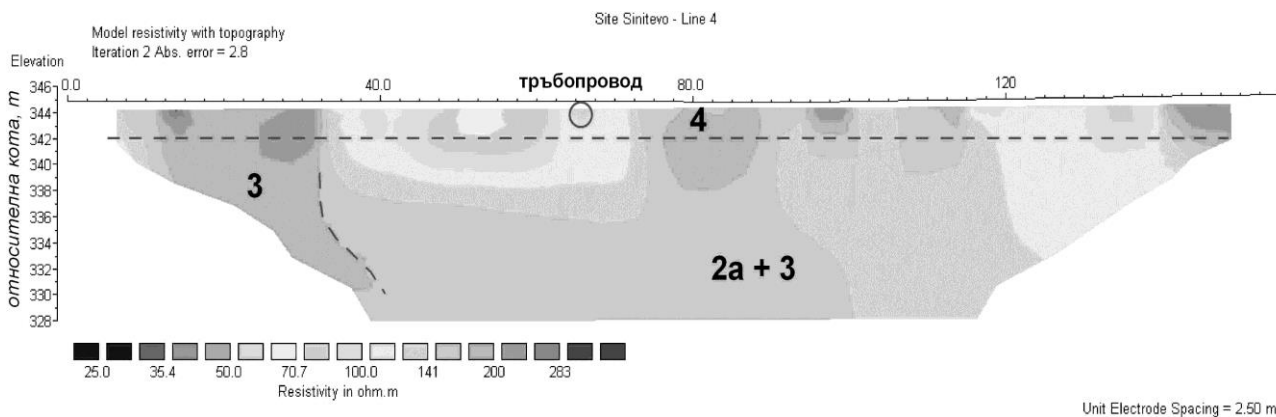
Фиг.3. Разпределение на електричното съпротивление в разреза по Профил 1



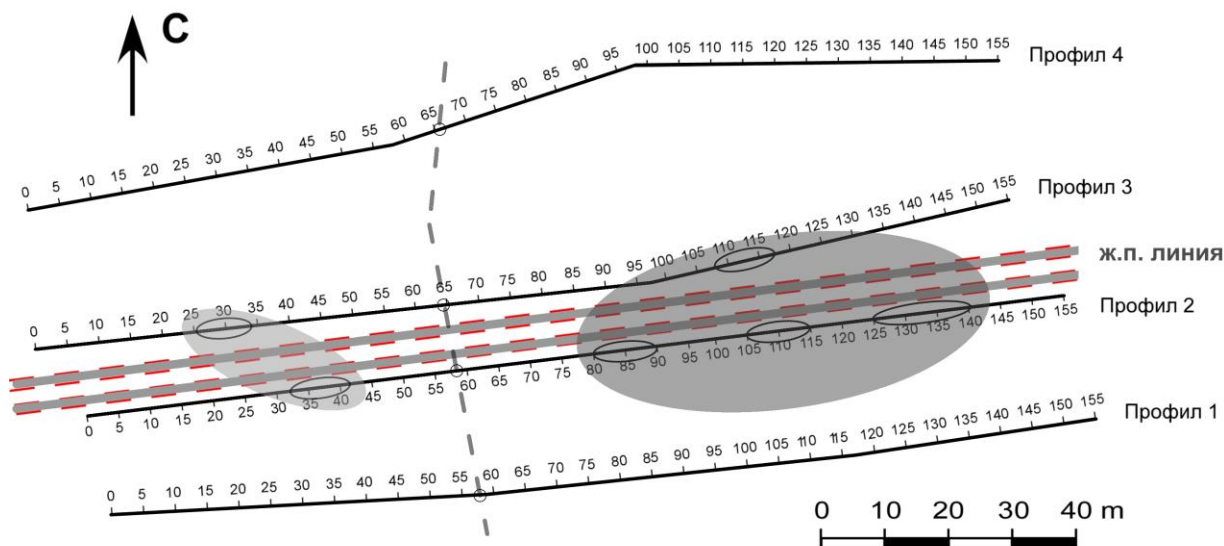
Фиг. 4. Разпределение на електричното съпротивление в разреза по Профил 2






Фиг. 5. Разпределение на електричното съпротивление в разреза по Профил 3



Фиг. 6. Разпределение на електричното съпротивление в разреза по Профил 4



Условни означения

-  - Зона с реална опасност от пропадане на земната основа
-  - Зона с потенциална опасност от пропадане на земната основа
-  - тръбопровод

Фиг. 7. Площна карта на границите на суфозионните зони; зонирание по опасност от пропадане на земната основа

Суфозионни зони

Въз основа на подробен анализ на резултатите от направените интерпретации и предвид очертаните граници на Подзона 2b е съставена площна карта на суфозионните зони, респ. на зоните с намалена устойчивост на земната основа (фиг. 7). С оглед вероятната дълбочина на тяхното залягане и възможната опасност от пропадане на терена са детерминирани две зони:

Зона с реална опасност от пропадане на земната основа. Тази зона има сравнително широк обхват в източната половина на проучвателния участък (фиг. 7). Тя заема най-горната приповърхностна част на геоложкия разрез, което предполага и голяма опасност от пропадане на терена. Впрочем, в тази част от изследваната територия (южно от ж.п. линията вече са реализирани частични пропадания и отваряне на празнини в подповърхностното пространство.

Зона с потенциална опасност от пропадане на земната основа. Тази зона заема сравнително ограничена площ в западната част на проучвания участък (фиг. 7). Нейното горнище е установено на дълбочина от 3 до 7 m дълбочина. Засвояването на разуплътнената зона в известна степен ограничава, но не елиминира възможно бъдещо пропадане на терена. Затова се предполага, че в рамките на тази зона съществува потенциална опасност от пропадане.

Следва да отбележим, че поради липса на сондажни проучвания и данни за по-прецизно корелиране на геоелектрични разрези, предложеният от нас геоложки модел и детерминираните на тази база граници на вероятните суфозионни (разуплътнени) зони имат известна условност и ограничена точност. Препоръчително в проучвания участък да се проведе допълнително (по-детайлно) проучване, включващо изграждане на един или повече проучвателни сондажи. Данните за преминалите със сондажите литоложки разновидности и установените в тях нива на подземните води ще позволят да се направи един много по-прецизен анализ на резултатите от електротомографията и да се получи по-точна представа за пространствените граници на зоните с намалена устойчивост на земната основа.

Заклучение

Съставеният въз основа на комплексен анализ и интерпретация на резултатите от електротомографията при отчитане на съвсем ограничената информация за геоложкия строеж на проучвания участък дава относително добра представа за възможните пространствени размери и геометрията на суфозионните зони. Същевременно, отсъствието на сондажни данни, на практика демонстрира приложимостта и ефективността на електротомографския метод за предварителни оценки за

наличие на разуплътнени (суфозионни) зони и участъци с намалена устойчивост в приповърхностния разрез.

Литература

- Димовски, С. 2010. *Електротомографски изследвания на геоложката среда*. Дисертация, С., МГУ "Св. Иван Рилски", 387 с.
- Димовски, С., Н. Стоянов. 2010. Приложение на геоелектрични проучвания при изучаване на хидрогеоложките условия в карстови райони. – *6-та Национална конференция по геофизика "20 години Дружество на геофизиците в България"*, С., 4 с.
- Димовски, С., Н. Стоянов. 2011. Геоелектричен подход при изучаване на *хидрогеоложките* условия в района на ДБО Асеновград. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 54, Св. I, *Геол. геоф.*, 125-130.
- Димовски, С., Н. Стоянов, Ч. Гюров. 2007. Ефективност на електротомографията за детайлно геоелектрично картиране на приповърхностния геоложки разрез. – *BULAQUA (БУЛАКВА)*, 4, 47-55.
- Димовски, С., Н. Стоянов, Хр. Цанков, Ат. Кисьов. 2012. *Електротомографски изследвания в района на Зографския манастир в Света гора, Атон*. – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 55, Св. I, *Геол. геоф.*, 96-101.
- Кожухаров, Д., Р. Димитрова, Н. Кацков. 1992. *Обяснителна записка към геоложка карта на България М1:100000, к. л. Пазарджик*. С., КГМР, 54 с.
- 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. 2004. *Метод за дефиниране на локални геоелектрични критерии за оценка на замърсяването на подземните води*. – *BULAQUA (БУЛАКВА)*, 4.
- Стоянов, Н., Ч. Гюров. 2004. Оценка на замърсяването на подземните води по метода на 2D електро-съпротивително проучване по схемата полюс-дипол – *Год. МГУ "Св. Иван Рилски"*, 47, Св. I, *Геол. геоф.*, 219-224.
- Стоянов, Н., С. Стойнев, Ч. Гюров. 2004. Детайлизиране на инженерно-геоложките и хидрогеоложките условия посредством геоелектрични модели – *Геол. и минер. ресурси*, 10, 8-12.
- Daniels F., R. A. Alberty. 1966. *Physical Chemistry*. John Wiley and Sons, New York, 767 p.
- Dimovski, S., N. Stoyanov, S. Kostyanev. 2008. Application of electrical resistivity techniques for investigation of landslides. – *Proceedings of the First International Conference on Remote Sensing Techniques in Disaster Management and Emergency Response in the Mediterranean Region, EARSeL, Zadar, Croatia*, 241-251.
- Griffiths, D. H., R. D. Barker. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. – *J. Applied Geophysics*, 29, 211-226.
- Keller G. V., F. C. Frischknecht. 1966. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press, Oxford, 519 p.
- Kockel, F., H. Mollat. 1978. *Geological Map of Greece. M1:50000. Peninsula of Athos Sheet. (Vatopedhiou – Monasterry Athos)*. Publ. Department of Geological Maps of I.G.M.R.
- Loke, M. H., R. D. Barker. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. – *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Loke, M. H. 2001. *A practical guide to RES2DINV ver. 3.4; Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. Geoelectrical Imaging 2-D & 3D*. Geotomo Software, Penang, Malaysia.

МЕТОДИКА НА НАБЛЮДЕНИЯТА ПРИ ПРОФИЛНИ ГРАВИМЕТРИЧНИ СНИМКИ ПО ЛИНИИ ОТ ДЪРЖАВНАТА НИВЕЛАЦИЯ НА РЕПУБЛИКА БЪЛГАРИЯ

Ради Радичев¹, Емил Михайлов², Николай Кирилов¹

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; radirad@mgu.bg

²Национален институт по геофизика, геодезия и география, Българска академия на науките, БАН, 1113 София

РЕЗЮМЕ. Обоснована е необходимостта от извършването на гравиметрични измервания по линии от Държавната нивелация на територията на Република България. Предлага се методика за извършването им с обосновка за точността на измерванията. Така извършената гравиметрична снимка, може да послужи за геодезически, геофизични и геоложки цели, както и за реамблиране на гравиметричните карти в мащаби 1:200000 и 1:100000.

METHODS FOR PROFILE GRAVIMETRIC MEASUREMENTS ALONG THE LINES OF NATIONALE LEVELING NETWORK

Radi Radichev¹, Emil Mihailov², Nikolai Kirilov¹

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; radirad@mgu.bg

²National Institute of Geophysics, Geodesy and Geography, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia

ABSTRACT. The necessity of performance of gravimetric measurements along lines of the National leveling network on the territory of the Republic of Bulgaria is proven. Methods for their accomplishment are proposed with a justification for the accuracy of the measurements. The performed in such a way gravimetric study can serve for geodetic, geophysical and geological aims, as well as for development of gravimetric maps in scale 1:200000 and 1:100000.

Необходимост от гравиметрични измервания по нивелачни линии

При изчисляване на надморските височини в *Балтийска система*, както и при преминаване във височинна система *Амстердам* на реперите от държавната нивелация (Беляшки, 2008) е необходимо към измерените стойности на превишенията да се прибавят гравиметрични поправки (поправки за непаралелност на ниво повърхнините на нормалното гравитационно поле и поправки за разлика между действителното и нормалното гравитационно поле). Обединената европейска нивелачна мрежа (UELN), в която участва и Република България вече е изравнена. Като окончателен резултат са получени нормални височини и геопотенциални коти (Милев и др., 2008). Използвайки резултатите от нивелиране и измерване на силата на тежестта на Земята по линията на нивелиране, се намира разликата в потенциалите между изходната и определяемата точки.

$$W_0 - W_M = \sum g_i \cdot dh_i \quad (1.1)$$

където: g_i – измерено значение на силата на тежестта на станция i от нивелачния ход, dh_i – измерено превишение на същата станция, $W_0 - W_M$ – разлика в потенциалите на две точки наречена геопотенциална кота или геопотенциално число.

Геопотенциалната кота (число) се получава по данни от геометричната нивелация и от гравиметричните измервания по реперите. За получаване на геопотенциалните коти (числа) на нивелачните реperi се взимат средните стойности на g_{cp} между реперите и съответните им превишения Δh . От формула (1.1) се вижда, че колко по-точно са извършени нивелацията и гравиметрията, толкова по точно се получават геопотенциалните коти (числа). При гравиметрични измервания по нивелачни линии най-производителна е методиката на еднократни измервания с контролни точки. Обикновено измерванията по тази методика се извършват с два статични гравиметъра за по добър контрол на резултатите. Такива са гравиметрите от вида ГАК, ГР/К2, ГНУ-КС или ГНУ-КВ, които са на разположение в Република България. Тези гравиметри са нетермоста-тирани и мащабните им коефициенти зависят от температурата, атмосферното налягане и скаловите им поправки. Същите имат по-голямо изместване на нулите в сравнение с гравиметрите La Coste @ Romberg и Scintrex CG-3 и CG-5.

Изместване на нулата на употребяваните в България кварцови гравиметри

Действителното изместване нулите на гравиметрите има сложен характер и не може да бъде прогнозирано напълно. Вълнообразното изменение на нулата на

гравиметрите с време даже по малко от един час е обусловено от процесите на поляризация на кварцовата система. Замяната на вълнообразната линия на изместване на нулевата точка с права, както се практикува в гравиметрията е приблизително и довежда до понижаване точността на резултатите при високоточни гравиметрични снимки. Точността при еднократни наблюдения е по-ниска отколкото точността при многократни измервания за горепосочения тип гравиметри. Обикновено наблюденията с различни статични гравиметри са съпроводени с големи систематични разхождания на резултатите между тях. Понеже наблюденията с двата гравиметъра се провеждат по едно и също време и при едни и същи условия, разликите имат систематичен и случаен характер и са свързани с техническите особености на приборите и с микросейзмиката създавана от движещите се превозни средства (Милев и др., 2008). Разликите между приборите са обусловени и от криволинейното изместване на нулите им и от колебание мащабните коефициенти на отчетните устройства от транспортиране на гравиметрите.

Използване на гравиметри от вида ГАК-7Т, ГР/К2, ГНУ-КВ и ГНУ-КС за гравиметрични снимки в Република България

Тези гравиметри може да се прилагат за детайлни, регионални и маршрутни /профилни/ снимки с разстояния между точките от десетки метри до 10-15 km. и повече. Основни части на всеки гравиметър са: измерителна част със собствения корпус на гравиметъра и външния корпус с топлозащитния стълб за пренасяне на гравиметъра. Цялата измерителна част е поместена в съда на Дюар, обезпечаващ надеждна защита на системата от резки температурни изменения на окръжаващата среда. В гравиметъра е монтиран температурен компенсатор, действащ ефективно в диапазон на температурите от -15° до $+15^{\circ}\text{C}$ от точката на пълна температурна компенсация. Средната им грешка на измерване се колебае от $\pm 0,030$ до $\pm 0,060$ mGal, а при гравиметър ГНУ-КВ тя е до $\pm 0,030$ mGal. Гравиметрите на НИГаФ – ЕООД с номера 1514, 689 и 1388, както и гравиметъра на УАСГ номер 524 са със специално изготвени кварцови системи в Гравиметричната лаборатория на гр. Бургас от С. В. Вереда. Такива системи се изготвяха за всички гравиметри в наличност на Геофизичните предприятия. Тези системи са с по-висока чувствителност и точност на отчета около 0,010 милигала. Модернизирането на тези системи се състои в свеждане до минимум величината на пълзене на нулевата точка, неутрализация (йонизация) на електростатическите заряди, съществена компенсация на температурните влияния и премахване на вредни колебания на махалото на системата. Затова при тези гравиметри е най-добре да се използват мащабните коефициенти получени на специални полигони, а не в лабораторни условия в предвид на това, че системите на тези гравиметри видимо изменят своите свойства след като бъдат изведени от състояние на покой /т.е. при транспортиране с автомобил/. Най-добре е еталонирането на тези гравиметри да се прави преди започване на гравиметричните измервания и след завършването им, т.е. два пъти, понеже лабораторията в Бургас и гравиметричната лаборатория в София са унищожени и не е възможно вакуумирането на сега действащите гравиметри в Република България. А

както се знае липсата на вакуум в кварцовата система води до изменение на мащабния коефициент, а също така и до по-големи разхождания на резултатите между гравиметрите.

Методика и точност на гравиметрични измервания по нивелачни линии

При извършването на гравиметрична профилна снимка най-производителна е методиката, както подчертахме на еднократни измервания с контролни точки. Започва се от гравиметрична точка А минава се през реперите 1, 2, 3, 4, 5, и 6 след което се връщаме отново в А за отчитане преместването на нулевата точка, като преди това се извършва повторно наблюдение на някои от реперите обикновено средния или при шест наблюдавани репера се повтаря третия. Реперите при тази методика ги записваме така: А, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 3, А, 6. Реперите от А до 6 образуват едно звено на гравиметричния ход на измерване. Всяко звено се състои от q точки. При всяко звено се извършват по две или три измервания на първата и последната точки, и по едно на междинните и две на контролните точки. Точките при които имаме изпълнени по две или три наблюдения са работни опорни точки. Броят на наблюденията (k) в звеното (L) е свързан със следното съотношение съгласно (Любимов и др., 1970):

$$L = (k-1)/(2q-1) \quad (2.1)$$

и съответно средната квадратична грешка на работните опорни точки е (Любимов и др., Г. 1970) :

$$\varepsilon_{\text{раб.оп.}} = \varepsilon_{\Delta N} \sqrt{(L^3 - 2)/6L(L-1)} \quad (2.2)$$

а за междинните гравиметрични точки е:

$$\varepsilon_{\text{межд.}} = \varepsilon_{\Delta N} \sqrt{(L^3 + 6L^2 - 1)/12L^2} \quad (2.3)$$

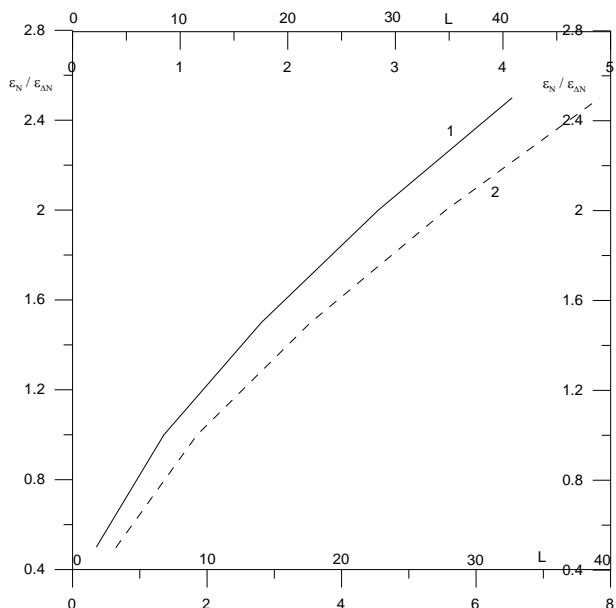
където $\varepsilon_{\Delta N}$ е средна квадратична грешка, която за равноточни измервания е постоянна. Зависимостта на величините на средните грешки от наблюденията на работните точки 1 и междинни точки 2 от броя на звената (L) е дадена на фиг. 1 по данни от (Любимов и др., 1970). За да се избере рационална структура на гравиметричния рейс на наблюдение е необходимо да разгледаме зависимост на параметъра m от броя на точките q в звеното според (Любимов и др., 1970). Ако с r обозначим отношението на времето на прехода между съседни репери към времето на наблюдение на репер имаме че (Любимов и др., 1970):

$$m = [(r+1)(q-1)]/[r(q-1)+1] \quad (2.4)$$

като връзката между параметрите m , r и q е дадена на фигура 2 по данни от Любимов и др. (1970).

Да разгледаме, при гравиметрични измервания по нивелачни линии, количествената зависимост между точността на профилната снимка и нейните основни параметри, които могат да бъдат използвани за избор на оптимални условия при провеждане на гравиметрични наблюдения. Ако искаме да извършим гравиметрични

измервания по нивелачна линия дълга 50 километра, като разстоянието между реперите е около 1000 метра (1 километър), и при зададена точност на наблюдение $\varepsilon_{\Delta N} = \pm 0,150 \text{ mGal}$. В началото и в края на нивелачната линия има гравиметрични точки от Еталонната гравиметрична мрежа на Република България.



Фиг. 1. Зависимост на величините на средните грешки от наблюденията на работните опорни точки 1 и междинни точки 2 от броя на звената (L)

Гравиметрите от вида ГАК и ГР/К2 могат да постигнат средна квадратична грешка от единично измерване приблизително около 0.100 mGal при гравиметрични измервания по пътища с не много натоварено движение. Времето необходимо за преход с кола от един репер до друг е около 12 минути, а наблюдението на точка трае около 3 минути, откъдето получаваме, че

$$r = 12/3 = 4 \quad (2.5)$$

От фиг. 2 следва, че при $r = 4$, величината на параметъра m с увеличаване на броя на точките q в звеното се мени незначително и m клони към 1.5 . При 6 броя точки в звеното средната квадратична грешка от измерване нарастванията не превишава 1.5 , което за дадения случай е: $\varepsilon_{\Delta N} = 1.5 \cdot 0.10 = 0.15 \text{ mGal}$. От фиг.1 намираме, че $\varepsilon_N / \varepsilon_{\Delta N} = 0.15/0.15 = 1.00$ и максимално допустимия брой на звената L в гравиметричния ход е 10 . Броят на звената L е свързан с броя на точките в рейса (Q) и в звеното (q) със съотношението (Любимов и др., 1970):

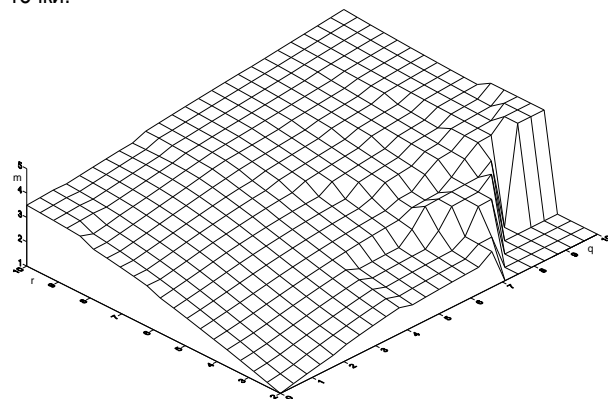
$$L = (Q+1)/(q-1) \quad (2.6)$$

Или броят на точките за всяко звено от рейса за нашия случай при $Q = 50$ за едно звено ще бъде (Любимов и др., 1970):

$$q = (Q+L-1)/L = (50+10-1)/10 = 6 \quad (2.7)$$

където q е броят на точките в звеното и в нашия случай е 6 . Или ако искаме точност на наблюдение около $\pm 0,150 \text{ mGal}$, то по еднократна методика на наблюдение ние

трябва да наблюдаваме през 6 точки, като седмите се използват за работни опорни (възлови) гравиметрични точки.



Фиг. 2. Зависимост на m от броя на точките q в звеното с различни значения на r

Фигури 1 и 2, както подчертахме по-горе са построени въз основа на данни от Любимов и др. (1970). От експериментални гравиметрични измервания по линии от Държавната нивелация на Република България, извършени с гравиметри собственост на Минногеоложкия университет се потвърждава гореописаната методика. От таблица 1 (Ценков, 2011) се вижда, че до около 1 час гравиметричните измервания не се повлияват съществено от приливите изменения на силата на тежестта и не се включват отделно при обработка на гравиметричните измервания.

Таблица 1

Ср.кв.грешка	Време на измерване	Брой репери	Гравиметри номера	Собственост на приборите
$\pm 0,002$	0 часа 40 мин.	4	ГР/К2 № 138	МГУ
$\pm 0,016$	0 часа 42 мин.	4	ГАК-7Т № 524	УАСГ
$\pm 0,055$	0 часа 53 мин.	5	ГР/К2 № 138	МГУ
$\pm 0,024$	0 часа 50 мин.	5	ГНУ-КВ № 296	МГУ
$\pm 0,097$	0 часа 47 мин.	5	ГР/К2 № 138	МГУ
$\pm 0,072$	0 часа 45 мин.	5	ГАК-7Т № 524	УАСГ
$\pm 0,016$	1 час 10 мин.	7	ГАК-7Т № 524	УАСГ
$\pm 0,088$	1 час 12 мин.	7	ГР/К2 № 138	МГУ
$\pm 0,074$	1 час 12 мин.	7	ГАК-7Т № 524	УАСГ
$\pm 0,055$	1 час 10 мин.	7	ГАК-7Т № 71	УАСГ
$\pm 0,077$	1 час 20 мин.	8	ГАК-7Т № 524	УАСГ
$\pm 0,055$	1 час 22 мин.	8	ГАК-7Т № 71	УАСГ
$\pm 0,086$	1 час 30 мин.	8	ГАК-7Т № 524	УАСГ
$\pm 0,097$	1 час 35 мин.	8	ГАК-7Т № 71	УАСГ
$\pm 0,099$	2 часа 40 мин.	13	ГНУ-КВ № 296	МГУ
$\pm 0,285$	2 часа 45 мин.	13	ГР-К2 № 138	МГУ
$\pm 0,295$	2 часа 45 мин.	15	ГАК-7Т № 524	УАСГ
$\pm 0,289$	2 часа 47 мин.	15	ГАК-7Т № 71	УАСГ
$\pm 0,237$	2 часа 56 мин.	17	ГАК-7Т № 524	УАСГ
$\pm 0,376$	3 часа 00 мин.	17	ГАК-7Т № 71	УАСГ
$\pm 0,337$	3 часа 50 мин.	21	ГАК-7Т № 524	УАСГ
$\pm 0,312$	3 часа 50 мин.	21	ГР/К2 № 138	МГУ

Изчислява се изместването на нулевите точки на гравиметрите от по-голям брой опорни и работни

гравиметрични точки. Както се вижда от таблицата, средните квадратни грешки на звено от 7 до 8 репера, измерено за около 1 час или 1 час и 35 минути са до $\pm 0,100$ милигала. При времетраене над 2-3 часа средните грешки скачат под и над $\pm 0,300$ милигала. Или до около 1 час изместването на нулите на гравиметрите може да се счита за линейно.

Зависимост между стойностите на силата на тежестта от височините на реперите и получаване стойностите на “g” и “ $\Delta g_{\text{Фай}}$ ” на унищожени /неоткрити/ нивелачни репери

В Евсеев (1957) е показана зависимост на “g” и “ $\Delta g_{\text{Фай}}$ ” от височините H на гравиметричните точки, съответно:

$$g = A + B \cdot H \quad (3.1)$$

и

$$\Delta g_{\text{Фай}} = A + B \cdot H \quad (3.2)$$

Коефициентите A и B се намират лесно от решаване на система уравнения.

Обикновено нивелачните и гравиметрични измервания се правят от различни екипи и по различно време. При ремонт на пътища се унищожават репери, които не могат да бъдат гравиметрирани по късно след нивелацията. Също така някои репери при нивелачни линии минаващи в планински райони се поставят на места където не могат да бъдат открити от групата извършваща гравиметричните измервания. Тогава за получаването стойностите на “g”, може да се използва формула (3.1) и се съставя система от уравнения, като коефициентите A и B се получават от решаване на тази система при известни стойности на “g” и “H” на репери.

Сгъстяване на гравиметрична снимка на Република България с резултати от гравиметрични измервания по нивелачни линии

Гравиметричните измервания ускорението на силата на тежестта, както подчертахме се извършват по нивелачните линии по еднократна методика с контроли точки. Гравиметрират се по-голям брой работни опорни и контролни точки, за следене работата на гравиметрите с течение на времето и по-добър контрол на резултатите от гравиметричните измервания. Гравиметрирането на реперите по нивелачните линии I клас, се извършва с два гравиметъра, за да се намали обема на систематичните грешки при измерване и да се увеличи контрола на измерванията, тъй като движението на транспортни средства е доста натоварено по пътищата на страната. Понеже наблюденията с двата гравиметъра се провеждат по едно и също време и при едни и същи условия, разликите между тях имат систематичен характер и са свързани с техническите особености на приборите, както подчертахме. Разликите между приборите са обусловени, както от криволинейното изместване на нулевите им точки, така и от колебание мащабните коефициенти на отчетните устройства от изменение вакуума в кварцовите системи на гравиметрите, а също и от транспортиране на гравиметрите. Гравиметрираните нивелачни линии, както подчер-

тахме се привързват към точките от *Еталонната гравиметрична мрежа на Република България, която е привързана към базисната мрежа от абсолютни точки (UEGN, 2002) (Милев и др., 2005; 2008)*. По този начин, чрез извършването на профилни гравиметрични снимки се получават точни резултати за координати, коти и земно ускорение.

Изводи

Със средствата отпускани за преизмерване на Държавната нивелачна мрежа на Република България I клас и за гравиметрирането ѝ, същата ще може да съгсти гравиметричната снимка със средна грешка на гравиметриран репер под $\pm 0,300$ милигала. Макар и остаряла наличната гравиметрична апаратура в България може да осигури точност от еднократно измерване на репер доста по-малка от $\pm 0,300$ милигала. От направените изследвания и еталонирания на гравиметрите през последните години, като по-стабилни и надеждни за гравиметрични измервания и способни да осигурят тази точност се оказват гравиметрите ГНУ-КВ №296, ГР/К2 №1319, ГНУ-К2 №138 и ГНУ-КС №384, собственост на Минно-геоложкия университет “Св. Иван Рилски”. *Необходимо и задължително е да се използва каталогът на Еталонната гравиметрична мрежа, намиращ се в Агенцията по геодезия, картография и кадастър от фирмите изпълнители на гравиметричните работи.* Данните от извършваните профилни гравиметрични снимки по нивелачни линии могат да се използват освен за геодезически цели, също така и за геоложки и геофизични цели, както и за по-точно определяне на геоида на Република България, така също и за реамболиране на гравиметричните карти на Република България в мащаби 1:200000 и 1:100000.

