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

Том 53

Свитък I: Геология и геофизика

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

Volume 53

Part I: Geology and Geophysics

Издателска къща "Св. Иван Рилски"
Publishing House "St. Ivan Rilski"
София, 2010
Sofia, 2010

ISSN 1312-1820

РЕДАКЦИОННА КОЛЕГИЯ

доц. д-р Венцислав Иванов – главен редактор
доц. д-р Страшимир Страшимиров – зам. главен редактор
доц. дгн Руслан Костов – председател на редакционен съвет
проф. д-р Кръстю Дерменджиев – председател на редакционен съвет
доц. д-р Вяра Пожидаева – председател на редакционен съвет
доц. д-р Десислава Костова – председател на редакционен съвет
гл. ас. Теодора Христова – секретар

РЕДАКЦИОНЕН СЪВЕТ
на Свитък I: Геология и геофизика

доц. дгн Руслан Костов – председател
проф. дгн Димитър Синьовски
проф. д-р Ради Радичев
доц. д-р Любен Геров
доц. д-р Павел Пенчев
доц. д-р Страшимир Страшимиров

С Ъ Д Ъ Р Ж А Н И Е

Раздел 1 – Геология, минералогия и полезни изкопаеми

Айданлийски, Г. Етапи в еволюцията на седиментационните палеообстановки при формирането на долнотриаските континентални отложения в част от Западна Стара планина **7**

Айданлийски, Г. Литофациална характеристика на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. I. Псефитнодоминирани литофациеси **13**

Айданлийски, Г. Циклостратиграфска подялба на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина **19**

Балинов, В., М. Дончева, Е. Занева-Добранова. Геоложки предпоставки за идентифициране на перспективни водоносни структури за съхраняване на въглероден диоксид в северозападна България (Ломска депресия) **27**

Вацев, М. Върху стратиграфията на палеогенските седименти и вулканити от Местенския грабен (ЮЗ България) – анализ и нови данни **33**

Димитров, И., М. Панайотова, Б. Вълчев, Д. Синьовска. Карбонатно минераообразуване в тракийски земен насип от Югоизточна България **47**

Желев, В., Т. Масов. Витошкият палеовулкан **53**

Желев, В., К. Янкова, З. Илиев, **Г. Нехризов.** Геотоп "Глухите камъни", Хасковска област **59**

Илиева, Е., В. Желев. Нови данни за геологията на Голо бърдо, Западна България **65**

Йорданов, Й. Върху систематизацията на твърдите и пластичните природни битуми (ТППБ) **70**

Колева-Рекалова, Е., И. Димитров, Е. Анастасова. Седиментоложка характеристика на калкрети от Югоизточна България **80**

Кортенски, Й., А. Здравков. Петрология на въглищата от Гоцеделчевския басейн, Югозападна България **86**

Маляков, Й., **И. Димитров.** Реликтови сферолити в диабазите от Странджа **94**

Синьовски, Д., Е. Анастасова. Геоложкият феномен "Черните камъни" в Сакар **99**

Синьовски, Д., Т. Маринов, И. Цветкова, Н. Атанасова, С. Деделянова. Геоложкият феномен "Сто овци" ("Разчепатия камък"), Монтанска област **106**

Страшимиров, С., С. Добрев, Х. Драгиев. Минерален състав на епитермалното рудопроявление Македонци, Кърджалийско **111**

Съчков, Д., Д. Синьовски. Каньонът на река Дряновска, Габровска област **119**

Jordanov, J. M. Risk assessment model for individual petroleum prospects **125**

Valchev, B. Campanian-Maastrichtian planktic foraminiferal assemblages from the stratotype section of the Lyutidol Formation south of the Lyuti Dol village, Mezdra Region (Western Bulgaria) **133**

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

Борисова, Д., Х. Николов, Б. Банушев, Д. Петков. Техники за сегментиране на открити рудници и кариери **139**

Димовски, С. Проявление на специфичната електропроводимост в зависимост от типа на рудната минерализация **143**

Михайлов, Е., Р. Радичев. Мониторинг на гравиметричните измервания на Софийския полигон и базите към него **149**

Панайотова, М., В. Христов, И. Иванов, К. Гешева. Сезонен мониторинг на подземни води в Ямболско-Елховския район **153**

Попов Г., Г. Николов, М. Бояджиев, К. Климентов. Изследване на грешките при пресмятане на коефициента на триене в кръгли тръби **159**