Литература

- Беляшки, Т. 2008. Държавна нивелачна мрежа I клас на България. – *Геодезия, картография, земеустройство*, 5-6, 8-10.
- Евсеев, С. В. 1957. *О некоторых закономерностях гравитационного поля земли и их значения для геодезии и геофизики*. Киев, Изд. АН УССР, 72 с.
- Любимов, Г. А., А. А. Любимов, В. И. Павловский. 1970. К выбору оптимальной методики гравиметрической съемки способом приращении. – *Прикладная геофизика*, 58.
- Милев, Г., Д. Руес, К. Улрих, К. Василева, Л. Стаянов, Т. Вълев, Е. Михайлов, Н. Димитров. 2005. Абсолютни измервания и гравиметрична система на България. – *Геодезия, картография, земеустройство*, 5-6, 10-17.
- Милев, Г., Г. Вълев, К. Василева, Е. Михайлов. 2008. Национална гравиметрична мрежа на България – *Геодезия, картография, земеустройство*, 5-6, 4-8.
- Ценков, Ц., Т. Беляшки, Е. Михайлов. 2011. Получаване на гравиметричните поправки по линии от държавната нивелация на Република България – *Доклад на XI международна научна конференция ВСУ “Любен Каравелов” от 2 до 3 юни 2011, София, Том II, VI-13-18.*

ГРАВИМЕТРИЧНИ ПОПРАВКИ И ФАКТОРИ ВЛИЯЕЩИ НА ВИСОКОТОЧНИТЕ ИЗМЕРВАНИЯ СИЛАТА НА ТЕЖЕСТТА

Ради Радичев¹, Емил Михайлов², Атанас Кисъов¹

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; radirad@mgu.bg

²Национален институт по геофизика, геодезия и география, Българска академия на науките, 1113 София

РЕЗЮМЕ. Разгледано е влиянието на различните видове фактори при високоточните гравиметрични измервания с които е необходимо да се съобразяваме или да се въвеждат като поправки при тези измервания извършвани за опорни гравиметрични мрежи, високоточни гравиметрични снимки и геодинамични полигони. Необходимо е взимането под внимание на тези фактори при избора на гравиметрични точки за национални мрежи и геодинамични полигони.

GRAVIMETRIC CORRECTIONS AND FACTORS INFLUENCING THE HIGH PRECISION GRAVIMETRIC MEASUREMENTS

Radi Radichev¹, Emil Mihailov², Atanas Kisiov¹

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; radirad@mgu.bg

²National Institute of Geophysics, Geodesy and Geography, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia

ABSTRACT. The influence of different factors in high precision gravimetric measurements is studied in order to estimate their effect and to enter the necessary changes in these measurements carried out to support gravimetric networks, precision gravimetric maps and geodynamic polygons. It is necessary to take into account all these factors when choosing gravimetric points for national networks and geodynamic polygons.

Увод

В случай на високоточни гравиметрични измервания, необходими за създаването на опорни гравиметрични мрежи, високоточни гравиметрични снимки и геодинамични полигони е необходимо да се отделя по голямо внимание на някои фактори, влияещи върху изменение на силата на тежестта във времето, и да се въвеждат съответните поправки. Определянето силата на тежестта на точка, става не върху горната повърхност на стабилизация на гравиметричната точка. Заради технически причини не може измерителната система на приборите да се отъждестви направо с гравиметричната точка и ние сме принудени да измерваме силата на тежестта недалече от гравиметричната точка. Но съществуват и различни по далечни фактори, измененията на които ще окажат влияние на значението на силата на тежестта върху гравиметричната точка. Ако вземем под внимание, че отделните пречещи влияния на тези фактори не превишават $\pm 50 \mu\text{Gal}$ (Инструкция, 1982) като знаем, че предполагаемата точност на измерване е около $\pm 5 \mu\text{Gal}$, за съвременните компютризирани гравиметри от вида на Scintrex CG-3 и Scintrex CG-5 при многократни измервания, ние трябва да въвеждаме корекции и в стойностите на "g" на гравиметричните точки заради различните фактори. През 2004 г. част от Софийския гравиметричен полигон беше измерен с компютризиран гравиметър Scintrex CG-3, а през 2007 г. същата част беше измерена с

компютризиран гравиметър Scintrex CG-5. С компютризираните грави-метри CG-3 и CG-5 се правеха по 60 отчета в минута, като за интервала на измерване от около 4 или 5 минути се извършваха 240 до 300 отчета, които се обработваха от компютъра на гравиметъра и се изчисляваха грешките от измерване. Резултатите от тези измервания и изравнения са дадени в таблица 1. Методиката на измерване и с двата гравиметъра е А-В-С-Д-С-В-А, като точността на измерванията е около $\pm 10 \mu\text{Gal}$ получена след обработка и изравнение. На Видинския полигон беше получена точност от измерванията от порядъка на $\pm 10 \mu\text{Gal}$ през годините от 1982 до 1987 с гравиметри от вида ГАГ-2, ГНУ-КВ (ГР/К2) и Sodin. С гравиметрите ГНУ-КВ, ГР/К2 и Sodin се правеха по три отчета, а при пълзене на отчетите се правеха и допълнителни отчети, като се избираха като окончателни трите най-близки отчета. А с гравиметрите ГАГ-2 се измерваха с висока точност от 3 до 5 ъгъла на наклона на ГАГ-2 на гравиметрична точка. Средната грешка от измерване ъгъла на наклона трябваше да е по-малка от 0,4^{''}. Като пример в таблица 2 са дадени измерени отсечки на полигона относно гравиметрична точка Гъмзово извършени през 1983 година със средните им квадратни грешки. Гравиметрична точка Гъмзово е приета за изходна при изчислението и изравнението на полигона, тъй като нивото на подпочвените води е на голяма дълбочина при нея.

Таблица 1. Измерени и изравнени разлики на "Δg" през различни години и с различни гравиметри на част от Софийския гравиметричен полигон

Отсечки	2007 г./CG-5, μGal	±m, μGal	2004 г./CG-3, μGal	±m, μGal	Разлика Δg, μGal
Симеоново-Драгалевци	+7,785	7	+7,768	8	17
Драталевци-Лифтов стълб	-24,752	7	-24,719	8	33
Лифтов стълб-Манастира	-17,128	3	-17,120	6	8
Симеоново-Бистрица	-14,232	3	-14,207	5	25

Таблица 2. Измерени разлики на "Δg" на полигона относно гравиметрична точка Гъмзово извършени през 1983 година със средните им квадратни грешки

Измерени отсечки през 1983	"Δg" измерено 1983 г.	Средни квадратни грешки в μGal (±m)
Гъмзово - Сланотрън	49.095	m = ±7
Гъмзово - Божурица	-4.601	m = ±6
Гъмзово - Кошава	52,443	m = ±10
Гъмзово - Видин	34,314	m = ±6
Гъмзово - Дунавци	-20.145	m = ±7

А в таблица 3, като пример са дадени гравиметрираните отсечки затворени по триъгълници с техните несфръзки за гравиметрите Sodin Prospektor. С тези гравиметри бяха измерени по 6 Δg на отсечка с един прибор.

Средните квадратни грешки след изравнение на всички триъгълници измерени с десете броя гравиметри са под ±10 μGal, както се вижда от таблица 4, където са дадени изравнените резултати от измерванията извършени през годините 1982 и 1983. Измерването е извършено по методиката А-В-А-В, чрез двукратни измервания по тази методика на всяка отсечка.

При разлика между гравиметрите по-голяма от 0,100 милигала за някои гравиметри се повтаряха измерванията само с тях, така че някои отсечки бяха измерени по 3 или 4 пъти. За извършване гравиметричните измервания на полигона бяха използвани 10 броя гравиметри, както споменахме от горпосочените видове. Или за всяка отсечка бяха измерени от 40 до 60 разлики в силата на тежестта (Δg).

Голяма част от изследванията свързани с влиянието на различните видове фактори и поправки са направени на този гравиметричен полигон.

Таблица 3. Осреднени несфръзки (W) от гравиметрично измерените триъгълници с два гравиметъра Sodin Prospektor през 1983 година

Измерени гравиметрично триъгълници с гравиметри Sodin Prospektor; средно от 2 прибора	Несфръзки в триъгълниците W, μGal
Гъмзово – Кошава – Сланотрън – Гъмзово	+2
Гъмзово – Сланотрън – Видин – Гъмзово	-15
Гъмзово – Видин – Дунавци – Гъмзово	+1
Гъмзово – Дунавци – Божурица – Гъмзово	+10
Кошава – Сланотрън – Видин – Кошава	-14
Видин – Сланотрън – Дунавци – Видин	+3
Видин – Дунавци – Божурица – Видин	-19
Гъмзово – Кошава – Видин – Гъмзово	+5
Гъмзово – Видин – Божурица – Гъмзово	+30
Гъмзово – Сланотрън – Дунавци – Гъмзово	-11

Приливи

Луната и слънцето оказват влияние върху полето на силата на тежестта на Земята. При високоточни гравиметрични измервания е необходимо да се отчитат фазите на Луната и положението на Слънцето. Поправката достигаше ±300 μGal за района на Видинския полигон по време на извършените измервания през годините от 1982 до 1987. При съвременните компютризирани гравиметри с точност на измерванията около ± 5 μGal е необходимо да се взема на предвид тази поправка, а също и при извършването на високоточни измервания със статичните

Таблица 4. Изравнени разлики на "Δg" на отсечките от Видинския полигон, измерени през 1982 и 1983 години със средните квадратни грешки след изравнение

Точки	Изм.1982 есента, μGal	±m, μGal	Изм.1983 пролетта, μGal	±m, μGal	1983-1982, μGal
Гъмзово	00.000	-	00,000	0	0
Видин	34.309	±6	34,302	±5	-7
Кошава	52.420	±7	52,468	±6	+48
Сланотрън	49.081	±6	49,091	±5	+10
Дунавци	20.162	±6	20,149	±5	-13
Божурица	-4.596	±7	-4,610	±6	-14

гравиметри от вида ГНУ-КС и ГНУ-КВ. Тези поправки за приливи се дават във вид на таблици и графики за отделни страни и райони, регистрирани с приливни гравиметри в приливни станции. За Видинския полигон бяха използвани таблиците и графиките изработени от Чехската геодезическа служба за този период от 1982 до 1987 години.

Влияние изменението на атмосферното налягане върху силата на тежестта

Плътността на атмосферата се изменя с времето и създава променливо налягане на повърхността на сушата, моретата, големите реки и техните дъна, като предизвиква деформации. При измерване силата на тежестта с грешка под $\pm 5 \mu\text{Gal}$ следва да се отчете, както правото притегляне на променливите аномални маси на атмосферата, така и предизвиканите от тях деформации. По формули от (*Повторные...*, 1980) е изчислено изменението силата на тежестта предизвикано от атмосферното налягане на територията на Видинския гравиметричен полигон, и същото е приблизително $2,3 \mu\text{Gal}$.

Отчитане влиянието на големите водни източници върху изменението на силата на тежестта

Такова влияние беше оценено на времето при изследванията направени на Видинския полигон от река Дунав върху близките до нея точки, като се използва формулата 5

$$\delta g = f \cdot (M/R^2) \cdot \sin^2 \alpha \quad (1)$$

където:

f – гравитационна постоянна равна на $(6,673 \pm 0,003) \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{r}^1 \cdot \text{c}^{-2}$

M – маса на водата между ниски и високи води

R – разстояние от геометричния център на масата до точката на наблюдение

α – ъгъл между направлението R и хоризонта.

Изменението на δg между ниво високи и ниски води на река Дунав за точките в Кошава, Сланотрън, Дунавци и Видин е дадено в таблица 5.

Таблица 5. Изменение на δg между високи и ниски води на р. Дунав

Наименование на точките	$\delta g, \mu\text{Gal}$	Разстояние от р. Дунав
Видин	30	40 метра
Кошава	35	50 метра
Сланотрън	17	900 метра
Дунавци	10	1200 метра

Комплексно влияние на подпочвениите води и влажността на почвата върху изменението на силата на тежестта

Изследванията направени в други страни са показали (*Повторные...*, 1981; 1982) че най-съществени изменения на силата на тежестта могат да възникнат от изменение във време режима на подземните води /подпочвени и влажност на почвата/. От изменение нивото на подземните води се изменя плътността на промеждутъчния слой.

Възможното изменение силата на тежестта може да се констатира от точни гравиметрични измервания, каквито бяха извършени на Видинския полигон с максимално достижима грешка след изравнение под $\pm 10 \mu\text{Gal}$. За установяване на горепосоченото изменение беше направен модел на Видинския полигон на базата на данни от измервания. Съгласно (*Сборник*, 1980; Михайлов, 1984) най-добри резултати за възможно изменение силата на тежестта се получават по формулата за плоскопаралелен слой с безкрайно простиране (Демянова, Михайлов, 1985):

$$\delta g_v = 2\pi f \Delta \sigma \Delta h \quad (2)$$

където:

Δh – е амплитуда на колебание нивото на подземните води в метри измерена в кладенците на Видинския полигон;

$$2\pi f = 0.0418$$

$\Delta \sigma$ – изменение плътността на водоносния пласт при загуба или поглъщане на вода.

На точките Видин, Кошава, Сланотрън и Дунавци почвите основно са алувиални, за които коефициентът на водоотдайност е 0,42 и формула 2 добива следния вид:

$$\delta g_v = 0,0176 \Delta h \quad (3)$$

В таблица 6 се дават разликите в резултатите от измерване силата на тежестта при ниски и високи подземни води, а също така и възможното изменение силата на тежестта, получено чрез моделни данни по формули 2 и 3. Резултатите в таблица 3 са получени на базата на измерванията и изчисленията на Видинския полигон извършени през 1982 и 1983 години.

Таблица 6. Разлики в силата на тежестта от гравиметрични измервания при високи и ниски подземни води и от моделни данни по формули 2 и 3

Имена на точките	Разлики в "g" от гравиметрични измервания при високи и ниски подземни води в μGal	Резултати от моделни данни по формули 2 и 3 в μGal
Видин	-7	-2
Гъмзово	0	0
Кошава	+48	+62
Сланотрън	+10	+24
Дунавци	-13	-15
Божурица	-14	-8

Влияние на преместването на масите във вътрешността на Земята

Преместването на масите във вътрешността на земята се проявява на нейната повърхност при провеждане повторни високоточни геодезически измервания. Данните от повторната нивелация се използват за изучаване на съвременните вертикални движения на земната кора, явяващи се следствие на процесите, протичащи в земните недра. В някои изследователски работи е показано (*Повторные...*, 1980), че половината от величината на скоростта на съвременните вертикални движения може да създаде ефект, създаван от изменението на наклона на

нивоповърхнините с течение на времето, който се фиксира при нивелирането, и от своя страна се явява причина за изменение на силата на тежестта. От *Сборник* (1980), имаме:

$$\delta g = \vartheta \gamma \quad (4)$$

Ъгълът ϑ се определя от резултатите на нивелиране

$$\vartheta = \delta h / s \quad (5)$$

където:

δh – е изменение превишението между точките за една година;

s – разстояние между точките;

γ – нормално значение на силата на тежестта;

ϑ – ъгъл на пълно отклонение на отвеса.

Оценката на такава вариация получена за Видинския полигон е 2,0 μGal .

Привеждане ускорението на силата на тежестта към центъра на знака

При измервания с два, три и повече гравиметри едновременно е необходимо да се приведе ускорението силата на тежестта към центъра на точката, където е репера, защото гравиметрите при наблюдение се поставят ексцентрично. Необходимо е да се определят хоризонталните градиенти (Дивиш, 1977; *Инструкция...*, 1982) W_x и W_y . Определянето им може да стане по косвен начин на базата значенията на ускоренията на силата на тежестта измерени с гравиметър. Практически с гравиметър измерваме ускорението силата на тежестта в осем точки, лежащи на окръжност с радиус r около центъра P_0 на гравиметричната точка. Величината на радиуса се избира в зависимост от местните условия, така че точки 1,2,3,4,5,6,7,8 да се намират на една и съща равнина. Съгласно (Дивиш, 1977) при точност на измерване разликата $g_1 - g_0 = 1 \mu\text{Gal}$ и $R = 10 \text{ m.}$, градиентите се определят с точност до $\pm 1 \mu\text{Gal}$. Изчисляваме разликите $g_1 - g_0; g_2 - g_0; g_3 - g_0; \dots; g_8 - g_0$ и съответстващите средни градиенти $W_1 = (g_1 - g_0) / r; W_2 = (g_2 - g_0) / r; W_3 = (g_3 - g_0) / r;$ и т.н. Определя се максималния градиент $W_{\alpha z}$ и неговия азимут α_0 с точност пет градуса спрямо север. В градиентите W_1, W_2, W_3 и т.н. се включва влиянието на наклона на стабилизация на точката, затова не трябва да се извършва измерване на височините 1,2,3,.....8. Достатъчно е да се знаят само височините на приборите (гравиметрите) над повърхността на стабилизирание. Височините на някои гравиметри са дадени в таблица 7.

Таблица 7. *Работни височини на гравиметрите*

Вид на гравиметъра	Височина, mm	Височина на статива, mm
<i>А. Кварцови</i>		
ГНУ, KB и КС	140	не
Sodin, Sharp	120	90 или 250
Worden	130	90 или 250
ГАГ-2	150	400
<i>Б. Металически</i>		
La Costa & Romberg	100	250
GS-11(12-15)	200	400
<i>В. Махални</i>		
ОВМ	200	не

Привеждането на ексцентричните измервания към центъра става по формулата (Дивиш, 1977):

$$g_0 = g - r \cdot \cos(\alpha - \alpha_0) \cdot W_{\alpha z} - z \cdot (W_{zz})_p \quad (6)$$

където:

r – е разстояние между центъра на гравиметричната точка P_0 и точка P от окръжността, r е достатъчно да се знае с точност 0,2 m;

z – височина на системата на гравиметъра над равнината на гравиметричната точка;

$W_{\alpha z}$ – максимален хоризонтален градиент;

W_{zz} – вертикален градиент.

На Видинския полигон хоризонталните градиенти получени от експериментални измервания на гравиметрична точка Гъмзово бяха в границите на грешките от измерване до $\pm 10 \mu\text{Gal}$.

Измерване на вертикални градиенти и привеждане на абсолютни измервания към хоризонталната повърхност на стабилизация на гравиметричната точка

При измервания с абсолютни гравиметри, ускорението на силата на тежестта g_0 се отнася към точка, намираща се на височина z , относно горната повърхност на стабилизация на гравиметричната точка. Ускорението g на равнината на стабилизация /на репера/ се изчислява по формула:

$$g = g_0 + z \cdot W_{zz} \quad (7)$$

Значението z за всеки абсолютен гравиметър е точно познато, и е възможно да се приеме, че $m(z) = 0$. Разстоянието между основата на прибора и точката, за която значението g се получава от наблюдение е z . Гравиметричните измервания на абсолютните точки в България са извършени с абсолютни гравиметри ГАБЛ, JILA и ZZG (Милев и др., 2005). Вертикалните градиенти W_{zz} се измерват със статични гравиметри с висока точност по методиката АВАВАВА, двукратно при смяна на диапазона. Значенията на вертикалните градиенти се получават с точност до десета от *микрогола*. В таблица 5 са дадени значенията W_{zz} измерени на гравиметричните точки в София и Варна. На тези точки са извършени абсолютни гравиметрични измервания с гравиметри ГАБЛ и JILA, а на гравиметричната точка в София е мерено и с полския абсолютен гравиметър ZZG. От таблица 8 се вижда, че имаме по-големи разлики в W_{zz} за София в годините 1982, 1983 и 1999. През 1982 и 1983 години се строеше новата сграда на Кадастъра, там беше изкоп /котловава/, а през 1999 година беше вече построена новата сграда. Също така във Варна, през 1982 година сградата на обсерваторията не беше ремонтирана, а през 2004 година беше извършен цялостен ремонт на астрономичната обсерватория, както и допълнително пристрояване. Това оказва влияние на изменението на W_{zz} през различните периоди на измерване. Вертикалният градиент се изменя също, както в зависимост от надморските височини на точките, така и от разстоянието на същите до близки водни площи. На Видинския полигон през октомври 1984 година, бяха извършени високоточни гравиметрични измервания на вертикалните градиенти W_{zz} на шестте гравиметрични точки с гравиметрите Sodin 161 и 162 на статив с височина 400 mm. Резултатите от тези

измервания са дадени в таблица 9. Неприливните изменения на вертикалния градиент на силата на тежестта, измерван през различни периоди от време може да се използват за изследвания в сеизмични райони, както и за изучаване на плътностните нееднородности на земната кора при геодинамични полигони.

Таблица 8. Вертикални градиенти W_{zz} , измерени на абсолютните точки София и Варна.

Станция	Гравиметър	Години	W_{zz} [μ Gal] при $h=1000$, mm
София	La Costa & Romberg	1999	307,6
София	ГР/К2, ГАК-7Т	1982	302,8
София	Sodin	1983	301,6
Варна	ГР/К2, ГАК-7Т	1982	285,1
Варна	La Costa & Romberg	2004	291,0

Таблица 9. Измерени вертикални градиенти W_{zz} на гравиметричните точки от Видинския полигон

Местонахождение на гравиметричната точка	Средно W_{zz} [μ Gal] от Sodin 161 и 162 при $h=400$, mm	Разстояние от р. Дунав до г.т., m	Кота на г.т., m
Бажурица	119,0	15700	113
Дунавци	114,0	1200	43
Кошава	120,5	50	35
Гъмзово	123,5	14500	233
Сланотрън	108,0	900	36
Видин	121,5	50	35

Изводи

От всичко казано досега се вижда, че при високоточни гравиметрични измервания е необходимо при някои случаи да се въведат поправки заради различните фактори.

Да се внимава с избора на гравиметрични точки при високоточни мрежи, така че влиянието на пречещите фактори да е минимално, в рамките на точността или да се вкарват поправки.

В каталозите на гравиметричните мрежи, където е описанието и репеража на точките е необходимо да се

дават данни за релефа около самите точки, нивото на подземните води, атмосферното налягане в момента на измерване, близки водни площи до точките и други фактори.

Изследванията направени на Видинския полигон за периода 1982-1987 години показват, че и със статичните гравиметри от горепозначените видове може да се получава същата точност, както точността на съвременните компютризираните гравиметри при наличието на повече измервания и по-голям брой гравиметри, което се вижда от таблици 1 и 2.

Литература

- Демянова, Т., Е. Михайлов. 1985. Хидроложки ефект при гравиметрични измервания, проведени на Видинския полигон. – *Геодезия, картография, земеустройство*, 6, 14-15.
- Дивиш, К. 1977. Елементи приведения при гравиметрических измерениях. Прага, Геодезическая служба ЧССР, 12-13.
- Инструкция для работ в Единой гравиметрической сети и для гравиметрических работ, проводимых в международном сотрудничестве.* 1982. Прага, Проект.
- Милев, Г., Д. Руес, К. Улрих, К. Василева, Л. Стоянов, Г. Вълев, Е. Михайлов, Н. Димитров. 2005. Абсолютни измервания и гравиметрична система на България. – *Геодезия, картография, земеустройство*, 5-6, 10-17.
- Михайлов, Е. 1984. Изследване изменението на силата на тежестта в зависимост от хидроложките условия на Видинския полигон. – *Бюлетин ГУГКК*, 2, 17-19.
- Михайлов, Е. 1984. Фактори оказващи влияние върху изменението на силата на тежестта във време, на територията на Видинския гравиметричен полигон. – *Бюлетин на ГУГКК*, 3, 15-17.
- Повторные гравиметрические наблюдения. Вопросы теории и результаты. Сборник научных трудов по исследованию неприливных изменений силы тяжести и сопутствующих разработок в области аппаратуры и методики работ.* 1980. М., АН СССР, 27-33, 34-41, 53-59.
- Повторные гравиметрические наблюдения. Сборник научных трудов.* 1981. М., АН СССР, 8-22.
- Повторные гравиметрические наблюдения. Сборник научных трудов.* 1982. М., АН СССР, 38-54.

КОМПЛЕКСНИ ГЕОФИЗИЧНИ ИЗСЛЕДВАНИЯ – ОСНОВА ЗА ПОСТРОЯВАНЕТО НА ГЕОДИНАМИЧЕН МОДЕЛ И ИЗГРАЖДАНЕ НА СИСТЕМА ЗА СЕИЗМИЧЕН МОНИТОРИНГ В РАЙОНА НА ГРАД ПЕРНИК – ПРОЕКТ СИМОРА

Бойко Рангелов¹, Ради Радичев¹, Стефан Димовски¹, Иванка Паскалева², Християн Цанков¹, Атанас Кисъев¹, Миглена Янкова¹, Тихомир Илиев¹, Маргарита Василева¹

¹Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; branguelov@gmail.com

²Европейски политехнически университет, 2300 Перник

РЕЗЮМЕ. Представени са резултатите от изпълнението на първия етап на проект СИМОРА. Обработени и интерпретирани са данните за потенциалните геофизични полета, сеизмичността в района и основните параметри на силното земетресение от 22 май, 2012 г. – М5.8. Изследвано е поведението на следтрусовата сеизмична активност. Въз основа на тези данни е построен геодинамичен модел на огнището на силното земетресение. Показано е, че в условията на екстензия, се е проявило ясно листрично, антидетично разломяване, което добре обяснява концентрацията на последвалите трусове и ефектите от генерирането на широкоспектърни силни земни движения. Изяснен е сеизмогенезисът и са очертани основните сеизмогенни структури. Демонстрирани са взаимните връзки в контекста на регионалния модел на екстензия доминиращ в пространството на Северните Балкани. Планирано е изграждането на система за мониторинг на силни сеизмични движения.

COMPLEX GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS – BASICS TO THE GEODYNAMIC MODEL AND SEISMIC MONITORING SYSTEM IN PERNIK REGION – PROJECT SIMORA

Boyko Ranguelov¹, Radi Radichev¹, Stefan Dimovsky¹, Ivanka Paskaleva², Christian Tzankov¹, Atanas Kisiov¹, Miglena Yankova¹, Tihomir Iliev¹, Margarita Vassileva¹

¹University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; branguelov@gmail.com

²European Polytechnic University, 2300 Pernik

ABSTRACT. The results of the first part of the SIMORA Project are presented. Measurements and interpretations of the natural geophysical fields together with the seismicity studies of the main parameters of the earthquake M5.8 (22/05/2012) are demonstrated. On the basis of the complex geophysical investigations a new geodynamic model is created. It is clear that in the regional field of extension proved by the recent GPS measurements the listric antithetic faulting generated the wide spectrum seismic strong ground motions. The main dilemma is – the wide spectrum due to the wave generation or wave propagation must be considered. Our response is – seismic wave's generation process is responsible to the spectral content of the strong motions registrations. The seismic monitoring and quasi early warning system is under design.

Въведение

Тектонската позиция на основните структурни зони в района е изследвана от много автори (Гочев и др., 1970; Стоянов, 1981). Дават се множество и различни интерпретации (Батанджиев и др., 1966; Моев, 1967; и др.). Често може да се отбележи обаче, че почти всички говорят за разломи и разломни снопове със СЗ-ЮИ посока. Те са пресечени от почти перпендикулярни на тях напречни, но значително по-къси разломи. Тази регматична мрежа е в основата на съгласието на почти всички автори, че районът има сложен блоков строеж. Много от разломите са описани като активни, включително и сеизмоактивни. Независимо от това, няма единна позиция за сеизмогенния потенциал на тези разломни структури. Последното земетресение от 22 май 2012 година се явява изненада в този смисъл, защото всички досегашни данни говорят за

по-малък сеизмогенен потенциал на този район (Рангелов, 2012).

Анализ и връзка на геофизичните полета, геоложката и тектонска обстановка със сеизмогенезиса в района

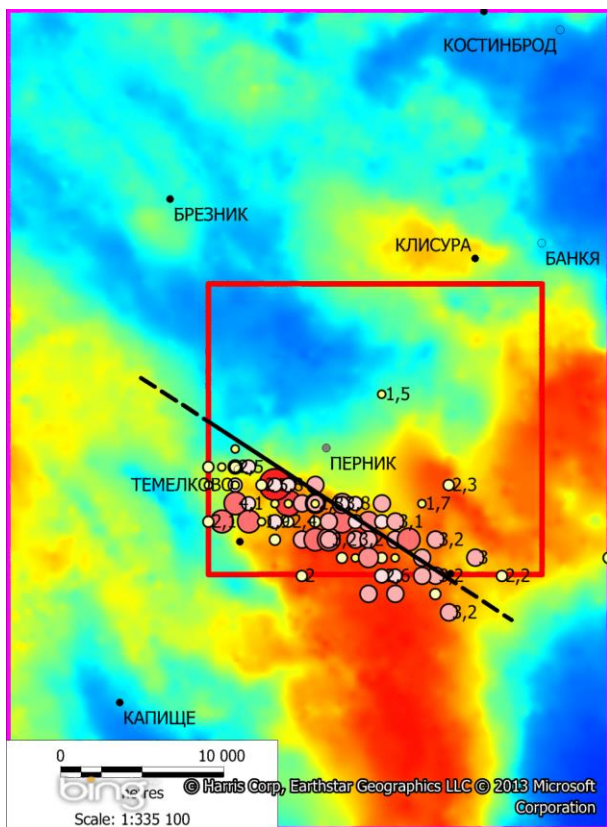
Получените резултати от това изследване показват следните общи закономерности:

- разположението на областите на екстензия и компресия съвпадат с общите тенденции, установени за Балканите (и България) и потвърдени от всички станали по-силни земетресения в региона, включително тези от Кресна, 1904 г., Пловдив, 1928 г., Валандово, 1932 г. и др. (Рангелов, 2012);

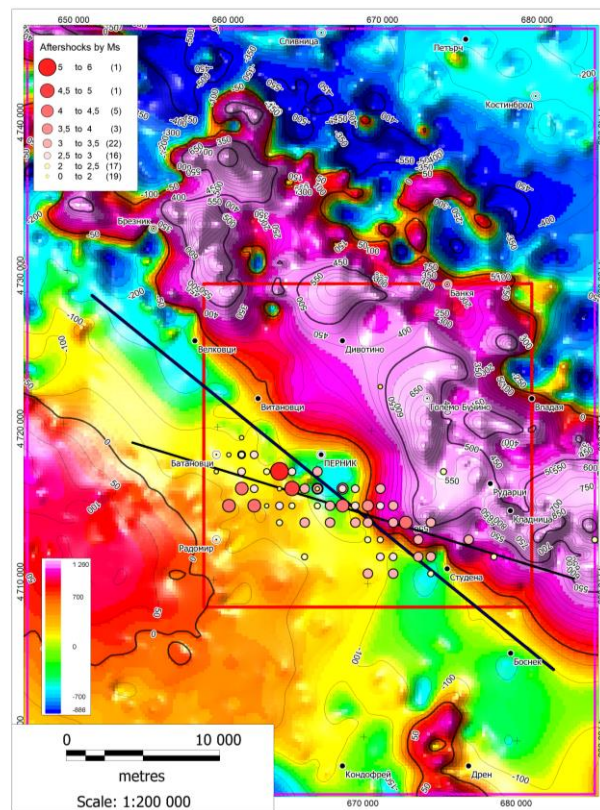
- масовите GPS измервания също потвърждават общите тенденции на екстензия и компресия, диктувани от “протачащото” действие на Северноанадолския трансформен разлом, като основна геодинамична и съвременно активна разломна структура на Балканите (заедно с Егейската субдукционна зона, с която са в конфликт), обуславяща съвременната геодинамика в нашите земи;

- общият геодинамичен модел на сеизмично активната субдукционна зона, разположена в най-южната част на колизията Европа-Африка (Егейската арка) и големият сеизмогенен трансформен Северноанадолски разлом с неговите сателити в Северна Егея (Рангелов, 2012), потвърждават север-североизточната и юг-югозападна вергенция на екстензия по нашите земи и в контекста на наблюденията, развитието на афтершоковата серия и дълбочинно-пространственото поведение на огнището на труса, показват основната причина в сеизмогенезиса на земетресението от 22 Май, 2012 г.;

- това са сили на опън (С-СИ – Ю-ЮЗ), довели до гигантско пропадане на сеизмоактивния блок по разломна повърхност, разположена в южната част на Пернишкия грабен, на границата с масива Голо бърдо (с максимална нормална компонента на сеизмогенната разломна повърхност) и създаване на условия за ефективна листрична тектоника в дълбочина, с изяви на повърхността – сеизмогенни остатъчни деформации по североизточния борд на грабена (Радулов и др., 2012).