Стоянов, Н., Б. Банушев, С. Димовски, С. Неделчева. Условия за миграция на несорбируеми замърсители в неводонаситената зона на палеогенските вулканити в района на град Хасково. Част 1. Детерминиране на нискорангови хидрогеоложки единици **163**

Стоянов, Н. Условия за миграция на несорбируеми замърсители в неводонаситената зона на палеогенските вулканити в района на град Хасково. Част 2. Математически модел **169**

Цанков, Х., Р. Радичев. Алгоритми и програми за интерпретация на двумерни гравитационни аномалии в МАТЛАБ среда **174**

Цанков, Х., Р. Радичев. Интепретация на аномалното магнитно поле в перспективна площ "Ракитина", с цел определяне мощността на наслагите и дълбочината до подложката **182**

Boyadjiev, M., V. Christov. Analysis of natural gas domestic consumption in Bulgaria according to the floorage and the outside temperature **188**

Kancheva, R. Spectral reflectance features in wheat crop assessment models **194**

Kancheva, R., D. Borissova. Dominant wavelength in assessment of green vegetation cover **198**

Ranguelov, B. The seismological potential of the subduction zones – the two great earthquakes: Chile (Mw8.8, 2010) and Sumatra (Mw9.1, 2004) – indicators about sudden plate movements **201**

Ranguelov, B., E. Spassov. Prediction the occurrence of earthquakes (M>5.0 in SE Australia) using a stochastic model **207**

Varia

Петров, П., С. Стойков, М. Кацаров. Геоложки строеж на находището на зеолити "Мост" – отговор на коментар **212**

Синьовски, Д. Изисквания за изписването на имената на стратиграфските единици **214**

C O N T E N T S

Part 1 – Geology, Mineralogy and Mineral Deposits

Ajdanlijsky, G. Stages in evolution of the sedimentary paleoenvironments of the Lower Triassic continental successions in part of Western Stara Planina Mountain **7**

Ajdanlijsky, G. Lithofacial characteristic of the Petrohan terrigenous group in part of Western Stara Planina Mountain. I. Psephite-dominated lithofacieses **13**

Ajdanlijsky, G. Cyclostratigraphical subdivision of the Petrohan terrigenous group in part of Western Stara Planina Mountain **19**

Balinov, V., M. Doncheva, E. Zaneva-Dobranova. Geological preconditions for identifying of perspective aquifer structures for carbon dioxide storage in North-West Bulgaria (Lom Depression) **27**

Vatsev, M. On the stratigraphy of Paleogene sediments and volcanics in the Mesta basin (SW Bulgaria) – analysis and new data **33**

Dimitrov, I., M. Panayotova, B. Valchev, D. Siniovska. Carbonate mineralization in a Thracian earth mound from Southeast Bulgaria **47**

Jelev, V., T. Massov. The Vitosha paleovolcano **53**

Jelev, V., K. Yankova, Z. Iliev, G. Nehrizov. Geosite "The Deaf Stones", Haskovo District **59**

Ilieva, E., V. Jelev. New data on the geology of Golo Bardo, Western Bulgaria **65**

Jordanov, J. M. Systematization models of the natural solid and plastic bitumen (NSPB) **70**

Koleva-Rekalova, E., I. Dimitrov, E. Anastasova. Sedimentological characteristics of calcretes from SE Bulgaria **80**

Kortenski, J., A. Zdravkov. Petrology of the coal from the Gotse Delchev basin, South-West Bulgaria **86**

Maliakov, Y., I. Dimitrov. Relict spherulites in the diabases of Strandja **94**

Sinnyovsky, D., E. Anastasova. The geological phenomenon "Black Stones" in the Sakar Mountain **99**

Sinnyovsky, D., T. Marinov, I. Tsvetkova, N. Atanasova, S. Dedelyanova. The geological phenomenon "Hundred Sheep" ("The Split Stone"), Montana District **106**

Strashimirov, S., S. Dobrev, H. Dragiev. Mineral composition of the epithermal gold occurrence Macedontsi, Kardjali District **111**

Suchkov, D., D. Sinnyovsky. The canyon of Dryanovo River, Gabrovo District **119**

Jordanov, J. M. Risk assessment model for individual petroleum prospects **125**

Valchev, B. Campanian-Maastrichtian planktic foraminiferal assemblages from the stratotype section of the Lyutidol Formation south of the Lyuti Dol village, Mezdra Region (Western Bulgaria) **133**

Part 2 – Geophysics, Hydrogeology, Drilling and Oil and Gas Production and Geoecology

Borisova, D., H. Nikolov, B. Banushev. Techniques for segmentation of open pit and stone mines **139**

Dimovski, S. Impact of mineralization type over ore specific electrical conductance **143**

Mihailov, E., R. Radichev. Monitoring of the gravimetric measurements in Sofia's polygon and the adjoining bases **149**

Panayotova, M., V. Hristov, I. Ivanov, K. Gesheva. Seasonal monitoring of groundwater in the Yambol-Elhovo Region **153**

Popov, G., G. Nikolov, M. Bojadgiev, K. Klimentov. Analysis of accuracy when calculating of the friction factor in papes **159**

Stoyanov, N., B. Banushev, S. Dimovski, S. Nedelcheva. Mass transport conditions for nonsorptive pollutants in the unsaturated zone of Paleogene volcanics in the Haskovo city region. Part 1. Determination of low range hydrogeological units **163**

Stoyanov, N. Mass transport conditions for nonsorptive pollutants in the unsaturated zone of Paleogene volcanics in the Haskovo city region. Part 2. Mathematical model **169**

Tzankov, Ch., R. Radichev. Algoritms and programmes for the interpretation of 2D gravity anomalies developed in MATLAB **174**
Tzankov, Ch., R. Radichev. Interpretation of the anomalous magnetic field in the perspective area "Rakitina" for determination the thickness of the sediments and the depth to the underlying bedrock **182**
Boyadjiev, M., V. Christov. Analysis of natural gas domestic consumption in Bulgaria according to the floorage and the outside temperature **188**
Kancheva, R. Spectral reflectance features in wheat crop assessment models **194**
Kancheva, R., D. Borissova. Dominant wavelength in assessment of green vegetation cover **198**
Ranguelov, B. The seismological potential of the subduction zones – the two great earthquakes: Chile (Mw8.8, 2010) and Sumatra (Mw9.1, 2004) – indicators about sudden plate movements **201**
Ranguelov, B., E. Spassov. Prediction the occurrence of earthquakes (M>5.0 in SE Australia) using a stochastic model **207**

Varia

Petrov, P., S. Stoykov, M. Katsarov. Geological composition of the Most zeolite deposit – answer of comment **212**
Sinnyovsky, D. Requirements for writing names of the stratigraphic units **214**

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ЕТАПИ В ЕВОЛЮЦИЯТА НА СЕДИМЕНТАЦИОННИТЕ ПАЛЕООБСТАНОВКИ ПРИ ФОРМИРАНЕТО НА ДОЛНОТРИАСКИТЕ КОНТИНЕНТАЛНИ ОТЛОЖЕНИЯ В ЧАСТ ОТ ЗАПАДНА СТАРА ПЛАНИНА

Георги Айданлийски

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

РЕЗЮМЕ. На основата на измененията в характеристиките на алувиалната архитектура на скалите на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина са отделени пет етапа в еволюцията на седиментационните обстановки по време на акумулиране на долнотриаската континентална последователност. Първият от тях е свързан с инициране на алувиална седиментация в басейна. Акумулирането на седименти в изследваната площ започва в две относително засебени области, които вероятно са били разделени от меридионално ориентиран вододел. Седиментацията през този първоначален етап е протичала предимно в условията на ефемерални алувиални системи в които няма ясно изразени русла. Вторият етап от еволюцията на седиментационните палеообстановки се характеризира с реорганизация на алувиалната равнина и формиране на врязани палеодолини. През него се реализира най-радикалната реорганизация в седиментния басейн свързана с преориентацията на посоката на алувиален отток в района, довела до формиране на обща алувиална равнина, в която остават непокрити отделни участъци от дотриаския палеорелеф. Формирането на устойчиви заливни тераси с финозърнести седименти и заличаване на дотриаския релеф е характерно за третия етап от развитието на седиментационните палеообстановки. При него се наблюдава "отдръпването" на запад на действието на псефитнодоминираните многоруслови алувиални системи, съпроводено с постепенното формиране на устойчиви заливни тераси в алувиалната равнина от източната и централната част на проучения район. Четвъртият етап е свързан с повторно формиране на врязани палеодолини, през време на който повсеместно се налага многоруслов алувиален стил на седиментация в изследваната площ. Последния пети етап от еволюцията на седиментационните палеообстановки се характеризира с повторно формиране на устойчиви заливни тераси с финозърнести седименти и масово развитие на палеопочвени прояви.