Фиг. 1. Гравитационна карта (аномалия Буге) в изследвания район



Фиг. 2. Карта на магнитното поле (делта Z – в гами) в изследвания район

Съставяне на сеизмотектонски модел

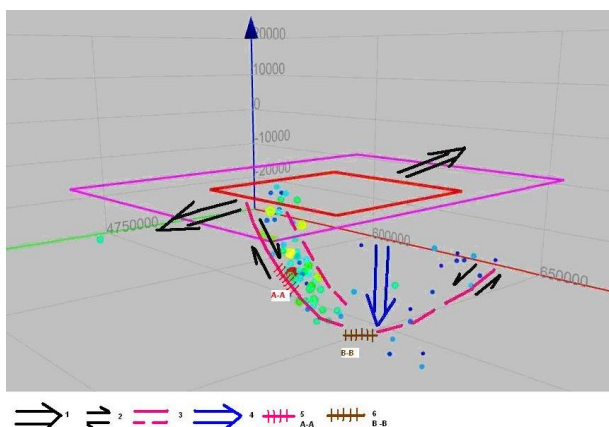
За създаването на сеизмотектонския модел на земетръсното огнище на земетресението с магнитуд 5.8 в района на гр. Перник са привлечени данни за съвременната тектоника, за потенциалните геофизични полета (фиг. 1, 2), отразяващи дълбочинния строеж и сеизмологични данни, “отговорни” за геодинамиката и сеизмотектониката.

Доминиращите сили на екстензия в СИ-ЮЗ посока са довели до коритообразно антитетично разкъсване с ярка проява на листрични ефекти в дълбочина. 3-D визуализацията в дълбочина ясно говори за подобен сеизмотектонски модел. Тук трябва да се отбележи, че за повишаване на точността в определяне на дълбочината на трусовете е въведена “корекция за релеф” и всички стойности са приведени към максимално точния геоид.

Този подход позволява да се каже, че най-дълбоките трусове достигат дълбочини 15-16 km, където листричните разломи вече имат ъгъл на залягане практически равен на 0°. И ако разломяването е започнало с наклони от около 60-70° (което се подкрепя и от ъгъла на залягане изведен от гравиметричните построения), то в дълбочина последващото развитие на сеизмогенезиса, постепенно намалява ъгъла на разкъсване, изклипвайки до нула.

Както е добре известно (Григорова, Григоров, 1964), пространственото разположение на следтрусовете очертава зоната на релаксиране на средата на огнището след разрушението в дълбочина, предизвикано от основното земетресение.

Така се достига до представата, че практически целият обем на средата, е извършил едно бързо, рязко пропадане от няколко сантиметра с коритообразна форма до дълбочини 15-16 km. Това ясно личи от решенията на механизма на главния трус, публикуван от международните сеизмологични центрове, без практически отклонения – движение по чист разсед, без почти никаква хоризонтална компонента. Характерно за случая е наличието на асиметрия в листричното разломяване, особено ясно подчертано в посока Ю-ЮИ. Напречно на тази посока и в рамките на самото огнище (размери на блока 18 x 10 x 15 km) симетрията е значително по-ясно изразена. (Ranguelov, 2013; Ranguelov, Iliev, 2013).



Фиг. 3. Сеизмотектонски модел в 3D проекция: 1 – сили на екстензия; 2 – посоки на движението на пропадналия блок при земетресението; 3 – линии на листричното разломяване; 4 – посока на пропадане на целия блок; 5 – зона на разрушаване на средата по време на основния трус (смята се за източник на относително по-високочестотните колебания); 6 – най-ниска зона на пропадането (смята се за източник на относително по-нискочестотните колебания)

Хипоцентрите на главния трус и последвалите афтершокове са дадени с разноцветни кръгчета. Тяхното пространствено разположение очертава зоната на листрично разломяване. Размерът им е пропорционален на магнитуда. Описанието на динамиката при труса и последвалата афтершокова редица е свързано с използваните символи в легендата на сеизмотектонския модел (фиг. 3).

Големите хоризонтално разположени черни стрелки показват основните сили на екстензия в района. Те са насочени според получения механизъм на труса в посока СИ-ЮЗ. Червените линии (непрекъснати и пунктир) показват границите на антитетичното листрично разломяване. Очертани са на основата на пространственото разположение на следтрусовите, станали в първите десетина дни след главния трус и динамиката на афтершоковия процес. Черните едностранни стрелки показват посоките на движения на блока, пропаднал при земетресението, както и относителното непреместване на неподвижния блок, ограждащ дълбочинната зона на труса. Синята голяма вертикална стрелка е схематично представяне на посоката на пропадане на целия коритообразен блок. Червената щрихирана област А-А е зоната на разрушаване на средата по време на труса и източник на високочестотните

колебания. Кафявата щрихирана зона В-В – е източник на нискочестотните колебания, поради ударния характер на пропадналата част в “дъното” на “котлована”.

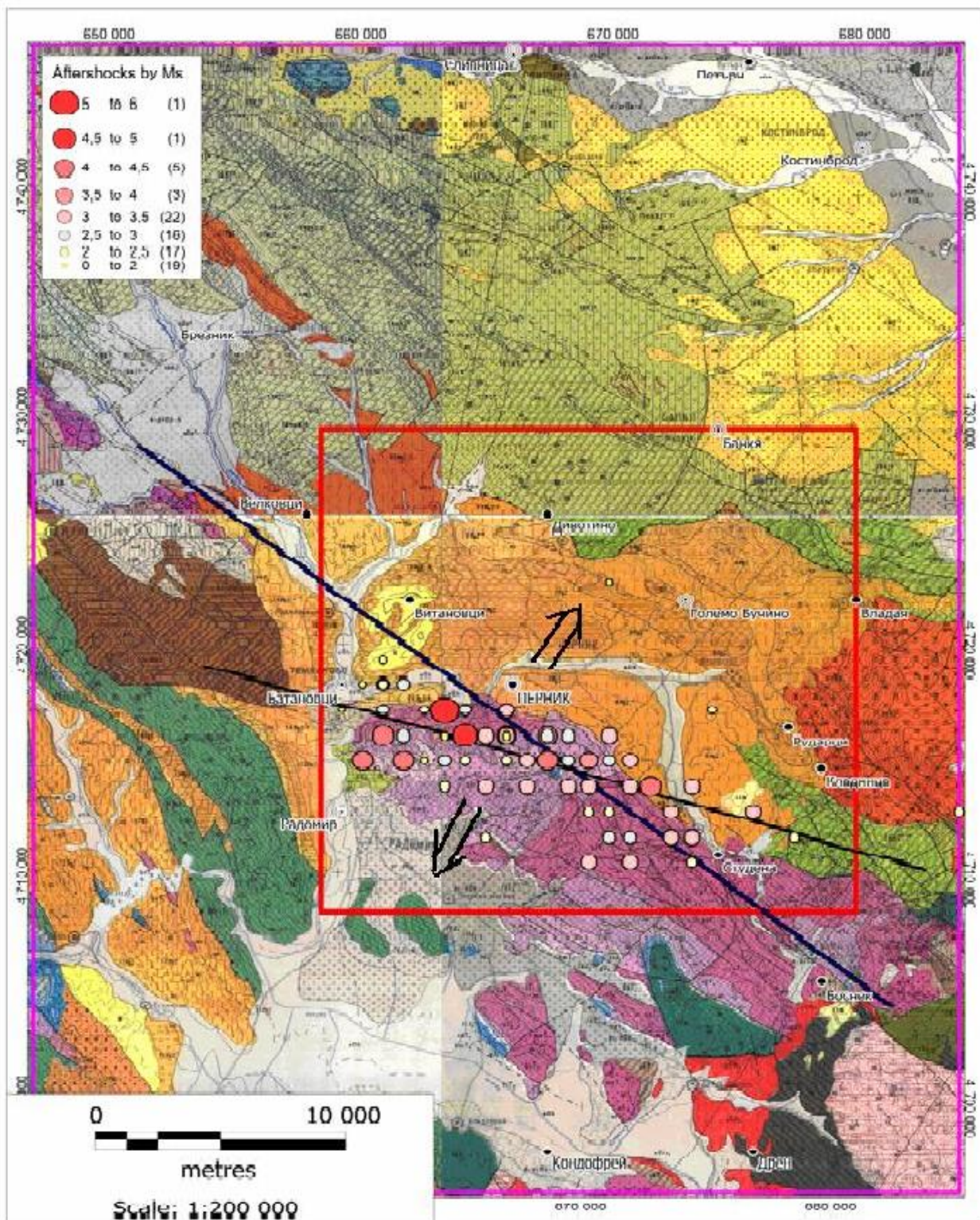
Пространственото разположение на следтрусовата сеизмична активност – “близки и отдалечени” афтершокове, подкрепя създадения модел. Липсата на повърхностни деформации, установена от лазерната интерферометрия се обяснява с относително слабата сила на труса и “поглъщането” на остатъчните деформации, вследствие уплътняване на средата в дълбочина.

Следтрусова активност – времеви и пространствени особености

Използвани са допълнителни данни за разпределението на афтершоковете (следтрусовите), регистрирани от националната и международни сеизмологични мрежи. Известно е, че разпределението в пространството на следтрусовите свързани с главния трус (особено в първоначалното време на затихване на афтершоковата редица), локализираща размера и особеностите на огнището на главното земетресение. В този смисъл, международната практика изисква за по-точна локализация на афтершоковете и следене във времето на следтрусовия процес, в района на епицентъра на всяко по-силно земетресение, да се инсталира локална сеизмична мрежа. Нейните задачи са няколко:

- да регистрира максимален брой следтрусове (това е важно за следене на закона за затихване на афтершоковете) и пространственото им поведение;
- да подпомогне повишаването на точността на определяне на хипоцентрите за по-точно и правилно оконтурване на областта на разрушение на земната среда в огнището на земетресението; това е информация, която има значение не само в близко време, но и в бъдеще, при оценка на подобни по сила трусове; освен това дава знания за това кой сегмент от съответния разлом е активизиран и може ли да се очаква по-силен трус, ако съответната разломна структура има по-голям сеизмогенен потенциал, отколкото е генерирала с главния трус;
- да проследи динамиката във времето и пространството на афтершоковия процес, с което може да укаже по-бързо или по-бавно от средностатистическите параметри на подобни трусове по света се развива процесът; това има сериозно значение за информиране на населението и административните власти, за предприемане на спасителни и възстановителни операции, както и за успокоение на населението.

За изследване на пространственото поведение на афтершоковата активност са използвани данни от различни национални и международни сеизмологични центрове. Независимо от факта, че в района на труса не е разположена допълнителна мобилна локална сеизмологична мрежа за по-точно определяне на местоположението на хипоцентрите на афтершоковата поредица, общите тенденции, установени в дълбочинното и времево-пространствено положение, могат да бъдат доловени и анализирани. Резултатите от това изследване са показани на фиг. 4 и 5.



Фиг. 4. Разположение на афтершоковата активност от 22 май до 31 май, 2012 г.

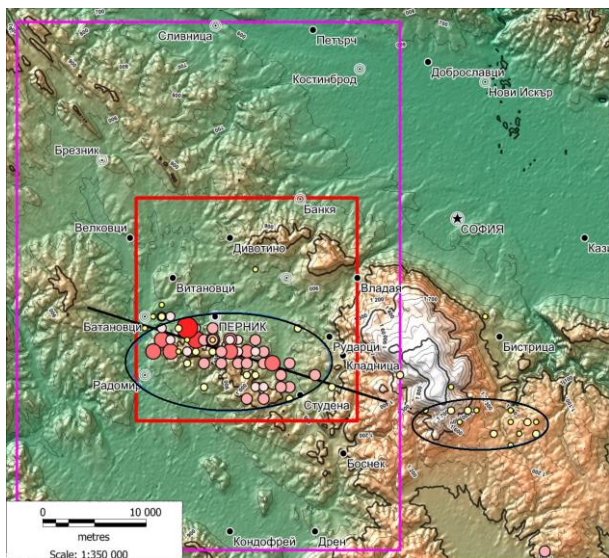
Методологията на това изследване включва:

- анализ и локализиране на първоначалните афтершокове; известно е, че при земетресение с подобен магнитуд, първите десетина дни след главния трус очертават достатъчно добре активизиралото се огнище и отразяват поведението на релаксиращата земна среда;
- изобразяване на епицентрите на главния трус и афтершоковете на фона на геоложката карта на района;

подобно изображение дава по-точна информация за размерите на земетръсното огнище и неговата геометрична конфигурация на повърхността и в дълбочина;

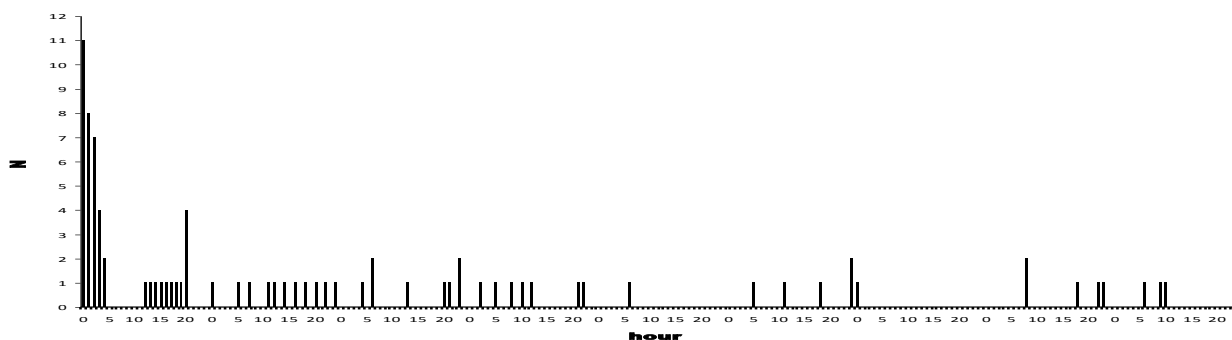
- анализ на разломните структури, които са се активизирали вследствие на земетресението;
- възможна връзка с дълбочинния строеж на района и потенциална връзка с разломи (или други подобни)

структури, намерили отражение в потенциалните геофизични полета – магнитно и гравитационно.



Фиг. 5. Географска карта с изолинии на релефа

Кръгчетата показват епицентри на главния трус и последвалите афтершокове. Размерите на кръгчетата са пропорционални на магнитуда M_s на сеизмичните събития (в скоби е даден техния брой). Червеният правоъгълник показва размерите на т.н. “малка площ”, а виолетовият – “голямата площ”, в която са локализирани комплексните геофизични изследвания. Черните стрелки показват посоката на екстензионните сили в района. По-късата и по-полегата черна линия е осредняващата виртуална права за наблюдаваните афтершокове, а по-дългата – виртуалната линия, прокарана по максималните градиенти на потенциалните геофизични полета (гравитационно и магнитно). Разликата между тях е около 20 градуса – точност, напълно приемлива при подобни геофизични изследвания. Черните елипси определят приблизително размерите на огнището на главния трус (западната по-голяма елипса – приблизителни размери – 18 x 10 x 15 km) и размера на областта на “отдалечените” афтершокове (източната, по-малка елипса – приблизителни размери 12 x 5 x 12 km).

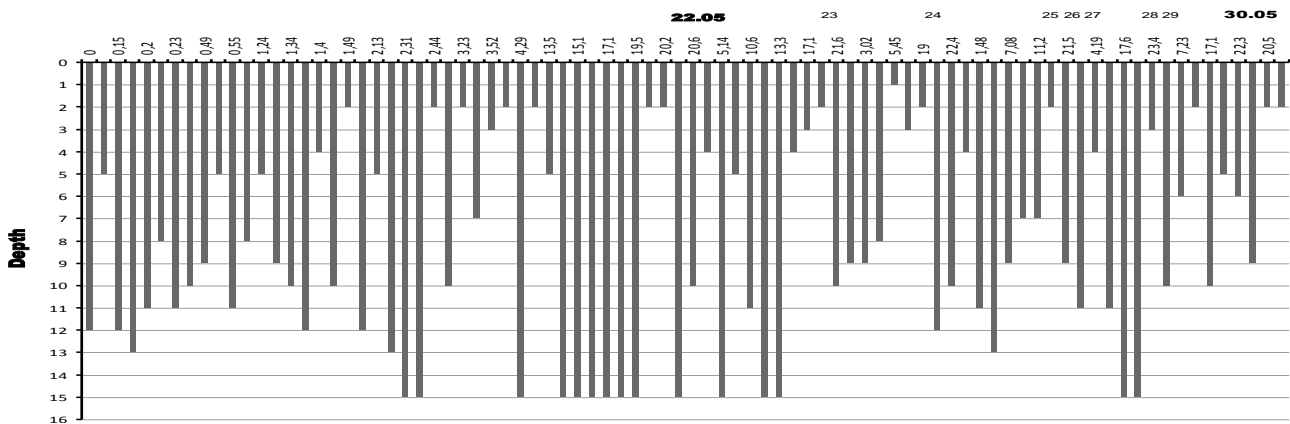


Фиг. 6. Брой на сеизмичните събития във времето до 31 май

Зависимости между параметрите на афтершоковата активност

Развитието на афтершоковата поредица след земетресението от 22 май, показва значителни особености във времето (фиг. 6). След масовата активност първите 5 часа (над 30 труса – средно по 6 събития на час), следва относително затишие, продължило още толкова. Последващите трусове показват вяла активност, средно по 1-2 земетресения чак до 31 Май. Наблюдаваната зависимост практически не се подчинява на закона на Омори след основния трус, а по-скоро има характер на Поасоново разпределение. Възможно е това специфично поведение да се дължи на листричната тектоника, която не предполага натрупване на нови напрежения (освобождавани от последващи вторични афтершокови серии), а плавен спад на отделяне на сеизмичната енергия. Такъв процес е най-благоприятен сценарий за намаляване на разрушителния характер на афтершоковете. Всеки друг вариант би донесъл допълнителни, доста по-значителни разрушения на вече повредените сгради и съоръжения.

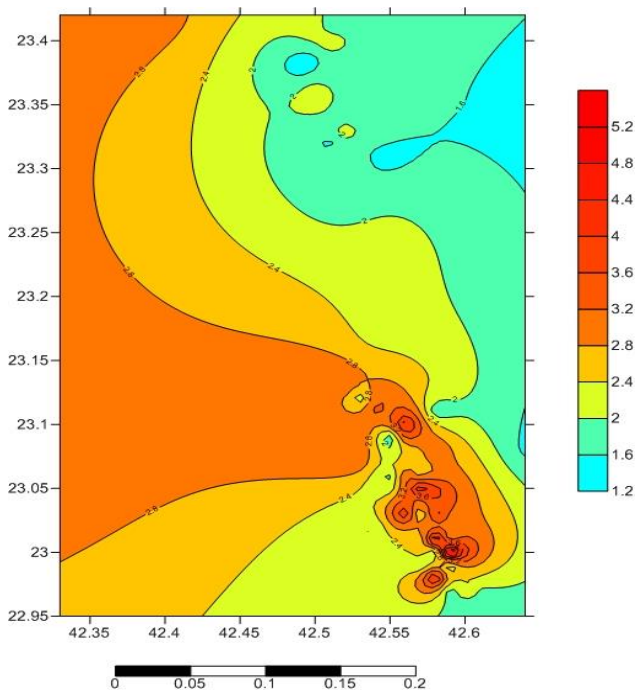
Дълбочинното разпределение във времето на последващите трусове (фиг. 7), подкрепя идеята за антидетично листрично разломяване в огнището на главния трус. Вижда се, че отделената сеизмична енергия има осцилиращо поведение по отношение на дълбочината. Активизира се целият слой на разрушената среда – в целия дълбочинен диапазон. Подобно поведение е продиктувано от екстензионния режим, който очевидно продължава през цялото време на афтершоковия процес. В края на първия ден, сеизмичната активност достига най-дълбоките хоризонти до около 15-16 km и там, като че ли започва да затихва. В следващите дни, все по-рядко се активизира тази най-дълбока част от сеизмогенния разрез. Остро впечатление прави рязката дълбочинна граница от около 15-16 km. Това означава, че под нея сеизмична енергия практически не се натрупва – т.е. дезинтеграцията на земната кора достига своя максимум и няма никаква потенциална възможност да продължи надолу. По общи геофизични съображения, това най-вероятно е долната граница на кристалинния фундамент, притежаващ и най-крехките якостни свойства. Дълбочината на разломяването подкрепя тезата за дълбочинен характер на Пернишкия разлом, но го ограничава в посочените дълбочини.



Фиг. 7. Темпорално дълбочинно разпределение на следтрусовата активност до 31 май

Пространственото поведение на афтершоковете по магнитуд (фиг. 8), представлява аналог на натрупаното и отделено напрежение по време на афтершоковия процес. Вижда се, че максимална сеизмична енергия, емитира областта разположена Ю-ЮИ от СЗ-ЮИ линия на разломяване, оформена от дълбочинното разпределение на след-трусове.

Това показва, че потенциално най-опасна е била именно тази зона. При разполагане на локална наблюдателна мрежа в района на труса и определяне на поведението на хипоцентрите на афтершоковете, с голяма достоверност може да се прогнозира поведението на сеизмична активизация – т.е. кои части от разломната структура и на каква дълбочина е възможно да се активизират и да генерират усетени последващи трусове.

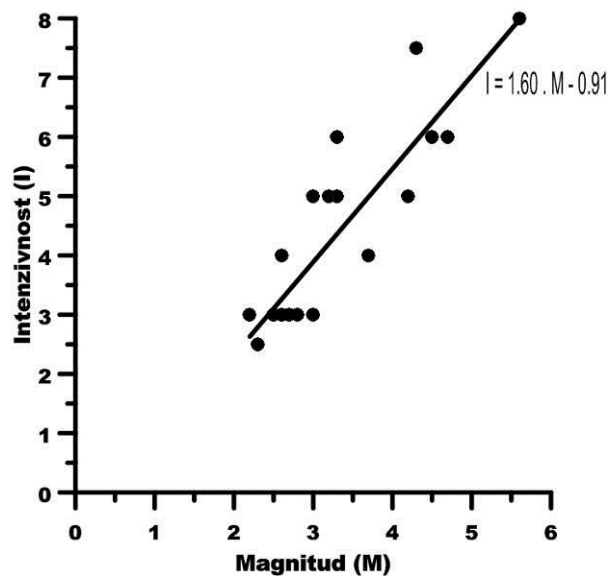


Фиг. 8. Пространствено поведение на напреженията вследствие на следтрусовата активност – разпределение по магнитуд

Изследвания на усетените следтрусове

Тези изследвания са в пряка връзка с идеята да се конструира и инсталира мрежа за силни земни движения в района на земетръса.

Зависимостта на фиг. 9 дава възможност да се установи линейна връзка с коефициент на корелация 0.92 между магнитуда и наблюдаваната интензивност.



Фиг. 9. Зависимост между магнитуда и интензитета на усетените следтрусове

Корелационното уравнение е:

$$I = 1.6M - 0.91 \quad (1)$$

Тази зависимост показва, че в близката локална област, дори слаби земетресения с магнитуд около 2.0 могат да предизвикат усещания от 2-3 степен. Това, разбира се, може да бъде регистрирано от всеки регистратор на силни земни движения, което е и целта на това изследване. Това разбира се, зависи от тригериращото ниво за всеки прибор, но е достатъчно показателно, че подобна мрежа може да има висока ефективност за района на гр. Перник.

Заклучение

Проведени са комплексни геофизични изследвания в района на земетресението от 22 май, 2012 г.

Изследвано е поведението на потенциалните геофизични полета (гравитационно и магнитно), на сеизмичността и следтрусовата активност.

Установено е наличието на изтеглениост в СЗ-ЮИ посока на земетръсното огнище, в условията на регионална екстензия с перпендикулярна посока – СИ-ЮЗ.

Построен е сеизмотектонски модел, обясняващ наблюдаваните и регистрирани широкоспектърни силни земни движения. Показано е, че в огнището на труса е развито листрично, антитетично разломяване достигащо до дълбочини 15-16 km.

Демонстрирани са особеностите на труса от 22 май, 2012 година и неговата следтрусова активност.

Благодарности. Изследванията са финансирани от Фонд "Научни изследвания", МОН, договор №ДФНИ-Т01/0003.

Литература

Батанджиев, И., М. Матова, С. Савов. 1966. Пернишкото земетресение (1965 г.) и някои тектонски въпроси. – *Изв. Геол. инст., Сер. Геотект.*, 15, 3, 313-329.

Гочев, П., В. Костадинов, М. Матова, И. Велинов. 1970. Структура на част от южната ивица на Западното Средногорие. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 31, 3, 289-301.

Григорова, Е., Б. Григоров. 1964. *Епицентрите и сеизмичните линии в България*. С., Академично издателство "Проф. Марин Дринов", 81 с.

Моев, М. 1967. Върху тектонския строеж на Голо бърдо. – *Год. ВМГИ*, 13, 5, 147-164.

Радулов, А., М. Янева, С. Шанов, К. Костов, В. Николов, Н. Николов. 2012. Косеизмични геоложки ефекти, свързани с Пернишкото земетресение на 22 май 2012 г., Западна България. – В: *Национална конференция с международно участие "ГЕОНАУКИ 2012"*, Българско геологическо дружество, Сборник Разширени резюмета, 121-122.

Рангелов, Б. 2012. *Разгневената Земя – природните бедствия*. С., Академично издателство "Проф. Марин Дринов", 294 с.

Стоянов, И. 1981. Геоложки строеж и развитие на Западното Средногорие. – *Год. Ком. геол.*, 22, 77-87.

Хаджийски, К., С. Симеонов, Е. Ботев. 2012. Сеизмично въздействие на земетресението от 22. 05. 2012 за София. – *Инженерен форум*, 7, 28-34.

Rangelov, B. 2011. *Natural Hazards – nonlinearities and assessment*. Academic Publishing House "Prof. Marin Drinov", Sofia, 327 p.

Rangelov, B. 2013. Initial steps to the early warning systems in Bulgaria – earthquakes, tsunamis, marine hazards. – In: *Geophysical Research Abstracts*, 15, European Geophysical Union, 8239.

Rangelov, B., T. Iliev. 2013. Geography aspects of the monitoring and early warning seismic system in Bulgaria. – In: *3rd International Geography Symposium. 10-13 June, Kemer, Turkey, Proceedings*, 287.

ПРОГРАМА ЗА РЕШАВАНЕ НА ОБРАТНАТА ГРАВИМЕТРИЧНА ЗАДАЧА ЧРЕЗ ОПТИМИЗИРАНЕ НА МОДЕЛИ СЪСТАВЕНИ ОТ КРАЕН БРОЙ ТРИИЗМЕРНИ ПРИЗМАТИЧНИ ТЕЛА

Християн Цанков, Ивайло Папратилов

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; ch.tzankov@gmail.com, i.papratilov@gmail.com

РЕЗЮМЕ. Разработена е програма за решаване на обратната гравиметрична задача за сложни триизмерни модели, съставени от краен брой елементарни призматични тела. За целта долното полупространство се запълва с призматични тела, броят, размерът и свойствата на които се задават предварително в зависимост от поставената задача и могат да бъдат променяни в хода на нейното решаване.

PROGRAM FOR SOLVING THE INVERSE GRAVITY PROBLEM BY OPTIMIZING MODELS FROM A FINITE NUMBER OF PRISMS

Christian Tzankov, Ivaylo Papratilov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; ch.tzankov@gmail.com, i.papratilov@gmail.com

ABSTRACT. A program was developed for solving the inverse gravity problem for complex three-dimensional models, made of a finite amount of simple prismatic bodies. For this purpose the Earth's sub-surface is filled with prisms or cubes, the number, size and properties of which are set in advance depending on the task. These parameters can be changed in the course of the solution.

Въведение

Идеята за използване на мрежа от елементарни тела с цел пресъздаване на сложни двумерни или триизмерни модели при решаването на правата и обратната задача в геофизиката е известна отдавна (Cordell, Henderson, 1968; Ставрев, Радичев, 1984). С развитието на изчислителната техника и въвеждането на нови технологии, тежките и продължителни процедури по реализирането ѝ са значително опростени. Решавана на времето с помощта на едни от най-мощните компютри, днес задачата може да бъде изчислена сравнително бързо и на персонален компютър. Намаленото време за смятане, дава възможност за усложняване на модела, респ. увеличаване броя на гравиметричните единици (ядрата), от които е съставен той. Естествено трябва да бъде спазван принципът за оптималност на геофизичния модел.

В настоящата работа е представена разработената от авторите компютърна програма *StratumDGrav3D* за решаване на обратната гравиметрична задача за сложни триизмерни модели, съставени от краен брой елементарни призматични тела. За целта долното полупространство се запълва с вертикални, правоъгълни, призми, броят, размерът и свойствата на които се задават предварително в зависимост от поставената задача и могат да бъдат променяни в хода на нейното решаване.

Главната идея при създаването на гравиметричния модел е това, че аномалообразуващите тела могат да се апроксимират с помощта на комбинация от неподвижни по осите X и Y правоъгълни, вертикални призми с променливи височини и вертикално разположение. Всяка призма в модела се характеризира с постоянна ефективна плътност $\Delta\rho$, която може да бъде променяна по време на решаване на задачата.

Разработената компютърна програма служи както за решаване на правата, така и на обратната гравиметрична задачи. Освен за нуждите на практиката, програмата може да бъде използвана и за учебни цели.

В предходещи изследвания на авторите (Папратилов, Цанков, 2012) са проведени тестове за избор на най-подходящо ядро (призма), което да бъде използвано при създаване на настоящата програма. За целта в MATLAB среда са сравнени известните от литературата призматични модели на S. E. Hjelt, 1974 и D. Plouff, 1976. Основен критерий при избора на модел беше времето за изчисляване на правата гравиметрична задача. От извършените наблюдения е направен извода, че за разработката на програмата за решаване на обратната гравиметрична задача, за полето на сложни триизмерни модели съставени от елементарни призматични тела, моделът на Hjelt е по-добрият избор.

Теоретични бележки

Моделът на Hjel't е приложим за изчисляване силата на тежестта на вертикална (фиг. 1) или наклонена призма. Гравитационната аномалия се пресмята с израза:

$$\Delta g = G \Delta \rho T_0, \quad (1)$$

където

$$T_0 = \frac{\partial}{\partial z} \int_{z_2}^{z_1} \int_{y_2}^{y_1} \int_{x_2+\Delta}^{x_1+\Delta} \frac{dx_0}{R}. \quad (2)$$

В уравнение (2) $R = \sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + (z-z_0)^2}$ е разстоянието между точката на наблюдение с координати $P(x,y,z)$ и източника (x_0,y_0,z_0) , а $\Delta = (z_0 - z_1) \cot \varphi$, където φ е ъгъла на наклона на призмата.