STAGES IN EVOLUTION OF THE SEDIMENTARY PALEOENVIRONMENTS OF THE LOWER TRIASSIC CONTINENTAL SUCCESSIONS IN PART OF WESTERN STARA PLANINA MOUNTAIN

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

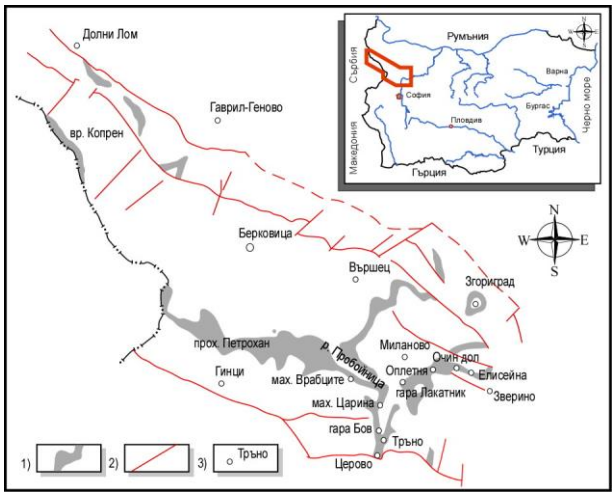
ABSTRACT. On the base of the variations of the characteristic of the fluvial architecture of the rocks of the Petrohan Terrigenou Group in part of Western Stara Planina Mountain are defined five stages in sedimentary environments evolution during the accumulation of the Lower Triassic continental succession. The first of them is connected with the initiation of the alluvial sedimentary basin. The accumulation of the sediments in the studied area has started in two relatively separated regions that, probably, have been separated by N-S oriented ridge. The sedimentation during that initial period has been mainly in ephemeral stream setting without clearly pronounced channels. The second stage of evolution of the sedimentary paleoenvironments is characterized by reorganization of the alluvial plane and incised valleys forming. During this stage has been realized most radical reorganization of the sedimentary basin, connected with the reorientation of the fluvial flows direction in the region, leaded to forming of common fluvial valley, in which exists not covered by sediments pre-Triassic paleo-relief. The forming of stabile overbank areas with fine-grained deposits and pre-Triassic paleo-relief covering is characterized for the third stage of development of the sedimentary paleoenvironments. During this stage is observed "recession" towards west of the operation of the psephite-dominated fluvial paleosysytems, accompanied by forming of stabile overbank areas in fluvial valley from the eastern and central parts of the studied region. The fourth stage is connected with incised valleys forming; during that time braided river style of sedimentation has been imposed. The last fifth stage of sedimentary paleoenvironments development is characterized by second-time forming of stabile overbanks with fine grained sediments and on mass scale paleosoil development.

Въведение

В широкия смисъл на своето използване понятието обстановка на седиментация означава пространство за акумулация (Градзиньский и др., 1980) и обхваща както физикогеографската ситуация в това пространство, така и всички физични, химични и биологични условия, от които зависят процесите на седиментонатрупване. Важна стъпка при идентифициране на обстановките на седиментация е определяне на параметрите на седиментационния басейн (обхват, структура, строеж на оградата и др.) и позицията на изследваната площ в него. В тази връзка, тъй като обект на настоящото изследване са скалите на долнотриаската континентална серия в района на Берковската единица, Западна Стара планина (фиг. 1), формиращи въведената от Тронков (1981) Петроханската теригенна група (ПТГ), по-долу ще бъде направен опит за охаракте-

ризиране на раннотриаския седиментационен басейн в района на северозападна България.

Мадер и Чаталов (Mader, Čatalov, 1992) приемат, че в началото на Раннотриаската епоха на територията на България са налице множество обособени седиментационни басейни, като ги именуват по районите на мащабна повърхностна разкритост на ПТГ – напр. Искърски пролом, Петрохански проход и др. Данни за съществуването на по-обширен (нефрагментиран) раннотриаски седиментационен басейн в СЗ България дава Тронков (1974). Той използва измервания на косата слоестост в ПТГ от разположения непосредствено на север от изследваната площ Белоградчишки антиклинорий не само за изявяване на генералната посока на палеотеченията в района, но и като важен белег на седиментационната обстановка, включително и на характера на релефа, приемайки че областта е представлявала необособена част от сравнително по-обширна област на алувиална седиментация.



Фиг. 1. Карта на разпространение на Петроханската теригенна група (ПТГ) в изследвания район: 1 – разкрития на ПТГ; 2 – разлом; 3 – населено масто

Събраните при настоящото изследване данни показват, че изследваната площ най-вероятно е била разположена в сравнително периферната част на раннотриаския седиментен басейн в СЗ България. В подкрепа на подобна теза е развитието на мощни серии от отложения от седиментни гравитационни потоци в западната част на района, които алтернират с псефитнодоминирани потокови макроформи и формират серии с дебелина до 55-60 m. Подобни серии са твърде характерни за пролувиални конуси от периферията на седиментни басейни (Miall, 1996). Тези данни, както и данните за палеотранспортните направления в района през раннотриаската епоха (Айданлийски, 2009) указват за високо издигната площ, разположена непосредствено западно от изследвания район.

Друга характерна особеност със значимо влияние през началния етап на развитие на раннотриаския седиментен басейн в изследваната площ е наличието на ясно изявен вътрешнобасейнов палеорелеф. Първо Тронков (1963, 1966) и Янев (1964) а след това и Чемберски и др. (1996) отбелязват влиянието, което е оказвал този релеф на обема и типа седиментация вътре в басейна. Според Енчева и Кънчев (1968) влиянието на заварения от триаса палеорелеф е основната причина за значителните разлики в дебелините на “бунтзандщайновите” седименти у нас.

Климатичните особености на изследвания район по време на генерирането на утайките на ПТГ не са изяснени докрай. Специализирани изследвания в тази насока не са правени до момента. Въпреки това налице са достатъчно указания за доминиране на топъл, семиариден климат през значителна част от време на отлагане на седиментите на групата (Айданлийски, 2005). В тази връзка на първо място може да се отбележи широкото развитие на ефемерални, плоскостно-наводнителни (без изразени русла) алувиални цикли и отложения от дебритови потоци от самото начало на генериране на утайките на групата. Формирането на този тип отложения продължава и през по-късните стадии на развитие на седиментационния басейн. Съгласно Miall (1996) подобни отложения са твърде характерни както за псефитнодоминирани пролувиални и многоруслово-алувиални, така и за псамитнодоминираните многоруслово-алувиални отложения, формирани при топъл ариден и семиариден климат. Според същия автор развитието на карбонатни нодуларни палеопочвени образувания, широкото разпространение на глинести интраформационни късове, както и съхраняването на преотложени карбонатни палеопочвени материали - белези твърде характерни за значителна част от изучените разрези, също са указание за седиментация в условията на топъл ариден и семиариден климат. Като индикатор на климатичните особености трябва да се отбележи и едновременното развитие на еолови пясъци и палеопочвени образувания. Редица автори (Нейрн, 1968; Макки, 1968; ван Хутен, 1968) приемат подобно съчетаване като убедителен геоложки индикатор за ариден и семиариден климат, особено когато то е представено в червеноцветните отложения. Обикновено тази скална асоциация се приема й като указател за топъл или горещ климат.

Етапи в еволюцията на седиментационните палеообстановки

Всички данни, събрани при настоящото изследване, показват, че през време на акумулиране на седиментите на ПТГ в изследваната площ са доминирали алувиалните обстановки на седиментация. Развитието на друг тип седиментационни обстановки (напр. еолични) е краткотрайно и с локален ефект. На основата на измененията в характеристиките на алувиалната архитектура на скалите на ПТГ могат да се отделят пет етапа в еволюцията на седиментационни обстановки по време на нейното формиране: (*i*) инициране на алувиалната седиментация в басейна; (*ii*) реорганизация на алувиалната равнина и формиране на врязани палеодолини; (*iii*) формиране на устойчиви заливни тераси с финозърнести седименти и заличаване на дотриаския релеф; (*iv*) второ формиране на врязани палеодолини; (*v*) второ формиране на устойчиви заливни тераси с финозърнести седименти.