Интегралната функция T_0 е диференцирана по отношение на z като след съответните преобразувания е получен следният опростен израз (Hjel't, 1972):

$$T_0 = (\phi_1 + \phi_2 + \phi_3 + \phi_4 + \phi_5) \begin{vmatrix} w_1 & v_1 & u_1 \\ w_2 & v_2 & u_2 \end{vmatrix}, \quad (3)$$

където:

$$\phi_1 = w \cdot \arctan \left(\frac{v \cdot u}{w \cdot R} \right);$$

$$\phi_2 = -p \cdot \sin \varphi \cdot \cos \varphi \cdot \arctan \left(\frac{v \cdot q}{p \cdot R} \right);$$

$$\phi_3 = -p \cdot \sin^2 \varphi \cdot \ln(v + R);$$

$$\phi_4 = -v \cdot \ln(v + R);$$

$$\phi_5 = v \cdot \cos \varphi \cdot \ln(q \cdot \sin \varphi + R);$$

$$R = \sqrt{u^2 + v^2 + w^2};$$

$$p = u - w \cdot \cot \varphi;$$

$$q = w + u \cdot \cot \varphi;$$

$$u_1 = x - x_1;$$

$$u_2 = x - x_2;$$

$$v_1 = y - y_1;$$

$$v_2 = y - y_2;$$

$$w_1 = z - z_1;$$

$$w_2 = z - z_2;$$

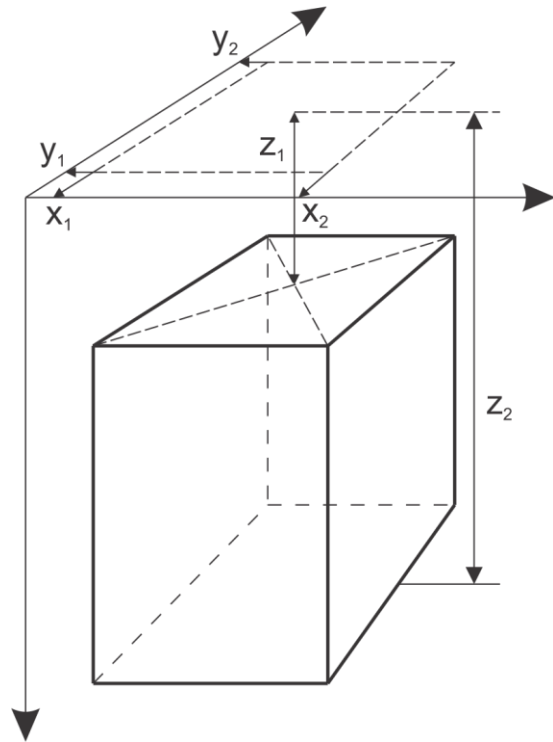
$$u_1' = u_1 - h \cdot \cot \varphi;$$

$$u_2' = u_2 - h \cdot \cot \varphi;$$

$$h = z_1 - z_2.$$

Трябва да се има предвид, че в уравнение (3), когато $w = w_1$, променливата u приема съответно стойности u_1' и u_2' , а при $w = w_2$ – съответно u_1 и u_2 . Освен това при решаване на задачата за правоъгълна призма ($\varphi = 90^\circ$) от същото уравнение отпадат вторият и петият елемент от сумата в скобите, като по този начин уравнението за

силата на тежестта на призмата става идентично с формулата изведена от Nagy (1966).



Фиг. 1. Пространствени параметри на вертикална правоъгълна призма (Папратилов, Цанков, 2012)

Всяка една от призмите изграждащи гравиметричния модел има специфични пространствени и плътностни свойства като всички те се характеризират с хомогенна ефективна плътност; хоризонтални горни и долни повърхнини; две по две успоредни стени. Параметрите на вертикалната призма са представени на фиг. 1. Тя е дефинирана в правоъгълна координатна система, като в илюстрирания случай положителната посока на оста Z е надолу. Необходимите параметри за изчисляване гравитационното поле на призма са координатите на особените ѝ точки x_1, x_2, y_1, y_2 , дълбочините до горната и долната повърхности z_1 и z_2 и ефективната ѝ плътност – $\Delta \rho$. Полето на модела, съставен от m на брой призматични тела, се изчислява като сума от гравитационните влияния на всички призми в него:

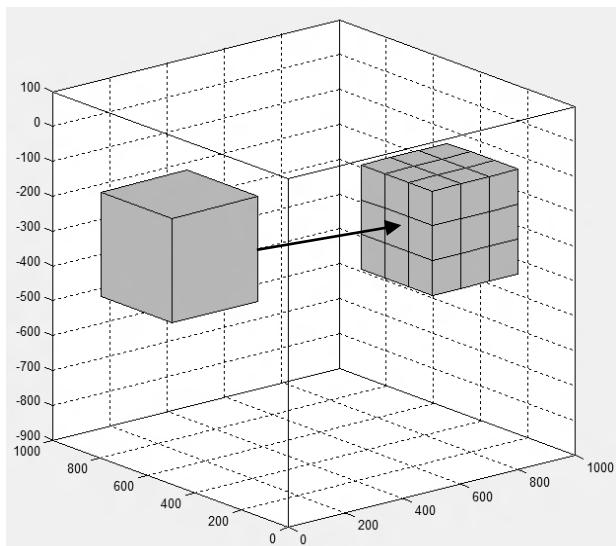
$$\Delta g(x, y, z) = \sum_{j=1}^m \Delta g_j(x, y, z). \quad (4)$$

Принцип на работа на програмата

Програмата *StratumDGrav3D*, предназначена за решаване на правата и обратна гравиметрична задача чрез запълване на долното полупространство с краен брой триизмерни призматични тела, представлява част от пакет програми за решаване на двумерни (Цанков и Радичев, 2010) и триизмерни прави и обратни гравиметрични задачи с главна управляваща програма *POTENT_Grav*. Тя има два режима на работа: режим права и режим обратна задача.

Решаване на правата гравиметрична задача

При решаване на правата задача, операторът собственооръчно въвежда най-напред параметрите на изчислителната мрежа (размери, стъпка), или импортира готова мрежа с релеф, след което в интерактивен режим изчертава контура на горницето на желаната призма върху активния програмен прозорец. При потвърждение моделът се визуализира, след което може да бъде решена правата задача. Геометричните и физични (плътности) свойства на призмата могат да бъдат променяни по всяко време чрез отваряне на допълнителен прозорец от падащо меню на десния бутон на мишката. Всяка призма от модела може да бъде разцепена на подходящо количество призми, което се определя чрез въвеждане на техния брой по X , Y и Z в допълнителен програмен прозорец. По този начин може да се изгради пространствен модел от еднакви по размер „вторични“ призми, имащи общ обем и външни граници като тези на „изходната“ призма (фиг. 2). След извършване на тази операция параметрите на новополучените призматични тела, също могат да бъдат променяни в зависимост от нуждите на моделирането.



Фиг. 2. Преобразуване на изходна призма в мрежа от призми с размер 3x3x3 единици (в реалния случай пространственото положение не се променя)

Решаване на обратната гравиметрична задача

За решаване на обратната гравиметрична задача е необходимо изследваното аномално гравитационно поле да бъде предварително подготвено във файлов формат от вида GRD Surfer 6 Text Grid (*.grd) или DAT XYZ (*.dat). Готовият файл, съдържащ пространственото разположение на аномалията се импортира в програмата като има възможност за вмъкване и на файл с релеф, но свойствата (размер и стъпка) на двата файла трябва предварително да бъдат оеднаквени. След тези начални процедури, се пристъпва към създаване на призматичния модел. В зависимост от особеностите на решаваната задача и характера на аномалното поле, подходът може да бъде различен, но възможните операции с призмите в модела са идентични на тези при решаване на правата задача. След създаване на модела, операторът визуално сравнява измереното с изчисленото поле и анализира тяхно разликово поле като същевременно следи и някои други

характерни числени оптимизационни параметри представени накратко по-долу.

Параметри за оценка на оптимизацията

Когато се оптимизира теоретичен (синтетичен) модел, т.е. параметрите на смутителите са известни, интерес представлява разстоянието между синтетичния q_k и оптимизирания q_l . То се определя чрез модула на разликовия вектор

$$d_Q(q_k, q_l) = |\vec{q}_k - \vec{q}_l|. \quad (5)$$

Сравняваните параметри в n -мерното евклидово пространство Q на двата модела се разглеждат като точки или радиус-вектори и могат да бъдат геометрични (особени точки, обем и др.) или физични (плътност, маса).

Подобно на горния критерий, стойностите g на зададеното поле и изчисляваните в процеса на подбора стойности g_k на оптимизираното поле се разглеждат като точки или радиус-вектори в n -мерно евклидово пространство G с разстояние между тях

$$d_G(\bar{g}, g) = \sum_{i=1}^n |\bar{g}_i - g_i|. \quad (6)$$

Квадратът на това разстояние, който всъщност, представлява нормата на разликовото поле между аномалните стойности g и оптимизираните чрез модела q стойности g на полето, се пресмята с израза:

$$F(q) = \sum_{i=1}^n [\bar{g}_i - g_i(q)]^2, \quad (7)$$

а от функцията $F(q)$ се определя средноквадратичната грешка между двете полета изчислена по формулата:

$$\Sigma = \pm \sqrt{\frac{F(q)}{2n}}. \quad (8)$$

Алгоритми на оптимизацията

Оптимизацията на модела се извършва с помощта на някои модифицирани за целите на решаването на обратната гравиметрична задача подпрограми и алгоритми включени в Оптимизационния модул на MATLAB. Изборът на метод за минимизиране на функционала $F(q)$ става от диалогов прозорец, който изскача след стартиране на автоматизираната оптимизация.

Метод Левенберг-Марквард (Levenberg-Marquardt Method). Този метод за оптимизация се е наложил като най-подходящ в досегашната геофизична практика. При него се извършва безусловна минимизация на функцията. Той притежава диференциални авторегулиращи свойства.

Метод на доверителната област (Trust-Region Reflective Method). Оптимизацията при този метод се извършва в рамките на вътрешно изчислена или предварително определена област на допустимите

решения, която в зависимост от получените резултати се разширява или свива. Търсенето на глобалния минимум се извършва по начин принципно идентичен с този в предишния метод (нютонев принцип).

Вградените в разработената програма настройки по подразбиране за посочените минимизиращи методи могат да бъдат променяни в диалогов прозорец, отварящ се непосредствено преди началото на автоматизираната оптимизация. Някои настройки са специфични за отделните алгоритми, а други като например брой итерации, брой изчисления на целевата функция, допустими отклонения в стойностите между две итерации и т.н., са общи.

В допълнение, към метода на доверителната област има възможност за ръчно и/или програмно добавяне и премахване на ограничения в параметрите на модела като по този начин се цели осигуряване на стабилност и надеждност на решението на обратната задача. При наличие на допълнителна геоложка, геофизична или друга информация, подходящо заложи ограничения или написани ограничителни подпрограми могат да насочват оптимизационния процес, довеждайки до смислени в геоложки смисъл резултати.

Резултатите от решението на обратната гравиметрична задача се представят визуално и се съхраняват във файл, включващ данни за измереното и моделното поле, първото приближение и оптимизирания модел, разстоянието между тях брой итерации, геометричните параметри на моделите, моделните ограничения и т.н.

Тестване на програмните алгоритми

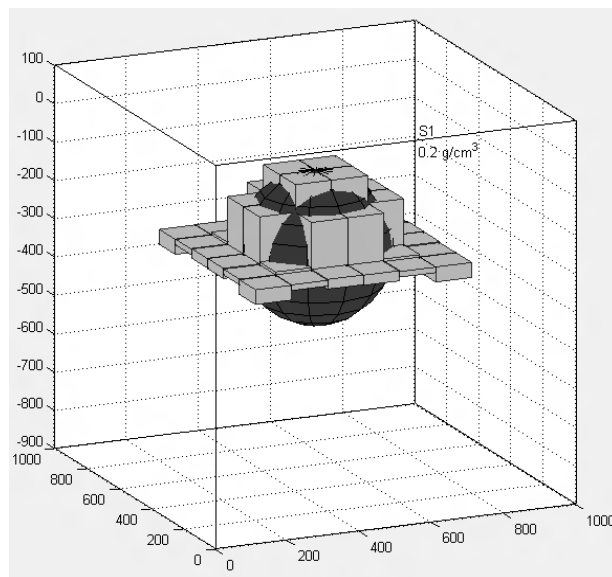
В по-ранните работи на авторите са проведени изпитания върху основната програма за модела на призма, имащи за цел изследване на нейните свойства и коригиране на евентуални грешки при написването ѝ. За целта полето на призма, намираща се на голямо разстояние от измервателните точки, е сравнено с полето на сфера, имаща същия обем, плътност и разположение. Получените резултати показват, че от гледна точка на аналитичните изрази за решаване на правата задача, моделът на призма е решен коректно (Папратилов, Цанков, 2012). В изложението по-долу, разгледаните два основни примера изследват поведението на цялостната програма като за решаване на обратна гравиметрична задача е използван алгоритъм, основаващ се на метода на доверителната област (More, Sorensen, 1983).

За решаване на представените примери е използвана работна станция със следните параметри: MB: Supermicro SYS-7046GT-TRF; CPU: 2 x Intel Xeon E5620, 4 Cores x 2.40GHz; GPU: 2 x Tesla C2050, 448 CUDA Cores; VGA: NVIDIA Quadro 600; RAM: 6 x Kingston 4GB, DDR3-I333

Пример 1

В първия случай е решена правата задача за сфера с радиус $R = 200$ m и обем $V = 33510322$ m³. Центърът на сферата $S1(x_c, y_c, z_c)$ е разположен на дълбочина $h = -300$ m, намираща се в средата на координатна мрежа с размери 1000x1000 m при разстояние между наблюдателните точки $\Delta x = \Delta y = 20$ m и ефективна

плътност $\Delta\rho = 0,2$ g/cm³ (тъмният обект на фиг. 3). Резултантната гравитационна аномалия на сферата е използвана за решаване на обратната гравиметрична задача като долното полупространство в обширна област около нейния максимум ($X = 200 : 800$; $Y = 200 : 800$) е запълнено плътно с $6 \times 6 = 36$ призми със страна 100 x 100 m. При така моделираното първо приближение призмите са зададени с ефективна плътност като тази на сферичния модел, а горнището и долнището им са съответно на кота 0 и -600 m. При последвалото решение на обратната задача $\Delta\rho$ и координатите на призмите по осите X и Y са фиксирани, а вертикалните координати са ограничени до нулевото равнище. Броят на оптимизирания променливи е 72.



Фиг. 3. Пространствено разположение на източника на полето (тъмната сфера) и оптимизирания модел съставен от призми

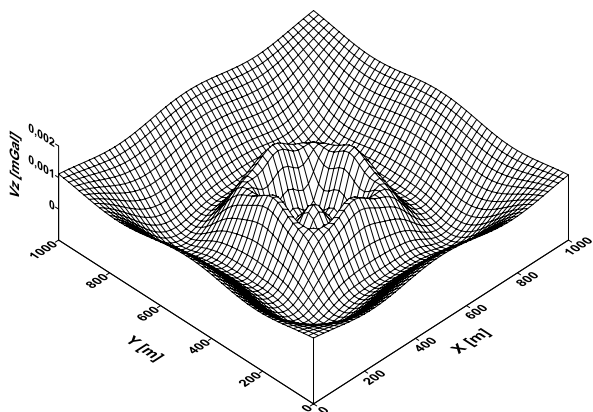
След 27 итерации и около 15 min изчислително време, оптимизацията е прекратена автоматично, тъй като относителната сума на квадратите на разликите $r = 3,53 \cdot 10^{-7}$ на оптимизирания променливи между две последователни итерации е отчетена по-малка от зададения критерий $TolFun = 10^{-6}$.

От визуалния анализ на решението (фиг. 3) се вижда, че призмите в модела са заели изометрична форма близка до тази на аномалообразуващия обект от синтетичния модел – сферата. Разположените в зоната на максимума на аномалното гравитационно поле тела са с най-голяма височина (~334 m) като тя намалява радиално с отдалечаване от него. Намиращите се по границата на призматичния модел обекти имат най-малка височина, която варира от 12 до 40 m. Естествено поради по-голямата близост до наблюдателната мрежа, горните граници на призмите са по-близки до формата на оригиналния смутител, докато долните са изместени леко в посока нагоре.

Общият обем на призмите в оптимизирания модел възлиза на $V_l = 32080016$ m³, който сравнен с този на сферата съгласно (5) дава $dV = 1430306$ m³. След по-подробен анализ се оказва, че тази на пръв поглед голяма

разлика представлява едва 4% от масата на сферата, т.е. аномалното поле на оптимизирания модел е генерирано от маси, съставляващи 96% от масата на източника на полето.

Разликовото поле на гравитационната аномалия на сферата и съставения от призматични тела оптимизиран модел е показано на фиг. 4 и приема стойности от -0,0010 до 0.0012 mGal.



Фиг. 4. Разликово поле между аномалното поле на сферата и оптимизирания модел съставен от вертикални правоъгълни призми

В таблицата по-долу са представени измененията на стойностите на функционала $F(q)$ при всяка итерация на автоматизираната оптимизация.

Таблица 1. Изменение на стойността на нормата на разликовото поле за всяка итерация при оптимизацията на модела

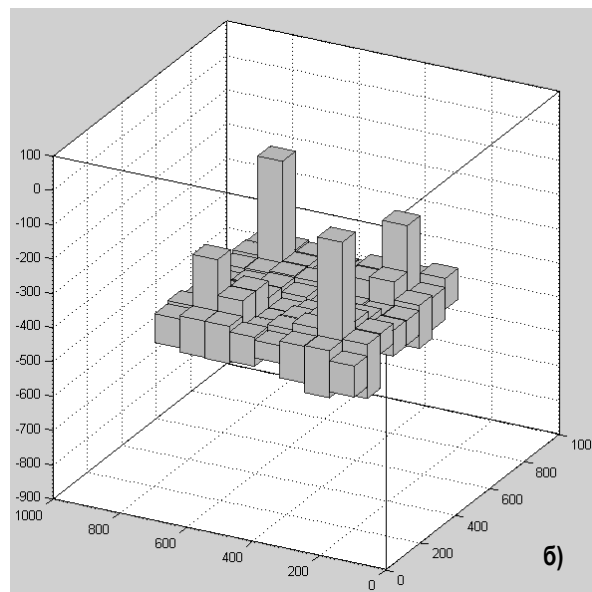
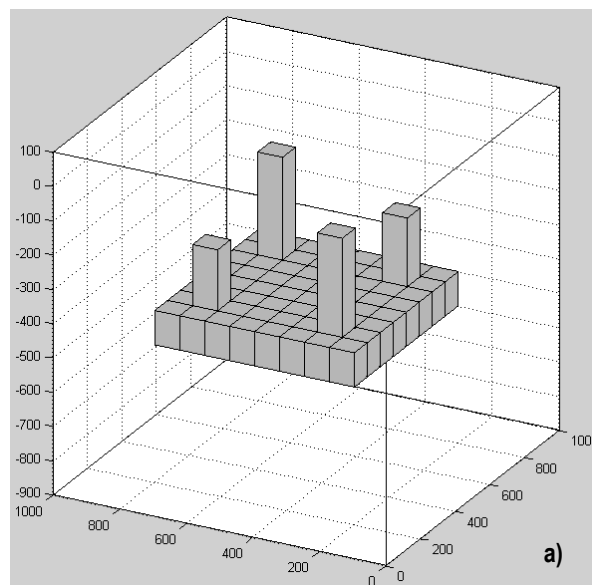
Ит. №	$F(q)$	Ит. №	$F(q)$	Ит. №	$F(q)$
0	$2,24 \cdot 10^3$	10	$3,17 \cdot 10^{-3}$	20	$1,02 \cdot 10^{-3}$
1	$1,70 \cdot 10^3$	11	$2,69 \cdot 10^{-3}$	21	$1,02 \cdot 10^{-3}$
2	$9,88 \cdot 10^2$	12	$1,93 \cdot 10^{-3}$	22	$1,02 \cdot 10^{-3}$
3	$3,19 \cdot 10^2$	13	$1,93 \cdot 10^{-3}$	23	$1,01 \cdot 10^{-3}$
4	$5,75 \cdot 10^1$	14	$1,69 \cdot 10^{-3}$	24	$1,01 \cdot 10^{-3}$
5	$1,08 \cdot 10^1$	15	$1,38 \cdot 10^{-3}$	25	$9,94 \cdot 10^{-4}$
6	$4,96 \cdot 10$	16	$1,29 \cdot 10^{-3}$	26	$9,68 \cdot 10^{-4}$
7	$5,84 \cdot 10^{-1}$	17	$1,25 \cdot 10^{-3}$	27	$9,67 \cdot 10^{-4}$
8	$4,98 \cdot 10^{-2}$	18	$1,14 \cdot 10^{-3}$	—	—
9	$1,51 \cdot 10^{-2}$	19	$1,14 \cdot 10^{-3}$	—	—

От изложените в таблицата резултати се вижда, че въпреки сравнително неточно зададеното първо приближение ($F(q) = 2240$ mGal), след известен брой итерации, оптимизационния процес постепенно достига до локален минимум, при който функцията $F(q)$ приема стойности близки до нула. Изчислената след последната 27-ма итерация средноквадратична грешка между двете полета е $\Sigma = \pm 4,31 \cdot 10^{-4}$ mGal.

Пример 2

Този пример има за цел да изследва възможностите на програмата и използвания алгоритъм да решава обратната задача за полето на сравнително сложни пространствени модели. За целта е създаден синтетичен модел съставен от $8 \times 8 = 64$ бр. призми с хомогенна плътност $\Delta\rho = 0,2$ g/cm³ и страни 75×75 m. Височината на 60 от тях е 100 m,

а на останалите 4 съответно 278, 300, 389 и 400 m (фиг. 5а). Общият обем на телата в модела е $V = 41\,439\,375$ m³. Призмите са подредени в правоъгълна координатна мрежа идентична с тази от предишния пример и в същите граници. Въз основа на полето на синтетичния модел е решена обратната гравиметрична задача като първоначално е очертана една единствена вертикална призма с контур съвпадащ с този на модела от правата задача ($x_1 = 200$ m, $x_2 = 800$ m; $y_1 = 200$ m, $y_2 = 800$ m). Горната и долната ѝ граници са определени чрез няколкократно комбинирано ръчно и автоматизирано моделиране съответно на -350 m и -550 m, а ефективната плътност е фиксирана на $\Delta\rho = 0,2$ g/cm³. Първото приближение е съставено след като призмата е разцепена на 8×8 призми. Преди преминаване към автоматизирано решение на обратната задача ефективната плътност и координатите на призмите по осите X и Y са фиксирани. Въведено е ограничение за долната и горната им граници, така че да не придобиват стойности съответно < -450 m и > -450 m. Броят на оптимизираните променливи е 128.



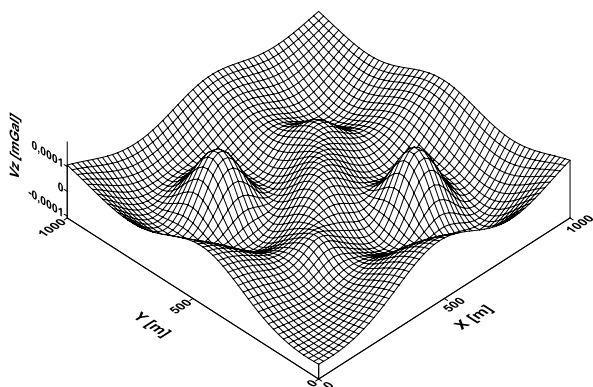
Фиг. 5. Пространствено разположение на синтетичния (а) и оптимизирания (б) модел

Оптимизацията е спряна автоматично след 29 цикъла, което отне около 87 min. Причината за прекратяване на процеса отново са минималните промени в стойностите на оптимизираните променливи в две последователни итерации ($r = 7,21 \cdot 10^{-8}$).

Полученият оптимизиран модел (фиг. 5б) наподобява в общи линии теоретичния модел (фиг. 5а). Четирите отличаващи се по дълбочина на горнището си призми се очертават ясно след оптимизацията, стърчейки над общата група тела в модела.

Сумарният обем на оптимизирания модел е $V_i = 41\,282\,608 \text{ m}^3$. Разликата между двата модела съгласно (5) е $dV = 156\,767 \text{ m}^3$. В процентно отношение масата на оптимизираното решение представлява 99,6 % от тази на синтетичния модел.

Разликовото поле на двата модела (фиг. 6) е в границите $-0,00011 - 0,00017 \text{ mGal}$.



Фиг. 6. Разликово поле между аномалията и полето на оптимизирания модел

Нормата на разликовото поле след последната 29-та итерация е $F(q) = 7,53 \cdot 10^{-5}$, а средноквадратичната грешка между двете полета – $\Sigma = \pm 3,81 \cdot 10^{-5} \text{ mGal}$.

Заклучение

Разработени са алгоритми и програма за решаване на правата и обратна триизмерната гравиметрична задача чрез запълване на долното полупространство с краен брой триизмерни призматични тела.

Създадена е подпрограмата *StratumDGrav3D*, работеща с основната програма *POTENT_GRAVG*, която работи в два режима: първи – решаване на правата и втори – решаване на обратна гравиметрична задача. Интерфейсът на програмата и комплекта подпрограми е графичен (ГПИ)

и са написани в MATLAB среда. За оптимизирането на тестовите модели е използван методът на доверителната област.

За оценка качеството на оптимизацията са въведени стандартни критерии: стойност на оптимизирания функционал, средноквадратично отклонение между моделната и измерената гравитационна аномалия, геоложко осмисляне на оптимизираното решение.

За настройка на програмите са проведени множество тестове, имащи за цел оценяване надеждността и достоверността на решаваните прави и обратни гравиметрична задачи.

Представените тестови примери върху синтетични модели показват, че при добре изразени гравиметрични аномалии на различни по сложност геометрични модели с известна ефективна плътност, разработената програма решава надеждно обратната гравиметрична задача. По този начин, може да се счита, че получените при работа с подпрограма *StratumDGrav3D* гравиметрични резултати са издържани от геофизична гледна точка.

Литература

- Димитров, Л. 1976. *Гравипроучване*. С., Техника, 290 с.
- Папратилов, И., Х. Цанков. 2012. Сравняване точността и скоростта на изчисляване на правата и обратна гравиметрична задача за две вертикални правоъгълни призми в MATLAB среда. – *X-та Национална младежка научно-практическа сесия, 23-24 април 2012 г., София*.
- Ставрев, П., Р. Радичев. 1984. *Комплект програми и подпрограми за обработка и интерпретация на магнитни аномалии*. Инструкции към Лабораторията по магнитопроучване при катедра "Приложна геофизика".
- Тончев, Й. 2009. *MATLAB: Преобразувания, изчисления, визуализация. Част III*. С., Техника, 333 с.
- Цанков, Х., Р. Радичев. 2010. Алгоритми и програми за интерпретация на двумерни гравитационни аномалии в MATLAB среда. – *Год. МГУ, 53, Св. 1, 174-181*.
- Cordell, L., R. G. Henderson. 1968. Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. – *Geophysics, 33, 596-601*.
- Hjelt, S. E. 1972. The gravity anomaly of dipping a prism. – *Geoexploration, 12, 29-39*.
- More, J., D. Sorensen. 1983. Computing a trust region step. – *SIAM J. Sci. Comput., 4, 3, 553-572*.
- Papratilov, Iv., Ch. Tzankov. 2012. Comparing the accuracy and speed of calculation of two vertical rectangular prisms in MATLAB environment. – *3rd International Geosciences Student Conference, 29-31 May 2012, Belgrade*.

ESTIMATION OF WATER AREA INCREASE BY REMOTELY SENSED DATA IN THE NON-OPERATING OPEN PIT MINES MEDET AND KREMIKOVTSI

Denitsa Borisova¹, Hristo Nikolov¹, Banush Banushev², Doyno Petkov¹

¹Space Research and Technology Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; dborisova@stil.bas.bg

²University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; banushev@mgu.bg

ABSTRACT. Abandoned open pit mines create serious ecological risk for the region of their location. This is valid especially for the quality of the water since the rainfalls together with underground waters fill the open pit and form water body with different depth. The examples for such opencast, inactive mines are the copper mine Medet and the ferrous mine Kremikovtsi. There are many cases reported for water and soil pollution by heavy metals in the rivers running close to these open pit mines after autumn and spring rains. This justifies the need for long term and sustainable monitoring of the area of the water basins of these unused mines in order to estimate its acid drainage. The imaging spectroscopy combined with in-situ investigations is proved to provide reliable results about the area of the water table. In this study we have investigated multitemporal data gathered by remote sensing which allowed us to make conclusions about the year behavior of both areas. The team expects that the results of this research will help in the rehabilitation process of the inactive mines and will provide the local authorities engaged in water quality monitoring with a tool to estimate the possible damage caused to the local rivers and to the soils in the neighboring areas.

ОЦЕНКА НА ПРОМЯНАТА НА ВОДНИТЕ ПЛОЩИ ПО ДАННИ ОТ ДИСТАНЦИОННИ ИЗСЛЕДВАНИЯ ЗА НЕРАБОТЕЩИТЕ РУДНИЦИ МЕДЕТ И КРЕМИКОВЦИ

Деница Борисова¹, Христо Николов¹, Бануш Банушев², Дойно Петков¹

¹Институт за космически изследвания и технологии, Българска академия на науките, 1113 София; dborisova@stil.bas.bg

²Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; banushev@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Изоставените открити рудници създават сериозен екологичен риск за региона, където са разположени. Това важи в голяма степен за качеството на водата, тъй като валежите заедно с подземните води запълват открития рудник и образуват водно тяло с различна площ, дълбочина и химичен състав. Примери за такива открити неработещи рудници са Медет (медна руда) и Кремиковци (желязна руда). Има много случаи, в които водата и почвата са замърсени с тежки метали от протичащите в близост реки до тези открити рудници, особено след обилни есенни и пролетни дъждове. Това обосновава необходимостта от дългосрочно и устойчиво наблюдение на района на формираните водоеми в тези неексплоатирани рудници, за да се оцени промяната на рН на водата. В настоящото изследване са използвани многоканални изображения, комбинирани с in-situ измервания, за които е доказано, че предоставят надеждни резултати за площта на водното тяло. В това проучване сме използвали времева поредица данни, събрани чрез дистанционни изследвания, което ни позволи да направим изводи за целогодишното поведение в двата рудника. Екипът се надява, че резултатите от това изследване ще подпомогнат процеса на рехабилитация на рудници извън експлоатация и ще предостави на местните власти, ангажирани в мониторинга на качеството на водите, инструмент за оценка на възможни щети, причинени на местните реки и почви.

Introduction

All human developed technological processes make sensible impact to the environment. This holds true especially for the mining sites irrespective of the method of their exploitation – open or underground. In both cases huge amount of supernumerary product is generated – top soil, waste rock, and lean ore. According to the EU legislation the "management of mining waste disposal facilities must take into consideration long term environmental issues, because these structures will more than likely survive both the mine and the mining company" (BRGM, 2001). In this study we focus our research on the long term impact of the water basins formed into two of abandoned mines in Bulgaria – a copper one and a ferrous one. The mentioned water started to accumulate into the pit of copper non-operating mine Medet since 1996 and into the pit

of ferrous inoperative mine Kremikovtsi since 2000. The above mentioned observation was ascertained first by multispectral data from remote sensing and after that by in-situ inspection too. In the past decade based on the same data and auxiliary ones we observed a steady increase of the area occupied by water table at both sites. The conclusions we make as results of this study are solely based on the satellite and aerial data since the region where the abandoned mines are located is considered to be of restricted access because it is inside of the mining complexes. In the framework of this research our main task was to estimate the approximate areas inside the pits filled by the water. We believe that this information would help in making future assessments on the possible effect on aquifer/s in the area and on the hydrographic network in the region. Because of lack of data collected from the water basins

we could not assess the proportion water/sludge inside the pit neither the concentration of the dissolved minerals.