Етап I – Инициране на алувиална седиментация в басейна

Акумулирането на седиментите на ПТГ в изследваната площ започва в две относително засебени области – условно наричани тук западна и източна алувиални палеодолини, които вероятно са били разделени от меридионално ориентиран вододел, разположен западно от Милановското плато. Морфологията и на двете палеодолини не

е напълно изяснена. Въпреки това може да се каже, че и двете са с насочен на север отток. Данните от литофациалните и архитектурно-елементовите изследвания сочат, че седиментацията през този първоначален етап на развитие на басейна е протичала предимно в условията на ефемерални алувиални системи, в които няма ясно изразени русла. Транспортът и акумулацията на седименти в подобни условия става по време на краткотрайни наводнителни събития, които обхващат значима част от или дори цялата алувиална равнина. Твърдият сток на тези алувиални системи е бил преобладаващо псамитнодоминиран. Според Miall & Gibling (1978) и Muňoz et al. (1992) в подобни условия могат да се генерират и съхранят елементарни алувиални цикли с дебелина до няколко метра.

На фона на доминиращия за този етап ефемерално-алувиален стил на алувиалните системи се установяват и някои вариации. В отделни локалитети, в обсега на източната алувиална палеодолина – напр. в района на мах. Оплетня, в някой участъци от долината на р. Пробойница, както и на места по западния ръб на Милановското плато, се установява развитие и на многоруслов тип алувиална система, но, въпреки това, много рядко е наблюдавано развитие на руслови комплекси. В допълнение на казаното за източната палеодолина трябва да се отбележи и установяване развитието на анастомиращ алувиален стил в района на с. Згориград, който е разположен в североизточния край на тази палеодолина. Съгласно данните за палеотранспортните направления през този етап (Айданлийски, 2009) са налице индикации, че в склоновете на източната палеодолина са били развити по-нискорангови палеодолини с многоруслов алувиален стил на седиментация. В относително по-централните участъци на тази долина (напр. мах. Врабците) се наблюдава развитието на каналови комплекси, което според Miall (1996) може да се приема за индикатор на осовата зона на подобни ефемерален тип долини. Развитието на анастоматичен тип алувиални отложения в района на с. Згориград следва да се приеме като индикация за по-значим акомодационен обем, който да е резултат от дисталната позиция на този разрез спрямо подхранващата със седименти зона.

По-неясна е морфологията на западната палеодолина. Въпреки, че в района на прох. Петрохан, също се установява развитие на каналови комплекси, интерпретирането им като указание за осовата зона на тази палеодолината трябва да се подкрепи и с други, по-надеждни данни. Западната част на тази палеодолина е единственото място, където седиментацията протича в условията на псефитнодоминирана многоруслова алувиална система и оперират и дебритови потоци. Съгласно Miall (1996) подобен стил на седиментация е характерен за пролувиални конуси от периферията на алувиалните басейни. Преобладаващо ефемералният характер на алувиалния сток по време на този етап, съчетан със семиаридния характер на климата са предопределили и развитието на палеопочвени профили. При това трябва да се отбележи, че повечето от карбонатсъдържащите профили са развити в периферните вероятно по-добре дренирани участъци на описаните палеодолини. Добър пример за това са разкритията в района на гара Лакатник и мах. Оплетня, принадлежащи на източния склон на източната палеодолина. Еолична седиментация е установена само в района на мах. Трънo, развита в наветрената страна на палеорелефните форми. В този район се установява една и съща посока на алувиален и еоличен палеотранспорт.

Етап II – Реорганизация на алувиалната равнина и формиране на врязани палеодолини

През този етап от развитието на седиментните обстановки в изследваната площ се реализира най-радикалната реорганизация в седиментния басейн. На първо място тя е свързана с преориентацията на посоката на алувиален отток в района, тъй като от характерната за първия етап насочена преобладаващо на север в по-голямата част от площта се преминава към насочен на изток алувиален палеотранспорт (Айданлийски, 2009). По този начин до голяма степен се елиминира действието на характерния за предходния етап субмеридионален вододел. В резултат на това се формира обща обширна алувиална равнина, в която остават непокрити отделни участъци от дотриаския палеорелеф, а в източната част на района се оформят и врязани палеодолини с относително полегати склонове. Насочено на север палеотранспортно направление се запазва единствено в югоизточната част на площта, където контролът на локалния палеорелеф е по-значим. Една от особеностите на този етап е нарастване спрямо предходния етап на количество на детритни фелдшпати в теригенния приток в басейна, което може да се тълкува като резултат от засилена ерозия в рамките на подхранващата провинция.