Materials and methods

First site of interest is part of the Srednogorie metallogenic zone (Fig. 1). This zone is located in the central part of Bulgaria and belongs to Apuseni-Banat-Timok-Srednogorie belt, into which one of the Europe's' richest porphyry Cu and Cu-Au epithermal deposits are located (Strashimirov et al., 2002; Попов и др., 2012). In the Srednogorie zone and more specifically in the Panagyurishte ore district, situated 60-90 km east of Sofia, the ore deposits exploited contain mainly Cu and Cu-Au-Mo. In this region 150 ore deposits, ore occurrences and mineral indications are found and documented.



Fig. 1. Metallogenic zones in Bulgaria (after Bogdanov, 1982; Bird et al., 2010)

In the said district three companies are engaged in copper mining, ore dressing and concentrate production exploiting the Elatsite, Assarel and Chelopech deposits. Since the start of active mining activities in the 50-ties of the last century from the Panagyurishte district over 460 Mt of Cu-Au ore was mined out. This amount is about 95% of the total Cu and Au production of Bulgaria (OMENTIN, 2001). The basic geological features that controlled the spatiotemporal development of metallogenic processes in the Panagyurishte ore region are determined by the features and evolution of the Upper Cretaceous magmatic complexes (Popov et al., 2003; Попов и др., 2012).

The focus of our research is set on the recent developments inside of the open pit mine of Medet deposit. It was surveyed in the early 60-ties and started its production in 1964 being the biggest copper producing mine in Europe and third largest in the world at that time. For first time in this open pit mine extraction and processing of copper ores with cut-off grade lower than 0,4% was organized. This practice for processing such ores was later widely adopted. The experience for exploration and mining complexes construction gained on this site was implemented on other mine plants across Bulgaria during 60 and 70-ies of same century. The Medet Mining and Processing Complex worked with its full capacity from 1972 to

1983. After 1984 it started to decrease production and in 1994 the open pit mine Medet was closed.

Taking into account the geological information it was found that the main enclosing rocks in the Medet deposit are South Bulgarian granites (Попов и др., 2012). The studied granite samples exhibit pinkish color, are medium-grained and their average composition, confirmed by laboratory analyses, is 50% orthoclase, 35% quartz, 15% plagioclase, 1% biotite and 1% magnetite. The main soil type in the area of Medet is brown sandy loam. The parental material of the soil sample studied is granite. This soil sample had moderate to coarse prismatic structure, very hard and friable with neutral pH (6.5) having the following composition – 1% organic carbon, 12% clay, 25% silt and 62% sand.

The second site targeted in this study is the abandoned open pit mine situated near the capital of Bulgaria, Sofia namely the Kremikovtsi ferrous mine. Kremikovtsi is a complexly barite-iron deposit. Ascertained are the following ores – hematite, siderite (manganese-siderite), ankerite, limonite, barite, oxidized lead and partially oxidized sulfide copper-lead (Панайотов, 1969; Канурков, 1988). The hematite ore forms compact bodies with dimensions 400 x 200 x 40 m located in the northwest part of the deposit. The ore itself is composed mainly of hematite and lesser of components like barite, siderite (manganese-siderite), goethite, calcite, quartz, and pyrite. The smaller quantities are those of galena and chalcopryrite (Канурков, 1988). The siderite (manganese-siderite) ore forms irregular bodies located in the low southern levels of the deposit. It is characterized by a heterogeneous composition manganese-siderite being the predominant mineral. Secondary minerals are barite, quartz, dolomite, calcite, siderite, hematite, pyrite, galena, chalcopryrite (Канурков, 1988). The ankerite ore is the poorest iron ore. It is composed by ankerite and ferro-dolomite having impurities of quartz, barite, calcite and dolomite (Канурков, 1988). On Figure 2 is shown the spatial distribution of different ore types in the Kremikovtsi deposit.

The data used in framework of this research came from various sources most of them being with free access or created by the authors based on such ones. Initially multispectral, multitemporal data from TM (Thematic Mapper) and OLI (Operational Land Imager) instruments onboard Landsat series satellites were used. They were obtained from websites hosted by USGS in geotiff format processed up to

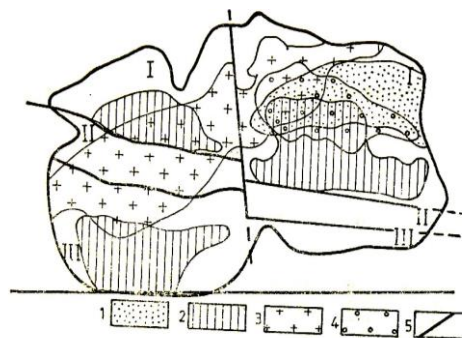


Fig. 2. Spatial distribution of different ore types in Kremikovtsi deposit (Панайотов, 1969): 1 – lead; 2 – siderite; 3 – hematite; 4 – barite; 5 – fault

level L1T. These data provided the principal information on formation, development and multitemporal behavior of the water body inside the non-operating Medet and Kremikovtsi open pits. Although the spatial resolution of the data, being 30 m, of the TM/OLI data did not allowed us to make precise delineation of the said water basins it provided grounds to convince us that process their of formation had started not long after the exploitation had stopped and is currently ongoing. Other source of raster data is the orthophoto made in year 2006 on which the size of the water area was measured with precision less than 1 m. For verification purposes images from Google Earth were also used in determination of the size of the water table during the years.

Several vector layers based on the above mentioned raster ones were created in order to be able to calculate the increase of the area of the water. We tried to obtain the height of the water body inside the pits for different years and for this reason some additional vector layers were created from topographic maps despite their poor accuracy. But the results obtained this way were considered not to be reliable and accurate and this why they were not included in the outputs reported.

Results

For Medet open pit year 1995 was selected as reference, because for first time in that year several pixels (corresponding roughly to 1 ha) with spectral reflectance typical for water were found. In 1999 by data processed by same method it was doubtlessly proved that at the bottom of the open pit a water table has formed. This positive trend in water table increase was determined by sampling the area of the mine for pixels corresponding to typical turbid water (*USGS spectral library, 2013*) in data from years 2006, 2011 and 2013. The results for 2006 were checked and affirmed by other raster data too – the orthophoto high spatial resolution of 0,6 m.

In Kremikovtsi open pit mine two separated water bodies having different size were detected using remotely sensed data since year 2006. As ascertained by data from 2013 they already joined and formed one water body. Here the same procedures applied in the investigation of the open pit Medet were used. The results we obtained for the water table areas in Kremikovtsi are presented as sum value of the two bodies.

The only thing that could be ascertained by the data we processed was that the water present into Medet open pit is expected to behave spectrally as turbid water (Fig. 3). This conclusion was confirmed by two facts – spectral reflectance of the water body as in autumn of 2011 and web site publication that states “the water level in the Medet mine in 2010 is about 160 m” we consider enough for deposition of the heavy particles.

In Figure 4 the reflectance spectra of water body in the open pit mine Kremikovtsi is compared with the spectral reflectance of the reference water body in the region of interest. The behavior of the reflectance signature of the reference water and of the water in the open pit is one and the same. We could conclude that the water present into the second open pit is more likely to behave spectrally as clear water (*USGS spectral library, 2013*).

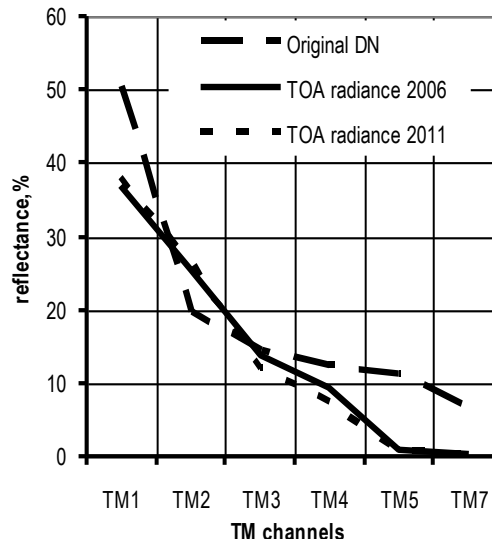


Fig. 3. Spectral reflectance of water body in the open mine Medet

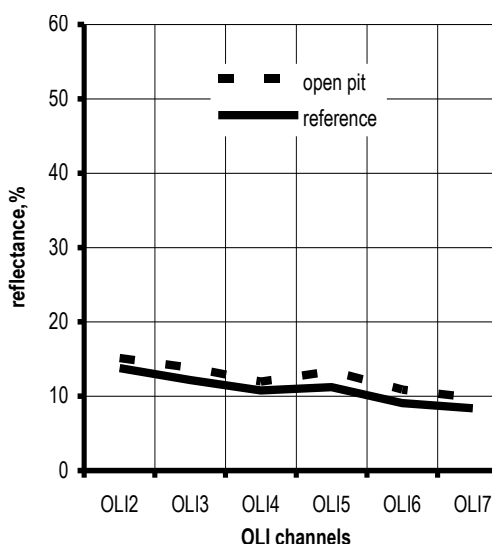


Fig. 4. Spectral reflectance of the reference water body and of the water body in the open mine Kremikovtsi

The results for the changes of the water table areas in the two inoperative open pit mines Medet and Kremikovtsi are summarized in Table 1.

Table 1. Observed increase in water table areas [ha] in inoperative open pit mines Medet and Kremikovtsi

Year	1995	1999	2006	2011	2013
Medet	1,1	13	26,3	36,3	36
Kremikovtsi	-	-	6,6	11,6	19,4

Conclusions

The water table areas in the monitored open pit mines Medet and Kremikovtsi show stable increase starting from their discontinuing. As seen on Figures 3 and 4 the water behaves differently which might be due to different way the rocks react with water. In the Medet case one may conclude that the embedding rocks dissolve more rapidly in water, but this must be proved by direct in-situ sampling.

This research should catch the attention of the public due to high risk posed by the increase of the volume of the water collected in the pit which can overflow in the next years. We plan to apply in our next studies passive microwave radiometry used for dykes monitoring as tool for assessment of the moisture content in the soils and rocks surrounding the open pit thus estimating the extent of the underground water spreading.

The present study points at the need to monitor the water in the closest rivers and springs at regular basis for contamination by metals. Inclusion of the water body in the open pit Medet as separate class 511 in the next phase of CORINE project is recommended.

References

Канурков, К. 1988. *Железнорудните находища в България*. С., Техника, 282 с.

Панайотов, В. 1969. *Кремиковското железнорудно находище*. С., Наука и изкуство, 100 с.

Попов, П., С. Страшимиров, К. Попов, М. Каназирски, К. Богданов, Р. Радичев, С. Димовски, С. Стойков. 2012. *Геология и металогения на Панагюрския руден район*. С., ИК "Св. Иван Рилски", 228 с.

Bird, G., P. Brewer, M. Macklin, M. Nikolova, T. Kotsev, M. Mollov, C. Swain. 2010. Dispersal of contaminant metals in the mining-affected Danube and Maritsa drainage basins, Bulgaria, Eastern Europe. – *Water Air and Soil Pollution*, 206, 1-4, 105-127.

Bogdanov, B. 1982. Bulgaria. – In: *Mineral Deposits of Europe. Volume 2. Southeast Europe* (Eds. Dunning, F., W. Mykura, D. Slater). The Mineralogical Society, London, 215-232.

BRGM. 2001. *Management of mining, quarrying and ore-processing waste in the European Union*, 79 p.

OMENTIN Project. 2001. *Ore mines, processing and waste management in Europe. Technical Report*, Budapest, <http://publikacio.uni-miskolc.hu/data/ME-PUB-20785/One%20mines.pdf>

Popov, P., S. Strashimirov, K. Popov, R. Petrunov, M. Kanazirski, D. Tzonev. 2003. Main features in geology and metallogeny of the Panagyurishte ore region. – *Ann. Univ. Mining and Geology "St. Ivan Rilski"*, 46, Part I, *Geology and Geophysics*, 119-125.

Strashimirov, S., R. Petrunov, M. Kanazirski. 2002. Porphyry-copper mineralisation in the central Srednogorie zone, Bulgaria. – *Mineralium Deposita*, 37, 587-598.

USGS Spectral Library. Accessed June 2013. http://landsat.usgs.gov/tools_spectralViewer.php

МАТЕМАТИЧЕСКИ МОДЕЛНИ ИЗСЛЕДВАНИЯ ЗА ОРАЗМЕРЯВАНЕ НА ЦИРКУЛАЦИОННА СОНДАЖНА СИСТЕМА ЗА ДОБИВ НА ГЕОТЕРМАЛНА ЕНЕРГИЯ

Николай Т. Стоянов

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

РЕЗЮМЕ. Предложен е общ подход за оразмеряване на параметрите и експлоатационния режим на дискретна сондажна система за добив на геотермална енергия. Хидродинамичното оразмеряване на вододобивните и инжекционните сондажни кладенци се базира на числов 3D филтрационен модел на засегнатата част от подповърхностното пространство. Температурата на изчерпваната вода се прогнозира посредством едномерни аналитични модели, отчитащи топлофизичните характеристики на филтрационната среда и топлинния режим на инжекционните кладенци. Изчисленията се правят с компютърна програма след предварителна трансформация на полученото с филтрационния модел тримерно разпределение на напорите, градиентите и скоростите на подземния поток в условията на експлоатация на циркуляционната система. Предложеният общ подход е илюстриран със сондажната геотермална система на фирма "Сентелион", изградена в неоген-кватернерния водоносен комплекс на територията на ж.к. Дружба, гр. София.

MATHEMATICAL MODELING STUDIES FOR DESIGN OF A CIRCULATION WELL SYSTEM FOR EXTRACTION OF GEOTHERMAL ENERGY

Nikolay T. Stoyanov

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

ABSTRACT. A general approach is proposed for calculating the parameters and the mode of exploitation for a discrete well system for extraction of geothermal energy. The hydrodynamic design of the production and the injection wells is based on a numerical 3D filtration model of the affected subsurface area. The temperature of the obtained water is predicted by one-dimensional analytical models that take into account the thermophysical characteristics of the filtration medium and the thermal regime of the injection wells. The calculations are made by a computer program after a preliminary transformation of the derived by the filtration model three-dimensional distribution of pressures, gradients, and velocities of the groundwater flow for the conditions of exploitation of the circulatory system. The proposed general approach is illustrated by the well geothermal system of the company "Sentelion", constructed in the Neogene-Quaternary aquifer complex on the territory of Druzhiba quarter, Sofia.

Въведение

В последните години у нас има все по-силен интерес към добива на геотермална енергия (ГТЕ) от подземните води не само с оглед на използването ѝ в различни сфери на икономиката (промишленост, селско стопанство, туризъм и т.н.), но и за по-ефективно обезпечаване на енергийните потребности на населението. Реализацията на подобни проекти прави актуален въпроса, свързан с изграждането и експлоатацията на циркуляционни сондажни системи, включващи два или повече водочерпателни и инжекционни сондажа. С водочерпателните сондажи от водоносния пласт се изчерпва определено количество пластова вода, което последователно преминава през топлообменници и вече отработената вода се връща в пласта посредством инжекционните кладенци. В зависимост от това дали топлообменникът е свързан с отоплителни или с охлаждателни съоръжения, то и температурата на пластовата вода може да е по-висока или по-ниска от температурата на отработената. Основните задачи при проектирането на този тип системи са свързани главно с оптимизиране на експлоатационния режим на сондажите.

Изчисленията се правят при отчитането на редица лимитиращи експлоатацията на системата условия:

- природни – геометрични, филтрационни и топлофизични характеристики на водоносния пласт, дълбочина на водното ниво, температура на пластовата вода, връзки с повърхностни води и със съседни водоносни пластовете;
- технологични – разположение и конструкция на сондажите, сумарен дебит на системата, температура на отработената вода, режим на топлообменника, работещи в близост вододобивни или дренажни съоръжения;
- екологични (допустими нива в пласта, температура и състав на отработената вода).

Намирането на оптимални решения на тези задачи без средствата на математическото моделиране е много трудно, а в случай на по-сложни лимитиращи условия е на практика невъзможно. Предложеният общ подход за оразмеряване на параметрите и режима на циркуляционна сондажна система за добив на ГТЕ включва: (1) тримерни модели за определяне на хидродинамичния режим на сондажите и на структурата на филтрационното поле (2) трансформации на тримерното разпределение на

напорите във водоносния пласт в едномерно; (3) прогноза за температурния режим във водочерпателните кладенци с помощта на едномерни топлинни модели и метода на еквивалентните токови ленти (МЕТЛ) при отчитане на топлофизичните характеристики на пласта и топлинния режим на инжекционните сондажи.

Предложеният общ подход е представен по примера на проведените моделни изследвания за оразмеряване на циркуляционната сондажна система на фирма "Сентелион". Системата е изградена в кватернерния водоносен хоризонт на територията ж.к. Дружба, гр. София. Моделните изследвания са базирани на данни от проекта за водоснабдяване на термо-помпената климатична инсталация на фирма "Сентелион" и на отчетните доклади за сондажните работи и водочерпателните тестове. Използвана е и обобщена информация за изграждането и експлоатацията на намиращите се в близост до обекта кладенци (по непубликувани фондови материали от архива на МОСВ и Столична община).

Методика и инструменти

Математическите моделни изследвания за оразмеряване на циркуляционни сондажни системи за добив на ГТЕ по принцип включва решаване на две основни задачи:

- **Филтрационна задача.** Решава се с помощта на тримерен (3D) хидрогеоложки числов модел на участък от водоносния хоризонт, в който е ситуирана сондажната система. Моделът симулира работата на сондажите при различни експлоатационни режими. С проиграните варианти се прави количествена оценка на възможностите на системата да изчерпва необходимото количество пластова вода и да връща отново в пласта отработената вода, като се отчитат всички лимитиращи природни, технологични и екологични условия.
- **Топлинна задача.** Използват се едномерни топлинни модели, базирани на прогнозираното с хидрогеоложкия 3D модел разпределение на напорите и данните за топлофизичните свойства на пласта. Финалните решения дават дългосрочна прогноза за температурата на изчерпваната пластова вода при отчитане на температурния режим на връщаната в пласта вода.

За съставяне на основния хидрогеоложки 3D модел се използва програма Modflow. Използваната в нейния алгоритъм изчислителна процедура се свежда до числено решаване (в крайните разлики) на диференциалното уравнение, описващо тримерното движение на подземни води в пореста среда (Andersen, 1993; Harbaugh, McDonald 1996, Harbaugh et al., 2000; и др.).

При решаване на топлинната задача се прилага един по-прост методически подход, включващ използването на аналитичното решение на Ловерие за линеен топлинен поток и МЕТЛ. (Гълъбов, Пенчев, 1986; Гълъбов, Стоянов, 2011; и др.). Накратко, получените с хидрогеоложкия модел пиезометрични карти се трансформират като всяка токова лента се трансформира в условна еквивалентна токова лента, имаща същата дължина x и разход $Q_{\text{тл}}$, постоянна плочно осреднена широчина b_0 , средна скорост на филтрация v и среден градиент $I_{\text{тл}}$. След това към всяка токова лента се прилага уравнението на Ловерие,

описващо изменението на температурата θ_i в края на i -тата токова лента.

$$\bar{\theta} = \frac{\theta - \theta_0}{\theta_e - \theta_0} = \operatorname{erfc} \left(\frac{x B_d}{v \sqrt{t - t_R}} \right) \quad (1)$$

където: θ – температура на добиваната вода, θ_e – начална температура на пластовата вода, θ_0 – температура на инжектираната вода, t_R – „транзитно време“ ($t_R = (n_0 x)/v$), B_d – коефициент на топлообмен с водоупорите, n_0 – коефициент на термолпорестост, x – разстояние, t – време.

Изменението на температурата във водочерпателния кладенец $\theta_{\text{кл}}$ се определя по "закона за смесването":

$$\theta = \frac{1}{Q} \sum_{i=1}^{\nu} Q_i \theta_i \quad (2)$$

където: Q_i – разход в i -тата лента, θ_i – температура на водата, постъпваща от i -тата лента; ν – брой на токовите ленти към кладенеца; Q – дебит на кладенеца.

Изчисленията се правят за всеки водочерпателен кладенец по отделно. За решаване на топлинната задача може да се ползва представената в (Гълъбов, Стоянов, 2011) компютърна програма Тегма-М, в чийто алгоритъм е имплементиран описания по-горе методически подход.

Концептуален модел

При решаване на филтрационната и топлинната задача е използвана следната концепция за хидрогеоложките и технологични условия в района на циркуляционната сондажна система за добив на ГТЕ, изградена на територията на ж.к. "Дружба", гр. София (фиг. 1).



Фиг. 1. Местоположение на циркуляционната сондажна система

Обект на изследване е кватернерният водоносен хоризонт, в който е изградена циркуляционната система. Хоризонтът включва два водоносни пласта: горен и долен. Горният водоносен пласт обхваща чакълесто-песъчливите наслаги, установени в горната част на геоложкия разрез (в интервала от 4-5 до 20 m). Средната му дебелина е около 19 m, а средният коефициент на филтрация – 6-7 m/d. Долният водоносен пласт е формиран в лежащите в дълбочина по-дребнозърнести, сравнително по-заглинени и по-сбити чакъли, пясъци и

песъчливи глини. Общата дебелина на тези материали е 17-18 m. Значителното присъствие на глинеста компонента определят по-слабата водопроницаемост на долния пласт (коефициентът на филтрация е около 4 m/d). Двата пласта са хидравлично свързани и образуват общ напорен хоризонт. За горен водоупор служи пласт от песъчливи глини с дебелина 4 m. Долният водоупор е изграден от плътни глини е установен на дълбочина около 40 m. Топлофизичните характеристики на кватернерния хоризонт са определени по литературни данни (Череменин, 1972, Гълъбов, Стоянов, 2011; и др.) и в съответствие с типа на съставящите го литоложки разновидности. Прието е, че коефициентите на термoporестост и на топлообмен с водоупорите са съответно $n_0 = 0.35$ и $V_d = 0.014 \text{ d}^{-1}$.

На изток от обекта, на около 1300 m преминава р. Искър. Тя е в пряка връзка с подземните води и до голяма степен контролира естествената структура подземния поток в кватернера. Подземните води следват посоката на речното течение - на север, като средният градиент е около 0.004. На около 250 m на запад от обекта се намира езеро "Дружба", което е остатък от стара кариера за инертни материали. Езерото е генетично свързано с кватернерния хоризонт и е главната причина за добре изразена локална деформация в структурата на подземния поток (фиг. 3). Подхранването на подземните води е от инфилтрация на атмосферни води, от постъпващия от юг подземен поток и от езерото. Инфилтрационното подхранване е в размер на 5% от годишната сума на валежа (693 mm).

Циркулационната система се състои от два черпателни сондажа (BC-1 и BC-2) и пет инжекционни сондажа (IC-1, IC-2, IC-3, IC-4 и IC-5), чието разположение е дадено на фиг.3. Дълбочината на черпателните сондажи е 40 m, а на инжекционните 25 m. Всички сондажи са с диаметър 0.2 m. Използваната в основния хидрогеоложки 3D модел работна хипотеза предполага, че водочерпателните кладенци ще работят с равни дебита (всеки по 5.5 l/s), което ще обезпечи нормалната работа на термopомпенната климатична инсталация. В проиграните варианти на основния модел се разглеждат възможностите за поглъщане на отработената вода от петте инжекционни кладенци при поддържане на постоянни нива в тях. В различните варианти се приема, че нивата в инжекционните сондажи ще се поддържат различни нива под кота "0" (за кота "0" е приета средната за естествения терен в района на сондажите абсолютна кота 547 m).

Работната хипотеза в топлинните модели е съобразена с естествените условия и режима на термopомпенната инсталация. На тази основа се приема, че началната температура на пластовата вода е $\theta_e = 13^\circ\text{C}$, а температурата на връщаната с инжекционните кладенци вода се променя циклично през 6 месеца. През първия цикъл (от май до октомври) температурата на инжектираната вода ще бъде $\theta_{\text{инж}}^I = 24^\circ\text{C}$, а през втория цикъл (от ноември до април) ще е $\theta_{\text{инж}}^{II} = 6^\circ\text{C}$.

Филтрационни моделни изследвания

Композиране на основния хидрогеоложки модел

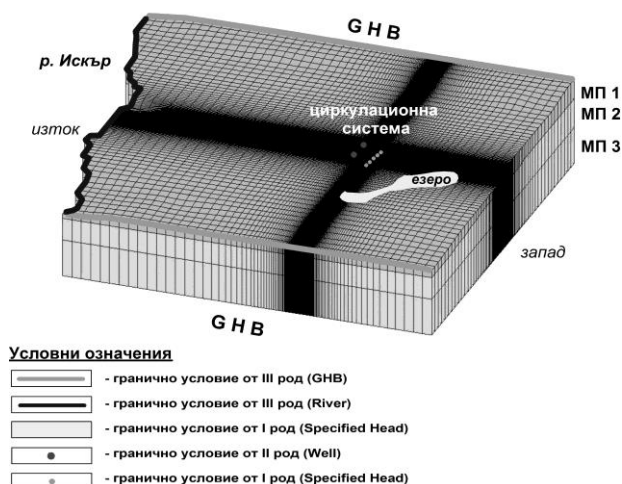
Основните изходни позиции и входни параметри при композирането на основния хидрогеоложки 3D модел са:

- Моделът е съставен с програмния пакет Modflow.

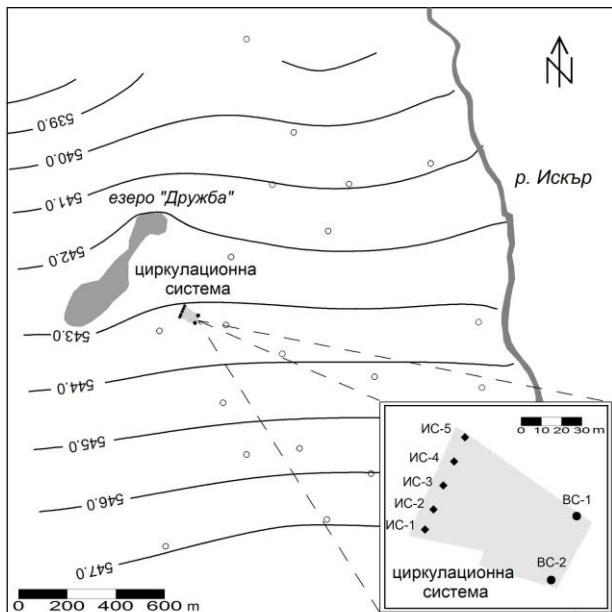
- Общата площ на моделната област е около 3.92 km².
- Пространствената дискретизация е направена чрез неравномерна ортогонална мрежа, която е съгъстена в близост до сондажите (фиг.2). Моделът включва три моделни пласта (МП-1, МП-2 и МП-3), а като приетите за всеки пласт средни дебелини h_{cp} и коефициенти на филтрация k_{cp} са представени в табл. 1.
- Регионалният поток е моделиран чрез симулиране на разход по южната и северната граница по схемата ГНВ. За напорите по границите са приети стойности, при които средният градиент е 0.004. Река Искър е симулирана като тримерен обект със съответните геометрия на руслото и хидравлични характеристики на речното течение. Включена е с гранично условие от III род (River). Езерото е зададено с гранично условие от I род (Specified Head) на кота 542.5. Инфилтрационното подхранване е симулирано с гранично условие (Recharge) и скорост на инфилтрация $W = 1.0 \times 10^{-4} \text{ m/d}$.
- Черпателните и инжекционните сондажи са зададени като тримерни обекти със съответните конструктивни особености. Действие на водочерпателните сондажи се моделира с гранично условие от II род със зададен дебит (Well), а на инжекционните сондажи – с гранично условие от I род със зададено ниво (Specified Head). В основния модел сондажите не работят. Те се активират при симулационното проиграване на различни варианти за експлоатация на циркулационната система.
- Съседните кладенци са зададени като наблюдателни точки (Observation Point), в които се следи изменението на напора под действието на циркулационната система.
- При калибриране на основния хидрогеоложки модел са използвани: (1) естествените нива в сондажите от циркулационната система; (2) нивата в близко-разположените кладенци; (3) резултатите от проведения комбиниран тест (черпене/наливане) със циркулационната сондажна система; (4) водните стоежи в р. Искър.

Таблица 1. Характеристики на моделните пластове

Хидрогеоложка единица	Моделен пласт	h_{cp} , m	k , m/d
Горен водоупор	МП-1	4	0.01
Горен водоносен пласт	МП-2	15	6.0
Долен водоносен пласт	МП-3	21	4.0



Фиг. 2. Пространствена дискретизация. Гранични условия



Условни означения

- BC-1 - водочерпателен сондаж №
- - съществуващ кладенец
- ◆ IS-3 - инжекционен сондаж №
- 548.0 - хидроизохипси

Фиг. 3. Основен хидрогеоложки 3D модел. Естествена структура на филтрационно поле

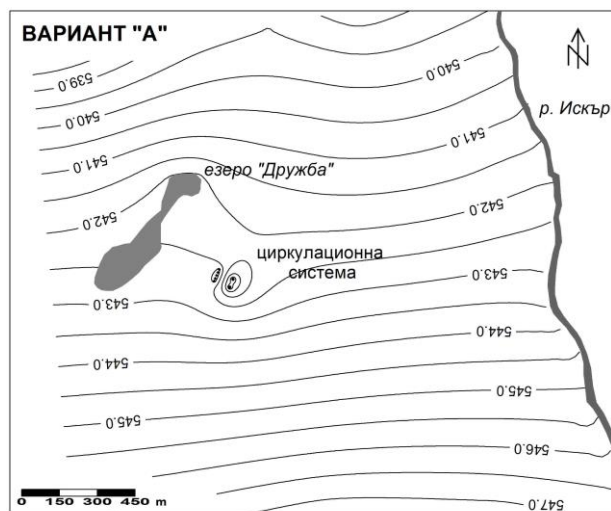
Детерминираната с така композиция модел структура на естественото (ненарушено) филтрационно поле е илюстрирана на фиг. 3. Полученото добро съответствие между фактическата (измерената) и моделираната пиезометрия в разглежданата част от кватернерния водоносен хоризонт свидетелства за устойчивостта и достатъчната надеждност на основния модел.

Вариантни решения

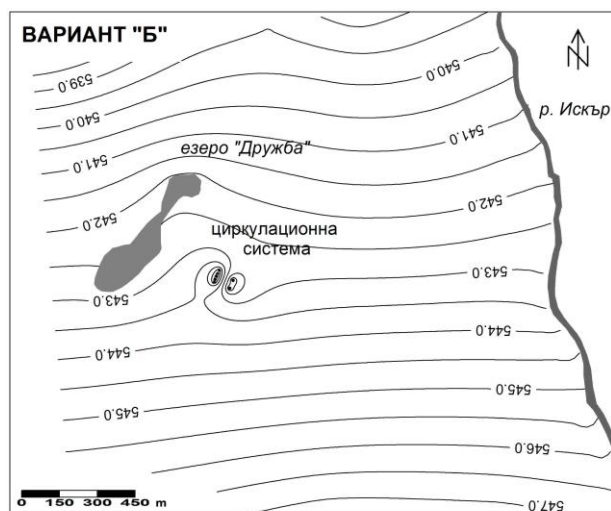
За оценка на възможностите за връщане на отработената вода в пласта без това да предизвика оводняване на подземните етажи в съседните сгради, с основния модел са проиграни голям брой варианти, в които се варира дълбочината на поддържащото ниво в инжекционните сондажи спрямо кота "0" при условие, че сумарния дебит на водочерпателните сондажи е 11 l/s.

В табл. 2 са представени решенията от двата крайни варианта (А и Б), в които се приема възможно най-ниско и най-високо ниво в инжекционните сондажи. Прогнозираните за всеки от двата варианта промени в структура на филтрационното поле са илюстрирани на фиг. 4 и фиг. 5, а съставените хидродинамични мрежи са представени на фиг. 6 и фиг. 7. Получените с другите варианти прогнозни решения са в рамките между тези два гранични случая.

Нивото в инжекционните кладенци при *Вариант А*, което е на 3 m под кота "0", се определя като възможно най-ниско тъй като според моделните решения при нива над тази стойност фундаментите и подземните етажи в съседните сгради ще се наводнят. Същевременно, зададеното при *Вариант Б* ниво на 0.5 m под кота "0", се определя като възможно най-ниско тъй като в този случай може да се осъществи пълно връщане на отработената вода в пласта.



Фиг. 4. Нарушена структура на филтрационно поле. Вариант А



Фиг. 5. Нарушена структура на филтрационно поле. Вариант Б

Таблица 2. Прогнозни минимални и максимални нива и дебиту

Сондаж №	Кота СВН, m	Вариант А		Вариант Б	
		Кота ДВН, m	Дебит Q _c , l/s	Кота ДВН, m	Дебит Q _c , l/s
BC-1	543.18	537.65	5.50	538.80	5.50
BC-2	543.30	537.91	5.50	539.03	5.50
		ΣQ _ч , l/s		ΣQ _ч , l/s	
		11.00		11.00	
ИС-1	543.18	544.00	1.09	546.50	2.24
ИС-2	543.15	544.00	1.03	546.50	2.07
ИС-3	543.11	544.00	1.03	546.50	2.03
ИС-4	543.07	544.00	1.08	546.50	2.14
ИС-5	543.03	544.00	1.25	546.50	2.52
		ΣQ _{инж} , l/s		ΣQ _{инж} , l/s	
		5.48		11.00	

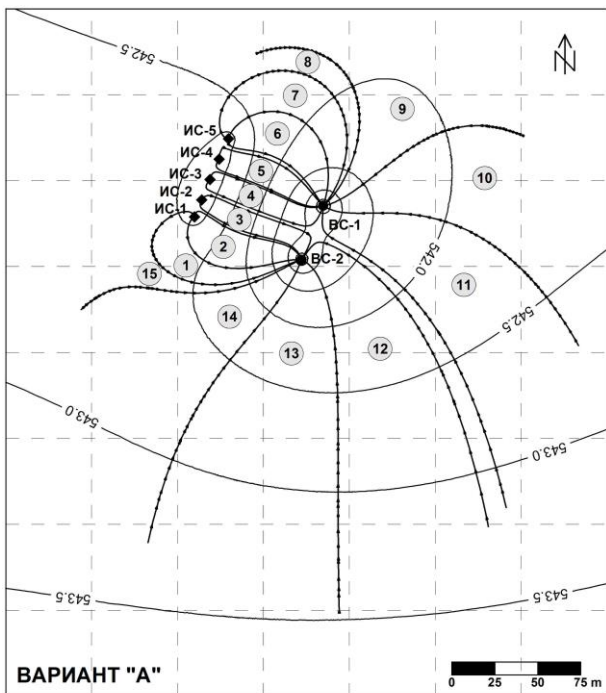
Забележка: СВН – статично водно ниво, ДВН – динамично водно ниво, Q_c – дебит на сондажа; ΣQ_ч – сумарен дебит на черпената от системата вода, ΣQ_{инж} – сумарен дебит на инжектираната вода в пласта

Термодинамични моделни изследвания

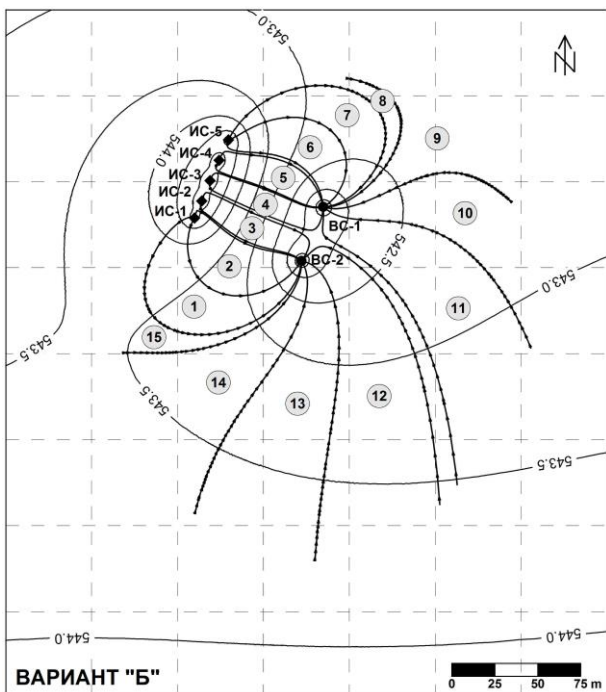
Хидродинамични параметри на топлинната задача

Първа стъпка при решаване на топлинната задача е хидродинамичното параметризиране на системата. Това

включва детерминиране на структурата на нарушеното филтрационно поле, респ. диференциране на токовите ленти и определянето на градиентите, скоростите и разходите към водочерпателните сондажи.



Фиг. 6. Хидродинамична мрежа. Вариант А



Условни означения

- - водочерпателен сондаж (BC)
- ◆ - инжекционен сондаж (ИС)
- ⊙ - номер на токова лента
- 548.0 — - екипотенциални линии
- - токови линии

Фиг. 7. Хидродинамична мрежа. Вариант Б

С разработените по-горе вариантни модели са изчертани хидродинамични мрежи, илюстриращи структурата на нарушеното филтрационно поле. Определените на фиг. 6 и 7 токови ленти са трансформирани в съответстващите им

еквивалентни токови ленти. В табл.3 е дадена кратка информация за някои геометрични и хидродинамични характеристики на токовите ленти, обезпечаващи дебита на двата водочерпателни кладенеца. Посочените стойности за използвани като входни данни при решаване на топлинната задача.

Таблица 3. Хидродинамични характеристики на токовите ленти

Вариант А							
BC №	ТЛ №	F _i , m ²	x _i , m	l _i , -	v _i , m/d	Q _i , m ³ /d	
BC-1	4	813	71.2	0.039	0.233	50.57	
	5	864	67.4	0.042	0.246	59.96	
	6	1500	82.0	0.034	0.202	70.33	
	7	2088	132.0	0.021	0.126	37.78	
	8	1264	133.6	0.015	0.091	16.35	
	9	4740	104.2	0.018	0.110	94.72	
BC-2	10	6776	144.2	0.014	0.084	75.07	
	11	9784	191.0	0.012	0.072	70.30	
	1	1172	108.0	0.027	0.159	32.79	
	2	1176	72.0	0.040	0.239	74.03	
	3	752	72.2	0.040	0.238	47.08	
Вариант Б	12	12404	208.4	0.012	0.074	82.79	
	13	14072	187.6	0.014	0.083	117.19	
	14	9196	161.4	0.015	0.089	96.28	
	Вариант Б						
	BC №	ТЛ №	F _i , m ²	x _i , m	l _i , -	v _i , m/d	Q _i , m ³ /d
	BC-1	4	880	73.0	0.051	0.306	70.01
		5	980	68.0	0.055	0.328	89.86
		6	1660	90.4	0.041	0.247	86.12
		7	2264	144.0	0.026	0.155	46.29
		8	664	113.0	0.017	0.102	11.34
		9	3312	105.6	0.018	0.106	63.13
	BC-2	10	3500	128.0	0.016	0.095	49.40
		11	7664	181.0	0.012	0.073	58.00
		1	2532	139.6	0.027	0.162	55.76
2		1804	81.2	0.046	0.278	117.43	
3		1000	70.6	0.053	0.320	86.11	
12		8688	191.0	0.012	0.073	63.49	
13		7468	171.8	0.014	0.083	68.47	
14		5636	149.0	0.015	0.092	65.78	

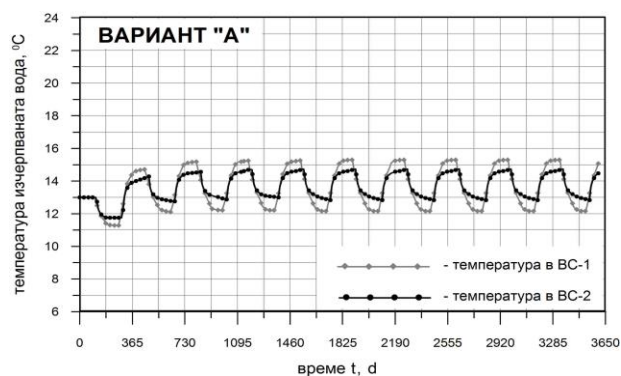
Забележка: Характеристики на i-тата токова лента: F_i – площ, x_i – дължина, l_i – градиент; v_i – скорост на филтрация, Q_i – разход

Прогнозиране на температурата на черпената с водочерпателните кладенци пластова вода

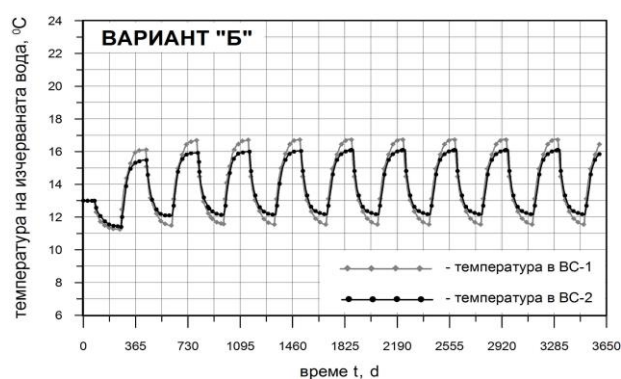
Прогнозата е направена посредством програма TERMA-M. Като входни данни са използвани определените геометричните и хидродинамични характеристики на токовите ленти към водочерпателните кладенци (табл. 3). При термодинамичните изчисления в двата варианта са направени и следните допускания:

- топлофизични характеристики на водоносния хоризонт
 - начална температура на пластовата вода $\theta_e = 13^\circ\text{C}$;
 - коефициент на термoporестост $n_\theta = 0.35$;
 - коефициент на топлообмен с водоупорите $B_d = 0.014 \text{ d}^{-1}$.
- топлинен режим на инжекционните сондажи
 - температурата на връщаната в пласта вода се променя циклично през 6 месеца в продължение на целия изчислителен (прогнозен) период от 10 години;
 - през първия цикъл (от май до октомври), температурата на инжектираната вода ще бъде $\theta_{\text{инж}}^I = 24^\circ\text{C}$;
 - през втория цикъл (от ноември до април), връщаната в пласта отработена вода ще с температура $\theta_{\text{инж}}^{II} = 6^\circ\text{C}$.

Резултатите от направените при тези условия прогнози за температурата на черпената вода от ВС-1 и ВС-2 като функция на времето $\theta = f(t)$ са представени в графичен вид на фигури 8 (за Вариант А) и 9 (за Вариант Б).



Фиг. 8. Прогноза за температурата на черпената вода от ВС-1 и ВС-2 за период от 10 години. Вариант А



Фиг. 9. Прогноза за температурата на черпената вода от ВС-1 и ВС-2 за период от 10 години. Вариант Б

Анализ на резултатите. Изводи

Въз основа на резултатите от моделните изследвания при условията на двата гранични варианта могат да се направят следните по-важни обобщения и изводи:

• Вариант А

- Инжекционните сондажи поглъщат общо 5.5 l/s, от които около 80% постъпват обратно в черпателните сондажи и формират приблизително 39% от общия черпен дебит. Другите 20% от инжектираната в пласта вода преминава с естествения подземен поток на С3. В черпателните сондажи от ЮИ постъпват около 6.7 l/s.
- Температурата на добиваната вода варира в съответствие със сезонната работа на системата, като измененията след втората година са с периодична годишна повторяемост и са в интервала между 12.1°C и 15.3°C (в ВС-1), респ. между 12.8°C и 14.8°C (в ВС-2) – виж фиг. 8. През първата година от експлоатацията температурите са малко по-ниски – в интервала от 11.2°C до 14.5°C (в ВС-1) и от 11.8°C – 14.0°C (в ВС-2).

• Вариант Б

- От поглъщаните 11 l/s около 58 % (6.38 l/s) се връщат в черпателните сондажи, а останалите 42 % (4.62 l/s) отиват на С3 с общия подземен поток. Последното количество се компенсира в черпателните сондажи от водопритока, постъпващ от ЮИ.

- Температурата на добиваната вода варира между 11.5°C и 16.8°C (в ВС-1) и между 12°C и 16°C (в ВС-2), като промените след втората година, както в предишния случай, са с периодична годишна повторяемост (фиг. 9). През първата година от експлоатацията температурите и в този случай са малко по-ниски – в интервала от 11.2°C до 16.0°C (в ВС-1) и от 11.4°C до 15.4°C (в ВС-2).
- При този вариант може да се реинжектира цялото водно количество при нива във вече изградените поглъщащи сондажи на не повече от 0.5 m под терена. Тази схема е видимо неприемлива, тъй като интензивното покачване на подземните води ще засегне фундаментите и подземията на съседните сгради.

Комплексният анализ на резултатите от моделните изследвания дава основание да се направи заключението, че оптималният експлоатационен режим на изградената циркулационна система съответства на възприетите във Вариант А условия, като се направи едно много важно допълнение. То е свързано с факта, че само 50% от отработената вода е възможно да бъде върната в пласта без това да доведе до оводняване на съседните сгради. Останалите 50% са "излишни" и трябва да се отвеждат. Подходящ водоприемник в случая е езеро "Дружба",стоящо на около 250 m от обекта. То е част от кватернерния водоносен хоризонт, в който ще работи сондажната система, така че водният баланс на този хоризонт няма да бъде нарушен. Същевременно, отвеждането на "излишната" вода в езерото не може да предизвика екологични вреди, тъй като (1) тя е със същото качество като това на водата от езерото (това е вода от един и същ водоносен хоризонт); (2) Температурата на отвежданата вода – около 6°C (зимата) и 22-24°C (лято) е напълно съизмерима с обичайните естествени температури в езерото.

Друг възможен вариант сондажната система да работи с балансиран дебит без да оводнява съседните сгради, е изграждането на още 5-6 инжекционни сондажа (при ниво в тях на 3 m под терена). Този вариант не е разглеждан в рамките на това изследване.

Литература

- Гълъбов, М. М., П. П. Пенчев. 1986. *Решаване на приложни хидрогеоложки задачи с помощта на ЕИМ*. С., Техника, 374 с.
- Гълъбов, М. М., Н. Т. Стоянов. 2011. *Термохидродинамика на геотермалните находища*. С., Изд. "В. Недков", 202 с.
- Andersen, P. F. 1993. A manual of instructional problems for the Modflow model. – In: *Center for Subsurface Modeling Support, EPA 600/R-93/010*.
- Harbaugh, A. W., M. G. McDonald. 1996. Documentation for Modflow-96, an update to the USGS modular finite-difference ground-water flow model. – *USGS Open-File Report 96-486*, 56 p.
- Harbaugh, A., E. Banta, M. Hill, M. McDonald. 2000. Modflow-2000, The USGS modular groundwater model – user guide to modularization concepts and the groundwater flow process. – *Open-File Report 00-92, USGS*, 130 p.

ОПРЕДЕЛЯНЕ НА МИГРАЦИОННИТЕ ПАРАМЕТРИ С ОТЧИТАНЕ НА РЕГИОНАЛНАТА ХИДРОДИСПЕРСИЯ ПРИ ИМПУЛСЕН ИЗТОЧНИК

Николай Т. Стоянов

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

РЕЗЮМЕ. Предложеният метод за определяне на миграционните параметри на пореста среда отчита количествено регионалната хидродисперсия (макрохидродисперсията) на вещество, като разсейването на постъпилия във водоносния пласт индикатор се разглежда като функция на мащаба на опита. Процесът се описва с аналитично решение на частното диференциално уравнение на миграцията при импулсен източник и допускане, че дисперсивността α зависи експоненциално от дължината x на преминатия от замърсителя (индикатора) път. В програмната реализация на метода е включена оптимизационна процедура, използваща алгоритъма на Levenberg-Marquardt. Идентификацията на миграционните параметри се базира на автоматизирано сравняване на опитните данни със серия от теоретични криви. С компютърната програма могат да се обработват данни от по-едромащабни миграционни опити с импулсен източник по две схеми – водочерпателни опити и опити в естествен поток. По този начин се определят миграционните параметри активна порестост n_0 , надлъжна дисперсивност $\alpha_{L\infty}$ при $x \rightarrow \infty$, характеристична дължина на надлъжната дисперсивност L_{CL} и коефициент на елиминиране γ .

ESTIMATION OF MASS TRANSPORT PARAMETERS TAKING INTO ACCOUNT THE REGIONAL HYDRO-DISPERSION IN CASE OF AN IMPULSE INPUT OF TRACER

Nikolay T. Stoyanov

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

ABSTRACT. The proposed method for estimation of mass transport parameters of porous medium takes quantitatively into account the regional hydro-dispersion (macro hydro-dispersion) of the substance, i.e. the dispersion of the tracer that entered the aquifer is regarded as a function of the scale of the experiment. The process is described by the analytical solution of the partial differential equation for the migration in case of a pulse source and the assumption that dispersivity α depends exponentially on the length x of the track passed by the pollutant (tracer). An optimization procedure based on the Levenberg-Marquardt algorithm is included in the program realization of the proposed technique. The identification of the mass transport parameters is based on an automatic comparison between test data and a set of theoretical curves. The developed computer program can be used for processing of data from large-scale experiments performed with impulse input of tracer in case of two test schemes - pumping tests and tests when natural flow is present. In such a way are estimated the mass transport parameters active porosity n_0 , longitudinal dispersivity $\alpha_{L\infty}$ in case $x \rightarrow \infty$, characteristic length of longitudinal dispersivity L_{CL} , and decay constant γ .

Въведение

В представените в различни литературни източници идентификационни методи за обработка на резултатите от индикаторни тестове обикновено се приема априори, че коефициентът на дисперсивност е постоянна величина ($\alpha = \text{const}$), характеризираща геометрията на поровото пространство, която не зависи от дължината на преминатия от индикатора път (Гълъбов, Пенчев, 1984; Sauti, Kinzelbach, 1988; Bear, 1979; Freeze, Cherry, 1979; Стоянов, 2006; 2012; и др.). От това следва, че и хидродисперсията или разсейването на индикатора във водоносния пласт не зависи от мащаба (размерността) на провеждания експеримент. Подобно разбиране за хидродисперсията е напълно приемливо при локален мащаб на разглеждане. Съвсем различни са, обаче, условията за развитие на процеса в регионален мащаб.

Въз основа на анализа на резултатите от голям брой практически изследвания за определяне на надлъжната дисперсивност α_L редица автори (Neuman, 1990; Adams, Gelhar, 1992; Gelhar et al., 1992; и др.) установяват ясно отличима връзка между мащаба на конкретното изследване (L_s) и определените стойности за коефициента на надлъжна дисперсивност α_L . Според същите автори мащабът на изследване се определя от разстоянието, което е изминал изследваният индикатор в хода на провеждания опит. Установено е, че дисперсивността нараства с увеличаването на L_s и това противоречи на закономерностите, установени в локален мащаб на изследване, където подобна зависимост не съществува.

Така описаният механизъм на регионалната хидро-дисперсия (макрохидродисперсия) черпи практически доказателства от проведените продължителни опити в полеви условия, при които е определяна концентрацията

на изследваните ингредиенти в голям брой точки от миграционното поле. Христоматийни примери са продължителите с години опити в района на:

- Бордън, Онтарио, Канада (Maskay et al., 1986; Freyberg, 1986);
- Кейп Код, Мазачузетс, САЩ (LeBlanc et al., 1991; Garabedian et al., 1991);
- Военно-въздушна база "Колумбия", Мисисипи, САЩ (Adams, Gelhar, 1992; Boggs et al., 1992).

Главният извод от тези мащабни изследвания е, че дисперсивността е функция на пространствените координати и нараства с увеличаването на пътя, изминат от съответния индикатор. Основните практически следствия са: (1) Разсейването (дисперсията) на индикатора се увеличава във времето много по-интензивно и скоростта на миграция е значително по-висока, в сравнение с класическите представи за процеса на хидродисперсия. (2) При импулсно постъпване на индикатора, зоната с максимална концентрация се движи със скорост по-ниска от тази на конвективния пренос.

Предложеният метод за идентификация на миграционните параметри на пореста среда отчита процесите на макрохидродисперсия. С него могат да се обработват данни от едромасщабни миграционни тестове, изпълнени по схемата водочерпателен опит или по схемата опит в естествен поток. Разработената компютърна програма включва аналитично решение на уравнението на едномерната миграция в случая на импулсен източник и при допускането, че надлъжната дисперсивност зависи експоненциално от дължината на преминатия от индикатора път. Алгоритъмът за идентификация на търсените параметри включва автоматичното сравнение на опитните данни с теоретични зависимости. В програмата е имплементирана и една от най-добрите оптимизационни процедури – алгоритъма на Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1961).

Основни опитни схеми

Основните опитни схеми за провеждане на едромасщабни полеви индикаторни тестове с импулсно постъпване на индикатора са: опит в условията на естествен филтрационен поток; водочерпателен опит с постоянен дебит.

Опитите в условията на естествен поток са подходящи за водоносни пластове и зони, характеризирани се с несложна структура на филтрационното поле и относително висока скорост на подземното течение. Експерименталните участъци включват два или повече сондажа, които са разположени така, че пуснатият индикатор в един от сондажите (пускателен сондаж), да мигрира под влияние на естествения поток и да достигне до останалите сондажи (наблюдателни сондажи). При произволна конфигурация на сондажите, протичащите по време на опита филтрационните и миграционни процеси, са двумерни. Ако, обаче, сондажите са разположени по една токова линия, е напълно допустимо процесите да се разглеждат като едномерни.

Водочерпателната опитна схема съкращава значително продължителността на експеримента и е препоръчително

да се използва в случаи на по-сложна структура на филтрационното поле или при ниски скорости на подземния поток. Опитният участък включва три сондажа – пускателен, наблюдателен и водочерпателен, които са разположени по една права линия. Водочерпенето се провежда с постоянен дебит, т.е. опитът протича в условията на едномерна радиална филтрация. Често водочерпателният сондаж се използва и като наблюдателен, но това не е много коректно, тъй като в близост до него структурата на филтрационния поток е силно нарушена.

Предложеният метод за обработка на резултатите от индикаторни тестове по описаните опитни схеми е базиран на следните допускания:

- филтрационната среда е порест тип, хомогенна и изотропна;
- филтрационното поле е стабилизирано и едномерно;
- скоростта на филтрация v е постоянна;
- фоновата концентрация на индикатора c_0 е постоянна;
- индикаторът постъпва импулсно, като за много кратък период определено количество от него с маса ΔM се инжектира в пусковия кладенец;
- концентрационното поле е нестабилизирано и едномерно, като концентрацията на индикатора c се описва с функцията $c = f(x, t)$;
- в хода на опита в наблюдателния сондаж се следи изменението на концентрацията на индикатора $c(t)$.

Математически модел на миграцията с отчитане на регионалната хидродисперсия при импулсен източник

Едномерната миграция на индикатор в еднороден водоносен пласт с отчитане на конвективния пренос, сорбцията, необратимото елиминиране и дисперсията (при условие, че $\alpha_L = \text{const}$), т.е. за локален мащаб на разглеждане, се описва с представеното в (Стоянов, 2012; и др.) частното диференциално уравнение от вида:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\alpha_L v}{n_S} \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - \frac{v}{n_S} \frac{\partial c}{\partial x} - \gamma c \quad (1)$$

където: c – концентрация на индикатора в течната фаза, ML^{-3} ; v – скорост на филтрация (по Darcy), LT^{-1} ; α_L – коефициент на надлъжна дисперсивност, L ; n_S – сорбционна порестост, без дименсия; γ – коефициент на елиминиране, T^{-1} ; x – пространствена координата, L ; t – времева координата, T .

Следва да се отбележи, че ако индикаторът е инертен, т.е. не взаимодейства с филтрационната среда, сорбционната порестост n_S в уравнение (2) следва да се замени с активната порестост n_0 (също без дименсия).

В предложения от Pickens и Grisak (1981) класически подход за оценка на регионалната хидродисперсия се приема, че надлъжната дисперсивност α_L зависи експоненциално от дължината x на преминатото от

замърсителя (индикатора) разстояние. За количествено определяне на тази връзка те предлагат зависимостта:

$$\alpha_L(x) = \alpha_L \infty (1 - \exp(-x/L_C)) \quad (2)$$

където: $\alpha_L \infty$ – коефициент на макродисперсивност (стойност на надлъжната дисперсивност α_L , която се достига при $x \rightarrow \infty$), L ; L_C – характеристична дължина на надлъжната дисперсивност, L .

За регионален мащаб на разглеждане едномерната миграцията на индикатора в еднороден водоносен пласт, в съответствие с уравнение (1) и формула (2) може да се опише с частното диференциално уравнение:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\alpha_{L\infty} (1 - \exp(-x/L_C))v}{n_S} \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - \frac{v}{n_S} \frac{\partial c}{\partial x} - \gamma c \quad (3)$$

В хидрогеоложката литература са представени голям брой аналитични решения на уравнение (1) в различни негови модификации и изведени при различни начални и гранични условия. Най-общото от тях е получено за произволно изменение на концентрацията в точката на постъпване на замърсителя (Гълъбов, 1979). Решенията за източници с постоянна концентрация при непрекъснато, пакетно или импулсно постъпване на замърсители са цитирани и прилагани от много автори (Hunt, 1978; Bear, 1979; Freeze, Cherry, 1979; Kinzelbach, 1986; Гълъбов, Пенчев, 1986; Sauti, Kinzelbach, 1988; Стоянов 2006; 2012; и др.). Някои от тях са изведени за импулсен източник и при експоненциално изменение на дисперсивността (Sauti, Kinzelbach, 1988; и др.). Аналитичното решение на уравнение (3) за импулсен източник след незначителни преобразования, съобразени с вече направените, има вида:

$$c(x,t) = \frac{\Delta M}{F n_S \sqrt{\pi} \sqrt{\frac{4\alpha_{L\infty} v t}{n_S} \left(1 + \frac{n_S L_C}{v t} \left(\exp\left(\frac{-vt}{n_S L_C}\right) - 1 \right) \right)}} \times \exp\left(-\frac{\left(x - \frac{vt}{n_S} \right)^2}{\frac{4\alpha_{L\infty} v t}{n_S} \left(1 + \frac{n_S L_C}{v t} \left(\exp\left(\frac{-vt}{n_S L_C}\right) - 1 \right) \right)} \right) \exp(-\gamma t) \quad (4)$$

където: $c(x,t)$ – концентрация на индикатора в наблюдателния сондаж в момент t от началото на опита, ML^{-3} ; ΔM – маса на постъпилния замърсител, M ; F – площ на сечението, през което мигрират замърсителите, L^2 ; x – разстояние между пусковия и наблюдателния кладенец, L .

Предлаганият метод за обработка на резултатите от полеви тестове с импулсно постъпване на индикатора и при отчитане на регионалния мащаб на експеримента се базира на напълно автоматизирано сравняване на опитните данни със серия от теоретични криви, всяка от които се описва с уравнение (4). Големият брой теоретични криви се получават чрез вариране на

търсените параметри n_0 , n_S , $\alpha_{L\infty}$, L_C и γ , които присъстват като константи в същото уравнение.

Автоматичното сравнение на опитните данни с теоретичните криви се извършва посредством оптимизационна процедура, включваща алгоритъма на Levenberg-Marquardt. Тази процедура е подробно описана в литературата (Marquardt, 1961; Brown, Dennis, 1972; Стоянов, 2004; и др.).

Реализация на метода в програма TT1DMI-E

Предлаганият метод е реализиран в алгоритъма на програма TT1DMI-E. Разработена е на C++ за операционна система WINDOWS. Програмата включва четири модула.

Модул за въвеждане и редактиране на входните данни

Входните данни включват:

- разстояние между пусковия и наблюдателния кладенец x , m ;
- скорост на филтрация v , m/d ;
- фонова концентрация c_b , g/l ;
- относителна маса на индикатора $\Delta M/2F$, g/m^2 ;
- текстов файл с данни за изменението на концентрацията в наблюдателния кладенец $c_i = f(t_i)$ в g/l , където t_i е времето в min от началото на опита до i -тото измерване.

Данните за x , v , c_b и $\Delta M/2F$ се въвеждат в диалогов режим. Измерените в наблюдателния кладенец стойности на концентрацията c_i в моменти t_i се въвежда от предварително създаден външен файл с разширение *.xls. Допълнително като входни данни се задават начални стойности на търсените параметри (n_0 , n_S , $\alpha_{L\infty}$, L_C и γ) и възможните граници на тяхното изменение. При обработването на данни от опити с индикатори, които не се разпадат или утаяват, идентификацията се изпълнява след изключване на параметъра γ .

Модул за минимизация

Този модул търси минимума в разликите между опитните данни и теоретичните криви при различни стойности на n_0 , n_S , $\alpha_{L\infty}$, L_C и γ , като използва алгоритъма на Levenberg-Marquardt. Програмата позволява визуално да се следи степента на несъответствието между измерените стойности и теоретичните криви. Установените разлики се редуцират чрез вариране на границите на изменение на търсените параметри.

Модул за моделиране на миграцията

Модулът изчислява теоретичните стойности на концентрациите в наблюдателния кладенец c_i по предварително зададени стойности на търсените параметри. Изчисленията се правят по уравнение (4).

Модул за извеждане на крайните резултати

Този модул прави запис на крайните резултати в два външни текстови файла. Първият изходен файл съдържа получените стойности на n_0 , n_S , $\alpha_{L\infty}$, L_C и γ , а във втория са записани данните от реалните измервания и тези от апроксимиращата ги теоретична крива. За визуализацията на резултатите може да се ползват някои от стандартните програми за графична обработка на 2D данни.

Компютърна програма TT1DMI-E работи в графична среда под управление на операционна система WINDOWS, където става визуализацията на междинните и окончателните резултати във вид на графики и таблици.

Тестване на програмата

Програма TT1DMI-E е тествана за оценка на: грешката при идентификацията на миграционните параметри от теоретични криви, определени при предварително задаване на техните стойности; шумоустойчивостта на решението.

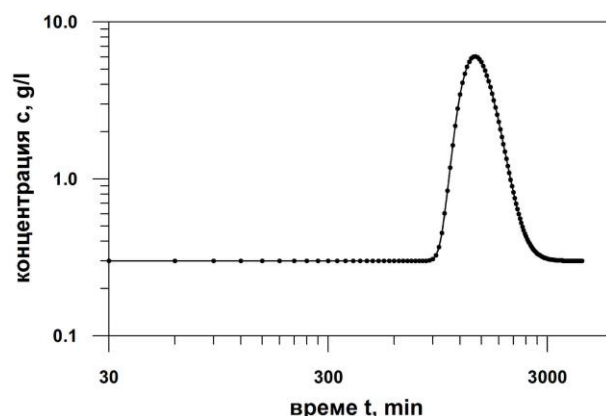
Първата проверка е направена като по предварително зададени стойности на n_s , $\alpha_{L\infty}$, L_c и γ са изчислени стойностите на концентрацията на индикатора в наблюдателния кладенец c_i в определени моменти t_i . При изчисленията се приема, че разстоянието между пусковия и наблюдателния кладенец е $x = 10$ m, скоростта на филтрация е $v = 1$ m/d, фоновата концентрация е $c_b = 0.3$ g/l, масата на постъпилния индикатор е $\Delta M = 25$ g, а напречното сечение е $F = 10$ m. След това е направена идентификация на параметрите n_s , $\alpha_{L\infty}$, L_c и γ като изчисленията при горните условия стойности на зависимостта $c_i = f(t_i)$ са обработени с програма TT1DMI-E.

Изчислените концентрации на индикатора в наблюдателния кладенец c_i в моменти t_i са представени с точки на фиг. 1. На същата фигура с плътна линия е дадена и получената с програма TT1DMI-E идентификационна крива. Предварително зададените стойности на n_s , $\alpha_{L\infty}$, L_c и γ и резултатите от извършената с програмата идентификационна процедура са представени в таблица 1.

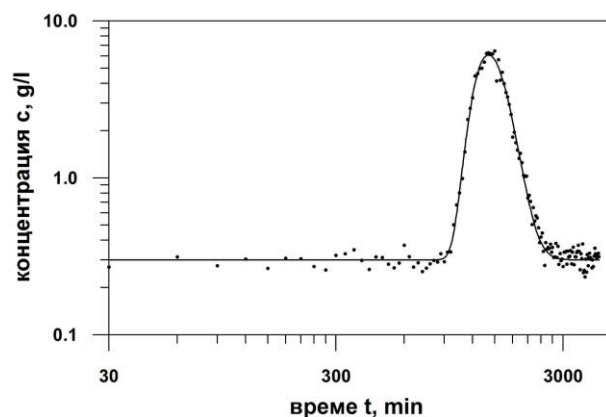
Резултатите от първата проверка показват, че идентифицираните с програма TT1DMI-E стойности за n_s , $\alpha_{L\infty}$ и L_c почти съвпадат и или са твърде близки (с вариации около 1-2%) до предварително приетите стойности на търсените параметри. Единствено идентификационната грешка за γ е малко по-голяма, но не достига 5 %. Това доказва голямата достоверност на решението до степен близка на точността на използваното в съответната програма аналитично решение.

Втората проверка дава оценка за шумоустойчивостта на полученото решение. За тази цел към теоретично определените стойности на концентрацията на индикатора в наблюдателния сондаж c_i е добавен случаен, нормално разпределен шум с отклонения от тези стойности с 1, 2.5, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45 и 50 %. Добавянето на шума цели да моделира възможни грешки от различно естество, които могат да възникнат при практическото провеждане на експериментите. Така теоретичните стойности в тестовите примери ще се доближат максимално до реално измерваните в полеви условия концентрации. След зашумяването всяка от получените зависимости $c_i = f(t_i)$ е обработена с програма TT1DMI-E. На фигури 2, 3 и 4 са дадени с плътна линия получените идентификационни криви при зашумяване на теоретичните стойности с 10 %, 20% и 30%. На същата фигура зашумените стойности на функцията $c_i = f(t_i)$ са представени с точки.

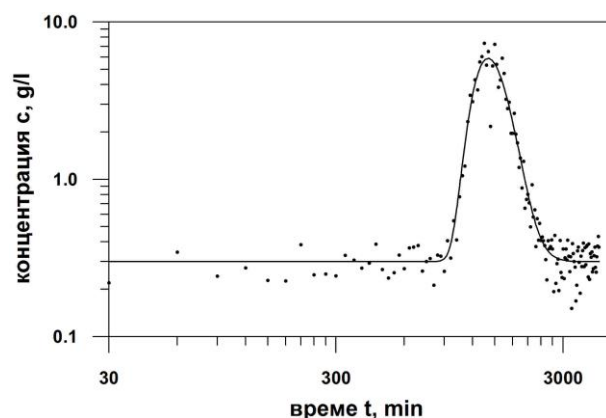
Стойностите на n_s , $\alpha_{L\infty}$, L_c и γ са, изчислени при различно ниво на шума са сравнени с тези, получени при незашумени входни данни. На фигури 5, 6 и 7 е представена връзката между % на грешката при идентифициране на параметрите и % на шума.



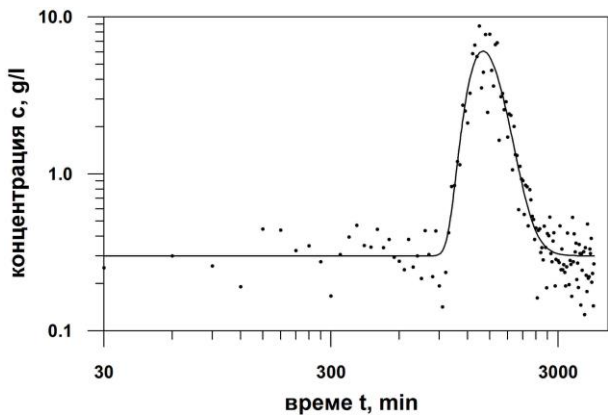
Фиг. 1. Тестов пример без шум



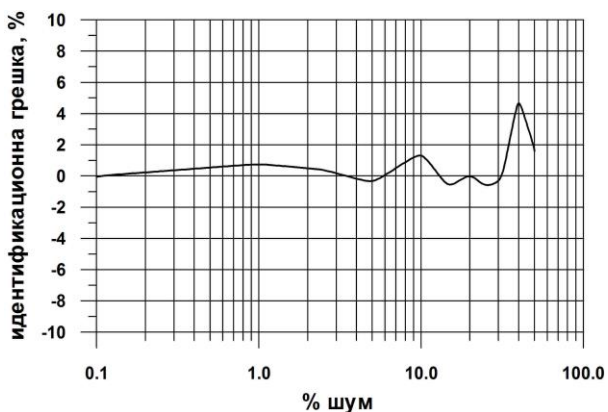
Фиг. 2. Тестов пример с 10% шум



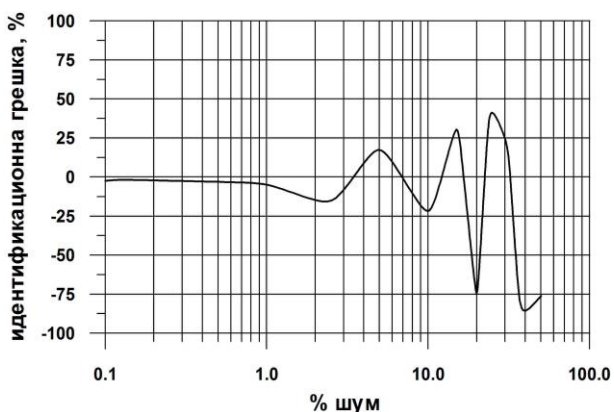
Фиг. 3. Тестов пример с 20% шум



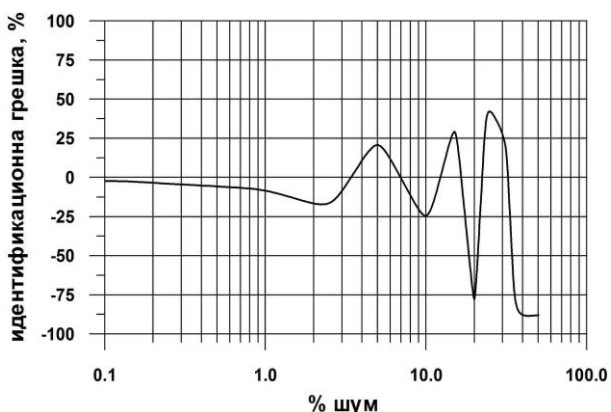
Фиг. 4. Тестов пример с 30% шум



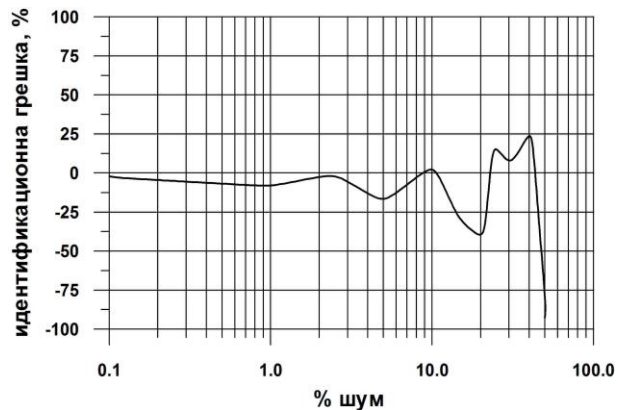
Фиг. 5. Идентификационна грешка при определяне n_s



Фиг. 6. Идентификационна грешка при определяне на $\alpha_{L\infty}$



Фиг. 7. Идентификационна грешка при определяне на L_c



Фиг. 8. Идентификационна грешка при определяне на γ

Таблица 1. Резултати от идентификационната процедура

Миграционен параметър	n_s	$\alpha_{L\infty}$ m	L_c m	γ d^{-1}
Предварително зададена стойност	0.1	2.63	100	0.1
Идентифицирана с TT1DMI-E стойност	0.0999	2.5881	97.7	0.0953
Идентификационна грешка, %	0.1	1.6	2.3	4.7

Внимателния анализ на резултатите от направеното изследване за шумоустойчивост на идентификационните решения позволява да се направят следните по-важни обобщения и изводи:

- Сорбционната порестост n_s , респ. и активната порестост n_0 се идентифицират съвсем точно, като получените решения на практика не се влияят съществено от симулирания шум във входните данни. Идентификационната грешка не надхвърля 2% дори при стойности на шума до 20-30%, а при по-голямо зашумяване (около 50%) грешката остава под 5% (вж. фиг. 5).
- Твърде по-неустойчиво е решението за надлъжната макродисперсивност $\alpha_{L\infty}$ и свързаната с нея характеристична дължина L_c . Единствено при много нисък шум (под 1%) идентификационната грешка е съвсем незначителна – под 5%. При по-високи стойности на шума до (10-15%) грешката достига до 20-25%, без да надхвърля тези стойности (фиг. 6 и 7). Допълнителното нарастване на шума води до напълно неприемливо високи стойности на грешката.
- Подобна чувствителност към шума се установява и при решенията за коефициента на елиминиране γ . При шум до 10% идентификационната грешка е под 15%. По-голямото зашумяване на входните данни е причина за силно вариране на грешката, която е най-често в границите от 10 до 35-40%. При 45-50% шум грешката е вече над 90% (фиг. 8).

С разработената програма TT1DMI-E с достатъчна точност могат да се интерпретират резултатите от индикаторни тестове с импулсен източник, ако грешките при измерването на концентрациите при провеждане на

опитите не надхвърлят 10%. Точността на идентификацията ще се повиши многократно, ако грешките при полевите измервания са сведени под 1-2%. Ето защо, използване на програмата трябва да се предшества от добро планиране и изпълнение на опитната схема, от прецизен анализ на допуснатите в хода на теренните работи неточности и грешки и от внимателен подбор на опитните резултати.

Заклучение

Представените тестове и проверки за устойчивост на решението показват, че предложеният метод и разработената програма TT1DMI-E могат успешно да се използват за идентифициране на миграционните параметри активна порестост n_0 , сорбционна порестост n_s , коефициент на надлъжна макродисперсивност $\alpha_{L\infty}$ и коефициент на елиминиране γ по данни от едромасщабни полеви индикаторни опити при импулсен източник. Основни предимства на метода са в цялостната автоматизирана обработка на данните и в нагледната визуализация на полученото крайно решение.

Литература

- Бочевер, Ф. М., Н. Н. Лапшин, А. Е. Орадовская. 1979. *Защита подземных вод от загрязнения*. М., Недра, 254 с.
- Веригин, Н. Н. (ред.). 1977. *Гидродинамические и физико-химические свойства горных пород*. М., Недра, 272 с.
- Гълъбов, М. М. 1979. Динамика загрязнителей в водоносном пласте при переменной интенсивности загрязнения на границе. – In: *Wissensch. Konf. Simul. Migration im Grundwasser, Dresden*, 94-100.
- Гълъбов, М. М., П. П. Пенчев. 1984. К методике определения гидрогеологических параметров массопереноса в водоносных пластах. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 3, 221-230.
- Гълъбов, М. М., П. П. Пенчев. 1986. *Решаване на приложни гидрогеоложки задачи с помощта на ЕИМ*. С., Техника, 374 с.
- Мироненко, В., В. Румынин. 1986. *Опытно-миграционные работы в водоносных пластах*. М., Недра, 238 с.
- Пенчев, П., Б. Великов. 1979. Методически особености на лабораторните определения на някои основни физикохимични и хидродинамични параметри на замърсителите в подземните води. – *Хидротехника и мелиорация*, 10, 22-24.
- Стоянов, Н. 2003. *Оценка и прогнозиране на замърсяването на подземните води от дела 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, 36-41.
- Стоянов, Н. 2012. Идентификация на миграционните параметри на пореста среда по данни от тестове с

- импулсно подаване на индикатора. – *Год. МГУ “Св. Иван Рилски”*, 55, Св. I, *Геол. геоф.*, 134-139.
- Adams, E. E., L. W. Gelhar. 1992. Field study of dispersion in a heterogeneous aquifer: 2. Spatial moments analysis. *Water Resour. Res.*, 28, 12, 3292-3307.
- Bear, J. 1979. *Hydraulics of Groundwater*. McGraw-Hill, New York, 569 p.
- Boggs, J. M., E. E. Adams. 1992. Field study of dispersion in a heterogeneous aquifer: 4. Investigation of adsorption and sampling bias. – *Water Resour. Res.*, 28, 12, 3225-2245.
- Brown, K. M., J. E. Dennis. 1972. Derivative free analogues of the Levenberg-Marquardt and Gauss algorithms for nonlinear least squares approximations. – *Numerische Mathematik*, 18, 289-297.
- Freeze, R. A., J. A. Cherry. 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, New Jersey, Englewood Cliffs, 604 p.
- Freyberg, D. L. 1986. A natural gradient experiment on solute transport in sand aquifer: 2. Spatial moments and the advection and dispersion of non-reactive tracers. – *Water Resour. Res.*, 22, 13, 2031-2046.
- Fried, J. J. 1975. *Groundwater Pollution*. Elsevier, New York, 330 p.
- Garabedian, S. P., D. R. LeBlanc, L. W. Gelhar, M. A. Celia. 1991. Large-scale natural gradient tracer test in sand and gravel, Cape Cod, Massachusetts: 2. Analysis of spatial movements for a non-reactive tracer. – *Water Resour. Res.*, 27, 5, 911-924.
- 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.
- Hunt, B. 1978. Dispersive sources in uniform groundwater flow. – *J. Hydraulics Division, Am. Soc. Civil Eng.*, 104, 1, 75-85.
- Kinzelbach, W. 1986. *Groundwater Modelling. An introduction an sample programs in BASIC*. Elsevier, 333 p.
- LeBlanc, D. R., S. P. Garabedian, K. M. Hess, L. W. Gelhar, R. D. Quadri, K. G. Stollenwerk, W. W. Wood. 1991. Large-scale natural gradient tracer test in sand and gravel, Cape Cod, Massachusetts: 1. Experimental design and observed tracer movement. – *Water Resour. Res.*, 27, 5, 890-910.
- Mackay, D. M., D. L. Freyberg, P. V. Roberts, J. A. Cherry. 1986. A natural gradient experiment on solute transport in sand aquifer: 1. Approach and overview of plume movement. – *Water Resour. Res.*, 22, 13, 2017-2030.
- Marquardt, D. W. 1961. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. – *J. Soc. Ind. Appl. Math.*, 2, 431-441.
- Neuman, S. P. 1990. Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media. – *Water Resour. Res.*, 26, 8, 1749-1758.
- Pickens, J. F., G. E. Grisak. 1981. Modeling of scale-dependent dispersion in hydrogeologic systems. – *Water Resour. Res.*, 17, 5, 1701-1711.
- Sauty, J., W. Kinzelbach. 1988. On the identification of the parameters of groundwater mass transport. *Groundwater flow and quality modelling*. – *NATO ASI Series*, 33-56.

ОБЗОР НА ТЕХНОЛОГИИТЕ И ТЕХНИЧЕСКИТЕ СРЕДСТВА ЗА ПРОВЕЖДАНЕ НА ЛИКВИДАЦИОННИ РАБОТИ В НЕФТЕНИ И ГАЗОВИ СОНДАЖИ

Румен Кулев

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

РЕЗЮМЕ. В настоящата статия е представен обзор на технологиите и техническите средства за провеждане на ликвидационни работи в нефтени и газови сондажи. Обобщени са причините за тяхното провеждане. Разгледани са три от най-често срещаните, в практиката, варианти за ликвидиране на сондажите. Те са свързани, преди всичко с особености на конструкцията на сондажите, със ликвидация на сондажи, преминаващи през водоносни хоризонти и с ликвидационни работи, провеждани в сондажи, в които са установени задколонни притоци или миграция на флуид в задтръбното пространство.

OIL AND GAS WELLS ABANDONING EQUIPMENT AND TECHNOLOGY

Rumen Kulev

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

ABSTRACT. This paper presents oil and gas abandonment equipment and technology. Shown are the reasons for those operations. In the paper three most common cases are discussed. Those cases include well passing through aquifer, bad cemented casing strings and annular fluid flow.

Въведение

Всеки прокаран сондаж е с ограничен експлоатационен ресурс. Често срещано явление е сондажите, изпълнили своето предназначение, да се изоставят и да се прекрати тяхното обслужване. Рано или късно това води до появата на редица проблеми, свързани с:

- корозия на подземното оборудване и спуснатите обсадните колони (ОК);
- загуба на херметичност на резбовите съединения;
- корозия и нехерметичност на циментовия пръстен в задколонното пространство и др.

В този смисъл, сондажите чието използване в даден момент се явява нецелесъобразно, подлежат на ликвидация. Причините за провеждане на ликвидационни работи в тях, могат да бъдат следните:

- възникване на сложни аварии при доказана невъзможност за тяхното отстраняване, както и при невъзможност за използване на сондажите за други цели, например като нагнетателни, наблюдателни и др.;
- пълното отсъствие на нефтогазонаситени хоризонти след прокаране на сондажите;
- оводняване на сондажите, прокарани като експлоатационни, при отсъствие на необходимост от тяхното понататъчно използване;
- сондажи прокарани за нагнетяване на пластови и отпадни води при експлоатацията на подземни газохранилища, оказали се в неблагоприятни геоложки условия;

- сондажи престояли като консервирани повече от 10 години и които в следващите 5 години не се предвижда да бъдат въведени в експлоатация, или сондажи при които по данни от проведени изследвания за техническото състояние на колоните и циментовия камък, е нецелесъобразно да останат в състояние на консервация;
- прокарани сондажи в санитарно защитени зони, населени места, вододайни зони и др.

В страните, в които се провеждат значителни обеми геоложки проучвания и сондажни работи са разработени нормативни документи под формата на инструкции или методики за реда на провеждане на ликвидационни работи или консервация на сондажите. Например, в Русия тези дейности се извършва в съответствие с утвърдена инструкция, чиито изисквания се явяват задължителни за всички предприятия и организации осъществяващи проектиране, експлоатация, консервация и ликвидация на сондожи (РД-08-71-94, Москва, 1994). В тази инструкция са разписани и общите положения и реда за консервация на сондажите, като всички дейности по ликвидацията или консервацията на същите се контролират от Държавен технически надзор.

В САЩ и Канада също има разработени правила за провеждане на консервационни и ликвидационни работи в сондажите. Тези правила за САЩ са общи (федерални), както и регионални (щатски), които са разработени и съобразени с конкретните условия. Например, в щата

Колорадо е разработена инструкция за провеждане на ликвидационни работи в сондажи, преминаващи през водоносни хоризонти (Operators Handbook, 2006).

Технологии и технически средства за провеждане на ликвидационни работи в сондажите

Процеса на ликвидация на сондажите изисква изготвяне на проект, съгласуван с различни държавни институции. Той показва операциите които се провеждат на сондажа, начина на тяхното прилагане и използваните технически средства, а така също и контролът на целия процес. Обемът и характера на ликвидационните работи, в значителна степен зависят от състоянието на ствола на сондажа, от неговата конструкция и предназначение.

При провеждането на операции по ликвидиране на нефтени и газови сондажи основно се прилага технология, състояща се в поставяне на изолационни циментови мостове в тях. Като правило се прилагат следните два метода: поставяне на циментови мостове по метода на заместването, или така наречения "циментов мост на баланс"; поставяне на циментови мостове под налягане чрез използване на циментационен пакер.

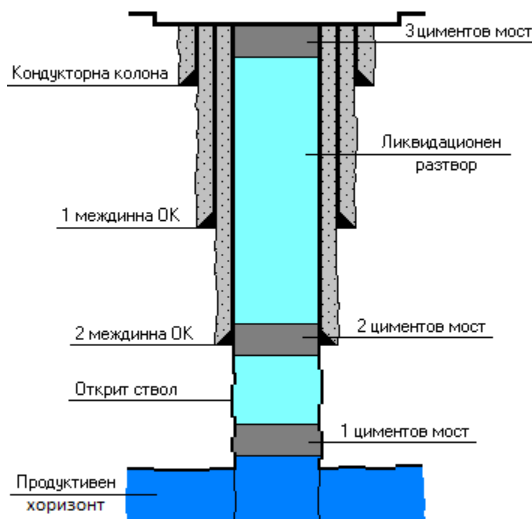
Конкретните условия и поставената цел са определящи при избора на един от двата метода. В практиката не съществува унифицирана технология за ликвидиране на сондажите. Тук отново конкретните условия за дадено находище или газохранилище, геоложкия разрез и наличието или отсъствието на пластови води, както и редица други фактори, са водещи за избора на една или друга технология.

В настоящата статия са разгледани три от най-често срещаните, в практиката, варианти за ликвидиране на сондажите. Те включват: сондажи с особености на конструкцията, като например такива в които не е спусната експлоатационна обсадна колона (ЕК); сондажи, преминаващи през водоносни хоризонти; сондажи, в които са установени задколонни притоци или миграция на флуид в задтръбното пространство, причина за което е корозия или лоша връзка на циментовия камък с обсадните колони.

Технология за провеждане на ликвидационни работи в сондажи в които са спуснати само междинни обсадни колони.

Тази технология се прилага при ликвидиране на проучвателни сондажи и се състои в следното: след провеждане на попълни изследвания и при установени отсъствие или слаби нефтогазопроявления от продуктивния хоризонт, които нямат промишлено значение, отпада необходимостта от спускане на ЕК в сондажа. При това положение, след взимане на решение за ликвидиране на сондажа, в открития ствол над продуктивния хоризонт, се поставя циментов мост по метода на равновесното заместване, като неговата височина е 30-50 m. Ако в разреза не са установени минерализирани напорни води или сероводородни води, се допуска изрязване и изваждане на части или цели ОК, като срещу обувката на последната спусната колона се поставя циментов мост със същата височина. На устието на сондажа, също се поставя

циментов мост с височина, минимум 30 m. След приключване на периода на свързване на циментовия разтвор, всеки циментов мост се изпитва на херметичност. На фигура 1 е показана принципната схема за ликвидация на сондаж при отсъствие на ЕК.

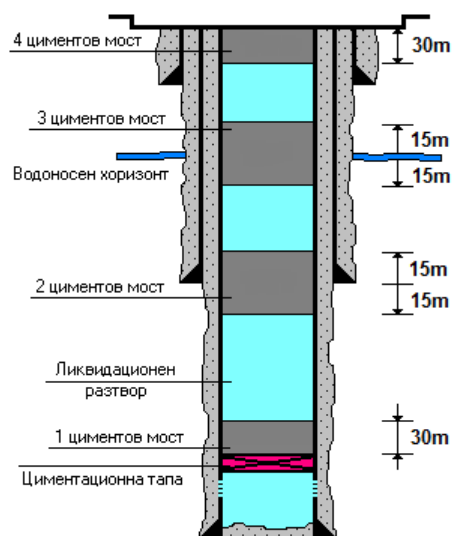


Фиг. 1. Принципна схема за ликвидация на сондаж при отсъствие на експлоатационна колона

Пространството между циментовите мостове се запълва с ликвидационен разтвор, представляващ глинеста промивна течност с плътност 1010-1030 kg/m³.

Технология за провеждане на ликвидационни работи в сондажи, преминаващи през водоносни хоризонти

Представената технология се прилага при ликвидиране на сондажи, преминаващи през водоносни хоризонти. В конкретно разглеждания случай, водоносния хоризонт е разположен над обувката на спуснатата в сондажа и циментирана междинна обсадна колона – Фигура 2.



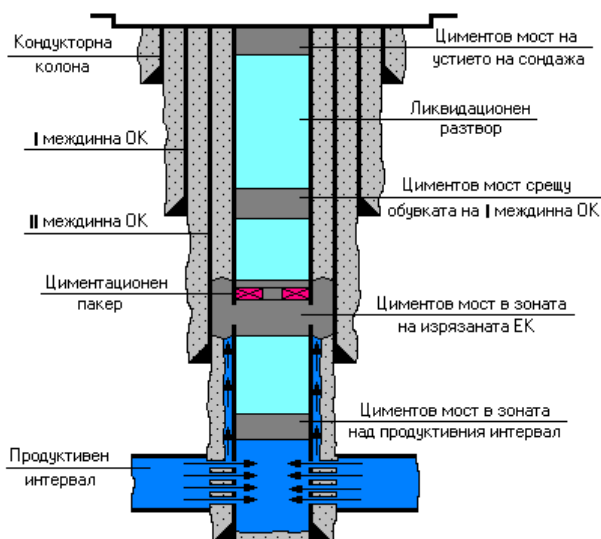
Фиг. 2. Принципна схема за ликвидация на сондаж преминаващ през водоносен хоризонт

След провеждане на изследване на сондажа за установяване на техническото му състояние и при взимане на решение за неговото ликвидиране, в експлоатационната колона на сондажа се поставят четири циментови

моста. Целта на първия циментов мост е да изолира продуктивната част на сондажа. В него първо се спуска циментационна тапа над горницето на перфорирания интервал, върху която се поставя циментов мост с височина, минимум 30 m. Вторият циментов мост се поставя по метода на равновесното заместване срещу обувката на междинната обсадна колона. От технологична гледна точка той трябва да прикрива минимум на 15 m под и над нея. Предназначението на третия циментов мост е да изолира водоносния хоризонт. Дължината на моста се определя от мощността на хоризонта. Отстоянието му от горницето и долницето на водоносния хоризонт също е минимум 15 m. Аналогично, четвъртия циментов мост се поставя на устието на сондажа и е с височина 30 m. След завършване на периода на свързване на цимента, всички мостове се изпитват на херметичност, а пространството между тях се запълва с ликвидационен разтвор, с параметри, аналогични на първия разгледан случай.

Технология за провеждане на ликвидационни работи в сондажи, в които са установени задколонни притоци

При определени, описани по-горе условия, в сондажите в които не са проведени ликвидационни работи може да бъде установена появата на междупластови притоци. Причина за това е настъпила корозия и съответно нехерметичност на циментовия камък в задколонното пространство. Това може да доведе до миграция на пластови флуиди до повърхността, или до замърсяване на източниците на питейна вода, което от гледна точка на опазването на земните недра, е недопустимо. В подобни случаи, при ликвидиране на сондажите се прилага специална технология, представена на фигура 3. Същността и се състои в изрязване на част от ЕК и циментовия камък зад нея, над зоната на нехерметичност.

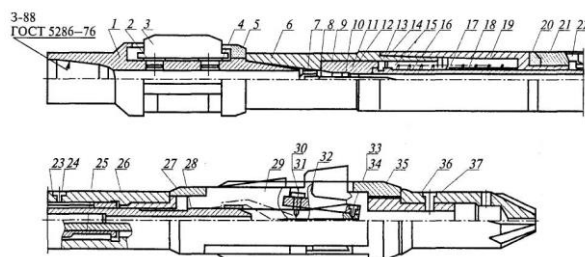


Фиг. 3. Принципна схема за ликвидация на сондаж с установени задколонни притоци

Целта е, след провеждането на тази операция в същия интервал, с помощта на циментационен пакер, да се постави ликвидационен циментов мост под налягане. По този начин се постига надеждна изолация както на пространството в самата ЕК, така и на пространството зад нея, като изолиращия разтвор запълва изцяло прорязания интервал.

Освен този циментов мост, в сондажа се поставят още три такива, като първият се поставя над перфорирания интервал, втория – срещу обувката на предходната междинна ОК и третия – на устието на сондажа. Височината на всеки един от тях трябва да е минимум 30 m. След изтичане на периода на свързване на циментовия разтвор, мостовете се изпитват на херметичност. Пространството между тях се запълва с ликвидационен разтвор.

За изрязване на определени участъци от обсадните колони най-широко разпространение в последните години получи използването на специални режещи устройства, наричани още фрези с разтварящи се работни елементи. На фигура 4 е показана конструкцията на универсално режещо устройство с хидромеханично действие – тип УВУ, произведено в Русия и предназначено за изрязване на участъци от обсадни колони с диаметър от 168 до 219 mm.



Фиг. 4. Конструкция на универсално режещо устройство, по (РД 08-625-03, 2004)

Основните елементи на това устройството са следните: направляващи 3, за центриране на устройството в обсадната колона; цилиндричен корпус 6, в който във втулка 7 е монтирана игла 8, комплектована със седло 10; бутало 9, действащо върху пружина 17 и предизвикващо разтварянето на три работни елемента 29, разположени на 120° един от друг и снабдени с резци 32.

Най-общо принципа на действие на устройството се състои в следното: след спускане на инструмента на определена дълбочина в сондажа, той се привежда във въртливо движение. При подаване на промивна течност и преминаването и през пръстеновидното пространство между иглата 8 и седлото 10 възниква пад на налягане, под действието на който буталото 9 се премества, свивайки пружината 17 и въздействайки върху вътрешната повърхност на ножовете 29, ги разтваря до работно положение, с което започва процеса на рязане. След приключване на този процес и прекратяване на подаването на промивна течност, буталото 9 се връща в изходно положение от свитата пружината 17. Това позволява работните елементи да се приведат в транспортно положение и устройството да бъде извадено на повърхността. Подобни устройства с хидромеханично действие са разработени от фирмата Weatherford и други западни компании, производителки на сондажно оборудване.

След приключване на операциите по ликвидиране на сондажите, независимо от прилаганата технология, всички обсадни колони на устието се изрязват на дълбочина 1 m под повърхността на терена и към тях се заварява метална плоча с дебелина 6 mm, след което сондажа се обозначава с репер.

Заклучение

Като правило ликвидираниите сондажи трябва да са в състояние, обезпечаващо херметичността на резервоара като обект на експлоатация, безопасност за здравето и живота на населението и опазване на околната среда в зоната на влияние на ликвидираниите обекти. Затова когато се касае за ликвидация на сондажи, не трябва да се приема принципа на разделение на сондажите на такива имащи или нямащи наличие на проблеми с техническото им състояние. В рамките на едно находище намиращо се в късен стадий на експлоатация или в рамките на едно газохранилище, всички сондажи трябва да се разглеждат като потенциално опасни от гледна точка на появата на такива проблеми. При проведени наблюдения за състоянието на вече ликвидирани сондажи се оказва, че в част от тях след определено време се регистрира налягане в задколонното пространство, дори и в сондажи в които до ликвидацията, такова не е било регистрирано. Това налага провеждането на ремонтни дейности по повторна ликвидация на тези сондажи, което е сложно в техническо и технологично отношение, а в икономическо е свързано със значителни разходи. Нещо повече, задколонните притоци могат да замърсят непоправимо повърхностните водоносни хоризонти, които се използват за битово или промишлено водоснабдяване. В много тежки случаи, дори е възможно възникване на екологични катастрофи.

Литература

- Кулев Р. 2012. *Изследване и усъвършенстване на технологиите и техническите средства за провеждане на ремонтни и ликвидационни работи в газови сондажи при ниски пластови условия*. Дисертация.
- Кулев Р., А. Георгиев. 2012. Устройство и технология за изрязване на участъци от обсадни колони при ликвидация на газови сондажи. – *Геология и минерални ресурси*, 12, 3, 29-33.
- Инструкция о порядке ликвидации, консервации скважин и оборудования их устьев и стволов, РД-08-71-94*. 1994. М., Нормативен документ.
- Инструкция по безопасности производства работ при восстановлении бездействующих нефтегазовых скважин методом строительства дополнительного наклонно-направленного или горизонтального ствола скважины.*, РД 08-625-03. 2004. М., Госгортехнадзор России, Нормативен документ.
- Nonfederal oil and gas development in unite of the national park system. Operators Handbook; Colorado, October 2006*.
- www.judywhiterealestate.com

ОПТИМИЗИРАНЕ НА ТЕХНОЛОГИЯТА ЗА ПОСТАВЯНЕ НА ЦИМЕНТОВИ МОСТОВЕ ПО МЕТОДА НА ЗАМЕСТВАНЕТО ПРИ ЛИКВИДИРАНЕ НА ГАЗОВИ СОНДАЖИ

Румен Кулев

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

РЕЗЮМЕ. В настоящата статия е представена оптимизирана технология за поставяне на циментови мостове при ликвидиране на газови сондажи. Тя е базирана на разработено устройство за поставяне на циментови мостове в сондажите. Предимството на технологията се състои в турбулизиране на циментовия разтвор около устройството, което не позволява образуването на значителни зони на смесване на разтвора с промивната течност. По този начин се постига висока якост и по-добри изолиращи свойства на циментовия камък, което води до надеждна ликвидация на сондажите.

GAS WELL CEMENT PLUG PLACEMENT OPTIMIZATION USING BALANCED CEMENTING METHOD

Rumen Kulev

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

ABSTRACT. The paper presents optimized technology for cement plug placement in gas wells. The core of the technology is based on a special design of a cement plug tool. It use allow development of a turbulent flow at the zone, where the cement flows in the annulus thus prevent mud-cement mixing and increased mud removal efficiency. This technology improves zonal isolation and cement mechanical properties – strength as well as flow properties.

Въведение

Опазването на околната среда и рационалното използване на природните ресурси се явява актуален проблем за всички отрасли на икономиката. В нефто-газовата промишленост решаването на този проблем е свързано, преди всичко с провеждането на ремонтни работи в сондажите за възстановяване на техническото им състояние което не съответства на изискванията за опазване на земните недра. Наличието на значителен брой такива сондажи може да усложни екологичната и социално-икономическата обстановка, създавайки трудности като за опазването на околната среда, така и за самия процес на разработване на нефтените и газови находища. Когато след провеждане на ремонтни работи не се постигнат желаните резултати, или когато е икономически нецелесъобразно да се провеждат ремонтни работи, се пристъпва към ликвидиране на сондажите.

Надеждната ликвидация на сондажите, изпълнили своето предназначение все още е проблем, както в световен мащаб, така и за България. Ето защо надеждната ликвидация на сондажите, в голяма степен е гаранция за предотвратяването на екологични проблеми.

Понастоящем основната технологична операция, използвана за ликвидация и консервация на сондажи, е поставянето на един или няколко циментови мостове. Успехът на тази операция зависи от следните фактори:

- определяне на техническото състояние на сондажа;
- избор на технология и планиране на операциите;
- качествено прилагане на оптимална технология.

Оптимизиране на технологията за поставяне на циментови мостове при ликвидиране на газови сондажи

Изучаването на натрупания опит показва, че при провеждането на операции по ликвидиране на газови сондажи се прилагат основно два метода за поставяне на изолационни циментови мостове в тях, а именно:

- поставяне на циментови мостове по метода на заместването (или циментов мост на баланс) чрез използване на сондажен лост (колона от ПКТ);
- поставяне на циментови мостове под налягане чрез използване на циментационен пакер.

В зависимост от конкретните условия на поставената задача са възможни различни подходи, свързани с предимствата и недостатъците на посочените по-горе методи. Предложеният в настоящата публикация подход за усъвършенстване на технологията се базира на разработеното в катедра "Сондиране, добив и транспорт на нефт и газ" към МГУ "Св. Иван Рилски", София, "Устройство за поставяне на циментови мостове в сондажите" (УПЦМС), авторско свидетелство №40756. Устройството може да се използва за поставяне на циментови мостове чрез прилагане на метода на равновесното заместване.

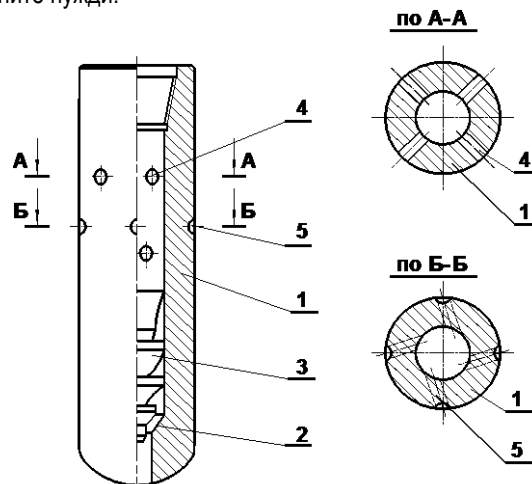
Класическата технологията за поставяне на циментови мостове по метода на заместването се състои от следните операции: спуска се инструмента (сондажен лост) до дълбочина съответстваща на основата на циментовия мост. Промива се според технологичните нужди. Това е необходимо за кондиционирането на промивната течност. В някои случаи под основата на циментовия мост се нагнетява високовискозна промивна течност, която да послужи като основа на поставяния циментов мост. При този случай порцията се нагнетява предварително в определения под циментовия мост интервал, като след това сондажа се промива с оглед кондициониране на промивната течност. След промиването се нагнетява предварително пресметнатото количество буферна течност и циментов разтвор. За изтласкване на циментовия разтвор в пространството между колоната и сондажния лост се използва обикновено промивната течност. Нейното количество е такова, че сондажния лост да остане запълнен с циментов разтвор до върха на бъдещия циментов мост. Веднага след избутването на циментовия разтвор в задръбнието, сондажния лост се изважда до върха на моста и се пристъпва към промиване на сондажа с цел "отсичане" на циментовия мост. Натрупаният полеви опит от прилагането на тази технология показва сравнително ниска успеваемост на операциите. Основните недостатъци на метода са свързани с: "пропадане" на циментовия мост или полученият циментов камък е с ниска якост; нехерметичност на циментовия мост поради слабата връзка с колоната вследствие на възникването на приконтактни зони на смесване на промивната течност и циментовия разтвор.

Тези процеси се проявяват в най-голяма степен при поставяне на циментови мостове с малка височина, респективно малки обеми циментов разтвор. В тези случаи смесването на циментовия разтвор и промивната течност започва още в сондажния лост. След изтласкването на тази смес от циментов разтвор и промивна течност в пространството на циментовия мост, образувания от нея циментов камък е с ниски якостни и изолиращи свойства, което води до повтаряне на операцията поради ниска ефективност. Тези недостатъци са недопустими при провеждане на операции по ликвидиране на газови сондажи чрез поставяне на циментови мостове, при които основните изисквания са висока якост на циментовия камък, добро сцепление на цимента с обсадната колона и херметичност на моста.

Чрез използване на УПЦМС като елемент от технологията за поставяне на циментови мостове, влиянието на посочените недостатъци може да се сведе до приемливо ниво. Конструкцията на устройството е показана на фигура 1. УПЦМС се състои от корпус 1, в долния край на който е пробит отвор, горния край на който е оформен като конусно седло 2, върху което стъпва цимента-ционната запушалка 3. В корпуса на устройството са пробити осем отвора, като горните четири отвора, позиция 4, са разположени на по 90° един от друг в една равнина, перпендикулярна на оста на корпуса. Долните четири отвора, позиция 5, са пробити тангенциално спрямо вътрешната повърхност на корпуса под 45° спрямо вертикалната ос. Долните четири отвора са разположени

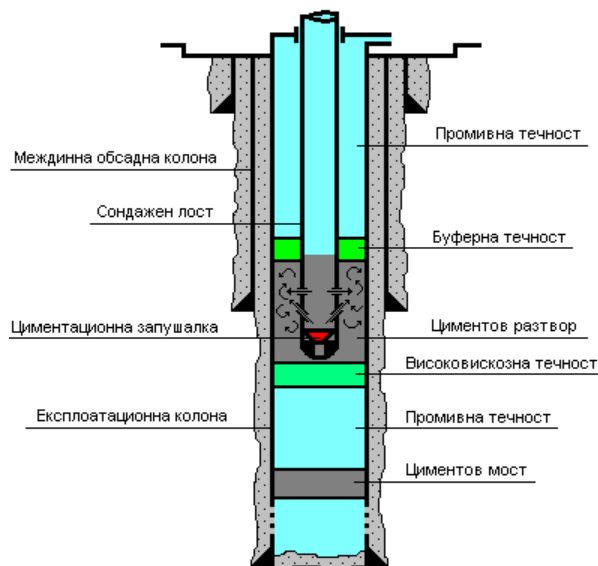
също по на 90° един спрямо друг, като външните изходи са изместени на 45° спрямо изходите на горните отвори. В горния край на корпуса е нарязана стандартна конусна резба за присъединяване към сондажен лост или колона от помпено-компресорни тръби. Устройството се навива към долния край на сондажния лост с който ще се поставя циментовия мост.

След спускане на сондажния лост до основата на циментовия мост, сондажът се промива според технологичните нужди.



Фиг. 1. Устройство за поставяне на циментови мостове

Преди нагнетяване на буферната течност и циментовия разтвор, се спуска циментацияната запушалка, която стъпва на конусното седло, като по този начин прикрива централния отвор на устройството (фиг. 2).



Фиг. 2. Принципна схема за поставяне на циментов мост

Постъпващите през канала на сондажния лост флуиди, преминават през двете групи отвори. Струите от долната група отвори са тангенциални по отношение на корпуса на устройството, а горните са с радиална посока. Срецайки се в задръбното пространство те предизвикват турбулизиране на потока в близост до устройството. Така потока на циментовия разтвор не е насочен аксиално надолу. По този начин в голяма степен се премахва една от важните

причини за образуване на значителни зони на смесване. Турбулизирането на потока около устройството води до обхващане на цялата зона на бъдещия циментов мост, като по този начин се осигурява пълно заместване на промивната течност. Над устройството, потока е структурен и това осигурява пълно изтласкване на промивната течност.

За постигане на висока ефективност на предложената технология при нейното осъществяване, е необходимо да се спазва следната последователност:

1. Определя се местоположението на циментовия мост, неговия обем и качествата на циментовия разтвор и най-вече срока на свързване в зависимост от термобаричните условия;
2. Задължително се предвижда поставяне на изолационна тапа над зоната която следва да бъде изолирана. По изключение вместо изолационна тапа може да се използва нагнетяване на порция от високовискозна течност;
3. Присъединява се устройството УПЦМС към долния край на сондажния лост и се спуска в сондажа до предварително определената дълбочина;
4. Нагнетява се порцията високовискозна течност, която да послужи като основа на циментовия мост;
5. Спуска се циментационната запушалка;
6. Нагнетяват се последователно определените количества буферна течност и циментов разтвор;
7. Сондажният лост се повдига до върха на циментовия мост, след което чрез права циркулация се промива (отсича) циментовия разтвор над проектната височина на моста;
8. След завършване на периода на свързване на циментовия камък циментовия мост се изпитва на херметичност.

Често срещан проблем в практиката, при експлоатация на газови сондажи и преди тяхната ликвидация, е появата на междупластови притоци и налягане в междутръбните пространства. Възникването на подобни проблеми е свързано най-вече с качеството на строителство на сондажите и с периода на тяхната експлоатация. Основните причини за тяхната поява са следните:

- нехерметичност на циментовия пръстен зад обсадните колони (ОК);
- нехерметичност на ОК;
- нехерметичност на поставените циментови мостове.

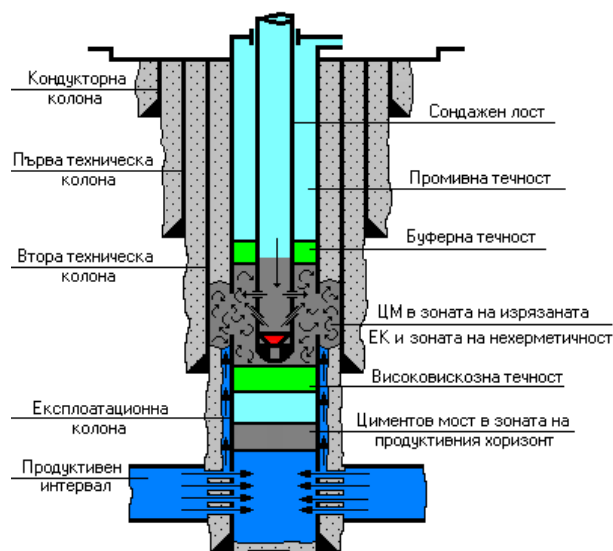
Нехерметичността на циментовия камък между ОК и скалните формации се обуславя от редица причини, важни от които са следните:

- стареене на циментовия камък с времето и изменение в свойствата му, предимно якост и проникваемост;
- влиянието на агресивните компоненти H_2S и CO_2 съвместно с високоминерализираните пластови води, водещи до корозия на циментовия камък;
- перфорация на експлоатационната обсадна колона (ЕК), при разкриване на интервали от продуктивния хоризонт. Тази операция често води до нарушаване на връзката между циментовия камък и колоната;
- при многократни хидравлични изпитвания на ЕК, в резултат на повишеното налягане, възникват ела-

стични деформации, които водят до формиране на микропукнатини между колоната и циментовия камък;

- пропуски и грешки при изпълнението на отделни операции от съществуващите технологии за укрепване на сондажите в периода на тяхното прокарване.

В подобни случаи, при ликвидация на газови сондажи, описаната по-горе технология се оптимизира чрез изрязване (фрезоване) на част от ОК и циментовия камък зад нея. Това се извършва в зоната в която се пласира циментовия разтвор с цел образуване на изолационна преграда от формирания впоследствие циментов камък. При фрезоването на ОК се разкрива цялото задтръбно пространство и се осигурява място за пласиране на циментовия разтвор. При това контакта със скалата или предходната ОК е надеждно осигурен. След фрезоването на ОК се пристъпва към поставянето на циментов мост. Оптимизирането на технологията по този начин позволява надеждно да се изолира, както вътрешно-тръбното пространство на ОК, така и пространството между нея и стените на сондажа или съответната техническата колона. Посочените по-горе предимства на оптимизираната технология за поставяне на циментови мостове с използване на УПЦМС, в значителна степен е гаранция за надеждната ликвидация на газови сондажи. На фигура 3 е показана принципна схема за ликвидация на сондаж чрез прилагане на тази технология.



Фиг. 3. Принципна схема за ликвидация на газов сондаж с установен задколонен приток

Заклучение

Оптимизираната технологията за поставяне на циментови мостове чрез фрезоване на ОК при ликвидация на газови сондажи, позволява да се постигне:

- висока якост и по-добри изолиращи свойства на циментовия камък при поставяне на циментови мостове в сондажите при тяхната ликвидация;
- надеждна ликвидация на газови сондажи при установени задколонни притоци и при използване на метод, състоящ се в изрязване на участък от експлоатационната обсадна колона.

Литература

Кулев, Р. 2012. *Изследване и усъвършенстване на технологиите и техническите средства за провеждане на ремонтни и ликвидационни работи в газови сондажи при ниски пластови условия*. Дисертация. С.

Кулев, Р., А. Георгиев. 2012. *Устройство и технология за изрязване на участъци от обсадни колони при ликви-*

дация на газови сондажи. – Геология и минерални ресурси, 12, 3, 29-33.

Льомов, Щ. 1992. *Изследване на някои особености на промиването и завършването на сондажите в сложни геолого-технически условия*. Дисертация. С.

Устройство за поставяне на циментови мостове в сондажите. Авторско свидетелство № 40756. С.

МОДЕЛИРАНЕ НА ГАЗОДИНАМИЧНИ ПРОЦЕСИ В ПОЛИЕТИЛЕНОВИ ТРЪБИ ЧРЕЗ COMPUTATIONAL FLUID DYNAMICS (CFD), МОДУЛ В ANSYS

Милко Харизанов, Мартин М. Бояджиев

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

РЕЗЮМЕ. В настоящата статия се представят получени симулационни резултати с изчислителни експериментални данни и реален физичен експеримент в условия на преходен режим на движение на газообразен флуид в тръбно пространство. Потвърдени са получените резултати и е приведен сложния математически апарат описващ поведението на флуида към опростена математическа зависимост за приложение в инженерната практика при проектиране на разпределителни газопроводи.

MODELING OF PROCESSES IN GAS DYNAMIC IN POLYETHYLENE PIPELINE BY SPECIALIZED SOFTWARE COMPUTATIONAL FLUID DYNAMICS (CDF), MODULE IN ANSYS

Milko Harizanov, Martin M. Boyajiev

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

ABSTRACT. In this paper are presented comparative analyses of simulation results and experimental data of real physical experiment in natural conditions of movement of gaseous fluid in tubular space. The results obtained are confirmed and is given the complicated mathematical formalism describing the behavior of the fluid to a simple mathematical relationship for use in engineering practice in the design of gas distribution networks.

Въведение

При решаването на задачи, свързани с движение на газообразни флуиди трябва да се отчете, че базовата физика на процесите е сложно комплицирано явление и резултатите, получени от програмните продукти са дотолкова достоверни, доколкото химичните параметри и физични величини заложи в програмния продукт са такива. Така, че за да се изработят и получат възможно най-достоверни резултати трябва да се съчетаят знания и умения от редица области.

Числени приложни модели

За стартиране и настройване на числени симулации се минава през етапа на идентифициране и формулиране на проблема във физичен и химичен смисъл на разглежданото явление. Типовите решения предлагат възможност да се моделира двумерна или тримерна задача, за да се изключи влиянието на температура или вариациите на други физични величини. Да се определят гранични условия за уравненията за турбулентен или ламинарен поток и чрез математически допускания да се ограничат странични ефекти. За да се получат правилни решения са необходими конкретни познания в моделирането, необходими за да се направят допусканията понижаващи сложността на модела до определено/поносимо (решимо) ниво, като в същото време

се запазят основите му. Това удобство на опростяването в този етап на моделиране е необходимо за да се управлява качеството на информацията, генерирана от програмата, като в същото време потребителя да бъде в течение на всички направени допускания (Карасевич, 2002). Доброто ползване на алгоритмите на числените решения също е от решаващо значение за получаване на качествено решение. Задачата моделира движението на свиваем флуид в тръбопроводна система от полиетиленови тръби, разгледана в предишния раздел.

Със създаването на модел на движението на свиваем флуид в полиетиленови тръби са изследвани и скоростните полета, коефициентите на хидравлично триене и загубите на налягане в съвременните условия за разпределение на газ. Получените резултати в модела затвърждават резултатите получени от лабораторните изследвания. Валидността на физичните и химичните модели вградени в програма или точността на крайните резултати са оценяват чрез сравняване с експерименталните резултати или изследвания в полеви условия, което е цел на последващи тестове и изследвания. Все пак експеримента си остава мощен инструмент за доказване на тези и решаването на проблеми, подход доказан с историята на научните изследвания.

Изчислителната механика на флуидите – CFD (computational fluid dynamics)

CFD е софтуер, който се базира на числени алгоритми, които решават задачи свързани с теченията на флуиди и е модул в ANSYS .

Възможните приложими методи за конкретното изследване са: *Метода на крайните елементи* и *Метода на крайните разлики*. Методът на крайните елементи започва да се прилага от 50-те години на миналия век от специалисти по строителна механика, когато сложната геометрия на обекта в задачата не позволява да се получи аналитично решение. В тези случаи обекта се разделя на на по-прости подобласти за които се търси приблизително решение. Тези подобласти започнали да се наричат крайни елементи, а самият метод- метод на крайните елементи. През последните десетилетия метода на крайните разлики е един от най-широко използваните числени методи. Популярността му се обяснява с използваната в него математическа идея за дискретизация. Дискретизацията е апроксимационна процедура, при която непрекъснатата област се заменя с омрежена повърхност, като физичните променливи се търсят не в отделните области, а в конкретни точки от мрежата. За целите на настоящето изследване от по-голяма важност е гладкостта на полученото решение характерна за метода на крайните разлики (Хинова, 2004). Само този подход дава възможност за по-добро описание на нелинейните членове, които се съдържат в уравненията на Навие-Стокс – основни уравнения описващи движението на флуиди и това предопределя избора на този метод в конкретната задача.

Използваният числен метод е метода на крайните разлики и по конкретно метода на контролните обеми. Този метод е развит оригинално като специална формулировка на метода на крайните разлики. При него са спазени основните стъпки, характеризиращи численото решение на задачата: формално интегриране на основните уравнения на течението навсякъде по контролните обеми на решаваната област; замяна на производните с отношения на крайни разлики; итеративно решаване на получената система алгебрични уравнения.

По този начин непрекъснатото решение се заменя със съвкупност от дискретни стойности, получени за центъра на всеки контролен обем. Като естествено следствие точността на решението зависи от големината на стъпките на дискретизация.

В използвания математичен модел са приложени следните уравнения описващи процеса на движение на флуида::

- уравнение за съхранение на масата:

$$\frac{\partial \rho}{\partial \tau} + \text{div}(\rho \vec{u}) = 0 \quad (1)$$

- уравнение за съхранение на енергията:

$$\frac{\partial (\rho h)}{\partial \tau} + \text{div}(\rho h) = -p \cdot \text{div} \vec{u} + \text{div}(\lambda \text{grad} t) \quad (2)$$

- уравнение на движението:

$$\frac{\partial (\rho \vec{u})}{\partial \tau} + \text{div}(\rho \vec{u} \vec{u}) = -\frac{\partial p}{\partial x} + \text{div}(\mu \text{grad} u) \quad (3)$$

- уравнение на състоянието:

$$p = p(\rho, t) ; i = i(\rho, t), \quad (4)$$

където ρ - плътност на флуида, kg/m^3 ,

\vec{u} (u, v, w) - вектор на скоростта,

μ – динамичен вискозитет на флуида, [kg/m.s]

i - енталпия на флуида, [kJ/kg]

p – налягане на флуида, [Pa .]

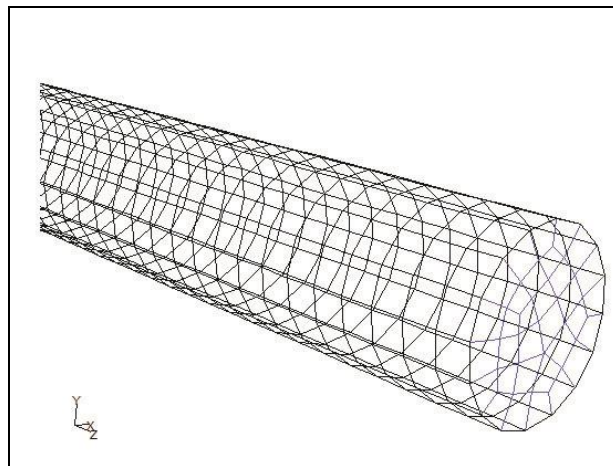
λ – коефициент на топлопроводност на флуида, [W/m.K], t – температура, $^{\circ}\text{C}$.

Представените уравнения съставляват обобщен математичен модел на установен процес на движение на флуида. Те се използват за получаване на скоростното поле и полето на налягането във всяка точка на изследваната тръба.

Процедура за моделиране

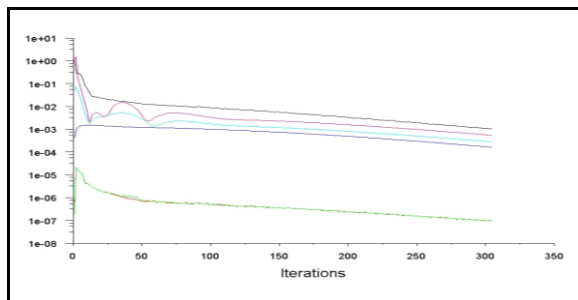
Геометрията на тръбата позволява да се работи със структурирана мрежа. В тримерното пространство такава мрежа представлява подредена конфигурация от hexahedral-ни клетки с размери $\Delta r = \Delta h = 5 \text{ mm}$. По този начин е получена мрежа с 28384 контролни обеми (фиг. 1).

Течението е преходно от ламинарно към турбулентно. Заложения в CFD модел на турбулентност е $k-\epsilon$.



Фиг. 1. Визуализация на използваната мрежа

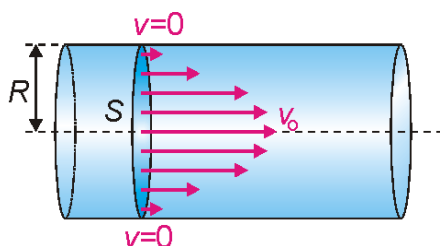
Използваната схема на дискретизация е неявна. Тя се препоръчва за основни преносни процеси при CFD симулациите главно заради свойството си стабилност. Стъпката във времето е $\Delta t = 1 \text{ s}$. След 320 итерации (фиг. 2) се получава сходимо решение. Кое то подвърждава правилната постановка на модела.



Фиг. 2. Сходимост на решението

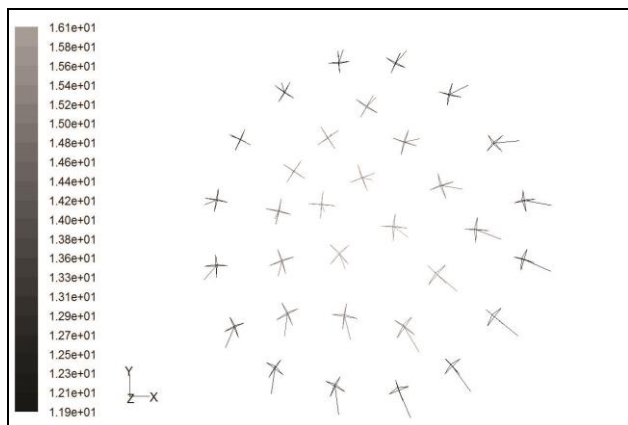
Анализ на резултатите

Симуляционното изследване доказва физическата същност на процеса на установено движение на газ в тръба (фиг. 3).



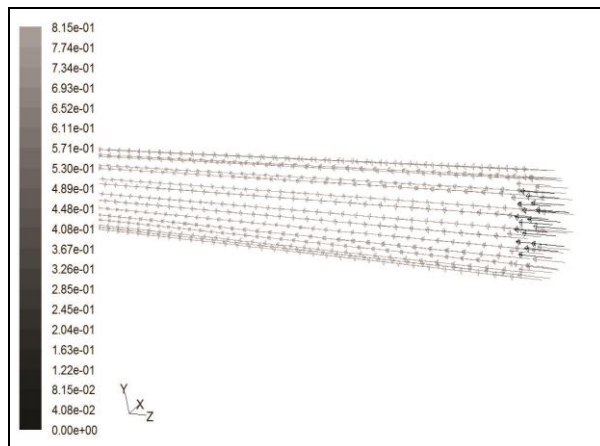
Фиг. 3. Скоростен профил на течение в тръбата

В началния момент имаме равномерно и симетрично разпределение на скоростното поле (фиг. 4), което се изменя на изхода, отчитайки триенето по вътрешната повърхност и се концентрира по оста на тръбата както се вижда на фигурата. Скоростта на газа по оста на тръбата е по-висока от периферията, поради силите на триене действащи в тези области.



Фиг. 4. Скоростен профил на изхода на тръбата

Силите на триене (фиг. 5) отчитат скоростта по вътрешната стена на тръбата и са в противоположна посока. Те са по-големи по вътрешната стена на тръбата и са в противоположна на движението посока. Те определят и загубите на налягане при движението на газа, които са в зависимост от дебита са от порядъка на 0,2-1,2 mbar/m. Такива резултати са получени и от експериментите в лабораторията по "Хидравлика и транспорт на нефт и газ" (Отчет по договор НИС ГПФ №84/2007).



Фиг. 5. Сили на триене по вътрешните стени на тръбата

Анализа на резултати дава основание за изследваната геометрия на тръбата, че скоростното поле не се изменя надлъжно по оста на тръбата, а изменението е основно в радиално направление за конкретното напречно сечение.

Измененията в скоростното поле на изхода, отчита триенето по вътрешната повърхност и се концентрира по оста на тръбата. Скоростта по оста на кръглото сечение е значително по-висока от тази по периферията на тръбата и е в границите препоръчителни за движение по газа в градските газоразпределителни мрежи.

Изводи

Разработеният модел на движението на газообразен флуид в полиетиленови тръбопроводи позволява изчисляване на хидравлични загуби и прецизиране на коефициент на газодинамично триене.

Компютърното моделиране и симулиране дава възможност за визуализиране и качествена оценка на процесите на движение с основна цел изготвяне на конкретни предложения за подобряване на процеса на определяне на газодинамичните загуби в полиетиленови тръби.

Разработената методика за определяне хидравличните съпротивления (линейни) при движение на газ (въздух, азот и природен газ) в полиетиленови тръби за газоразпределителни мрежи потвърждава до голяма степен получените резултати от модела.

Получените резултати показват определени закономерности в изменението на скоростното поле при движение на флуид в тръба, които може да се използват за привеждане на сложния математически апарат към инженерно приложни зависимости.

Проектът на авторите ще продължи с моделиране на местните съпротивления в полиетиленовите тръби получени технологично в процеса на свързване на газопроводите чрез челно заваряване.

Литература

Карасевич, А. М., М. Г. Сухарев, И. В. Тверской. 2002. Анализ результатов экспериментов по оценке гидравлического сопротивления полиэтиленовых труб. – 1 Международная научно-техническая конференция DISCOM 2002.

Николов, Г. К. 1993. *Транспорт и съхраняване на нефта и газа*. С., Минно-геоложки университет, 198 с.

Отчет на Договор ГПФ №84/2006, НИСМ, МГУ “Св. Иван Рилски”. 2007.

Хинова, И. 2004. Числени методи в механиката на флуидите. – Сборник доклади от Втората международна конференция “Мениджмънт и инженеринг’04”, София, 13-15 май, 2004. 123-126.

Piggott, J., N. Ravell, Th. Kurschat. 2002. Taking the Rought with the Smooth – a new look at transmission factor formulae. – PSIG, 23-25 October 2002.

Schroeder, D. W., Jr. 2001. A tutorial on pipe flow equations. Stoner Associates, Inc., August 16, 2001.

Shashi Menon, E. 2005. *Gas Pipeline Hydraulics*. CRC Press, 416 p.