По отношение на алувиалните обстановки на седиментация през този етап се формират три основни зони: (*i*) първа зона – обхващаща западната и северната част на района; (*ii*) втора зона – обхващаща централната и източната част на изследваният район; (*iii*) трета зона – обхваща югоизточната част на изученият район.

В *първата зона* седиментацията е протичала в условията на псефитнодоминирана многоруслова алувиална система. Утайконатрупването е с пулсационен, предимно руслов характер. Преобладават ниско-релефните, предимно вътрешноруслови чакълен и чакъленовалунни валове, които се формират, нарастват или се модифицират главно по време на наводнителни събития. През останалото време, при ниски и слаби води, голяма част от тях представляват междоруслови валове. Формата и позицията на тези валове е твърде непостоянна. Формирането на песъчливи материали става по време на спад на силата на водния поток вътре в руслата или в заливната тераса. В подобни условия могат да се формират и финозърнести материали, но техният дял и степен на запазеност е много ниска. Вътре в тази зона се наблюдават и известни вариации. В най-западната й част освен руслови процеси при натрупване на утайките активна роля са играели дебритови потоци, формиращи мощни пластоподобни тела от ненаситени конгломерати. Действието на подобни дебритови потоци в псефитнодоминирана многоруслова алувиална система е твърде характерно за мащабните пролувиални конуси (Miall, 1996). В подкрепа на подобна хипотеза е и изменението на дебелините на генерираните по този начин седименти. В района на вр. Копрен тя е над 60 m, докато непосредствено на СИ тя бързо намалява до 25-27 m и дори под 12 m.

Известно влияние на този тип седиментационна обстановка се установява и в района на прох. Петрохан, както и в разрезите и в разрезите по западния ръб на Милановското плато. Тук и на изток от тази ивица, в тази зона са доминирали русловите процеси, протичащи в относително плоска алувиална равнина с плитки канали (получила популярност в литературата като Scott river type (Miall, 1977; 1985; 1996)). В най-източната част на първа зона – най-вече в района на разрез Згориград, в условията на подобна алувиалната равнина са се формирали и отчетливо по-високи топографски нива, в които са се формирали и запазили финозърнести отложения. Този тип алувиална система е позната като Donjek river type (Miall, 1977; 1996).

Втората зона обхващаща централната и източната част на изследвания район – рида Козница, поречието на р. Пробойница и ивицата с. Лакатник – с. Елисейна. Утайконатрупването в тази зона протича в условията на псамитнодоминирани многоруслови алувиални системи. Подобно на условията в първа зона, и тук утайконатрупването протича преобладаващо в руслови условия. През етапите на пълноводие, когато значима част от алувиалната равнина е под въздействието на потокова седиментация, се генерират вътрешноруслови едро-мащабни пясъчни валове, които при спадане на нивото на водите се превръщат в междоруслови такива. Освен между самите валове, канали могат да се формират и върху тях самите. Преобладават проградационните процеси на нарастване на валовете, но се установяват продукти и от латерална акреция. Каналите са с ниски стойности на отношението дълбочина/ширина. Честата им латерална миграция води до формиране на амалгамирани пакети от руслови отложения. Алувиалната равнина е относително плоска, без развитие на контрастни топографски нива. Твърдият сток на алувиалната система е преобладаващо песъчлив. Седиментният транспорт е главно под формата на влачене и в по-малка степен на суспензия. Подобна седиментационна обстановка, описвана в литературата като Platte river type (Miall, 1977; 1985; 1996), е характерна за западната и средната част на тази зона. В източната й част, подобно на разположената непосредствено на север източна част на първата зона, в алувиалната равнина са се формирали топографски нива, което е позволило формиране и запазване на извънруслови отложения – на прируслови валови (естествени диги) и дори на финозърнести отложения. Относителната стабилност на подобни нива е благоприятствала инициране на латералноакреционни форми на нарастване на пясъчните тела в руслата. Източните части и на двете зони са благоприятствали развитието на палеопочвени профили.

Третата зона обхваща югоизточната част на изучената област. Единствено тук се запазва характерната за кратковременните, плоскостно-наводнителни (без изразени русла) алувиални системи с псамитнодоминиран твърд сток обстановка на седиментация, широко разпространена в изследваната област през етап I. На фона на това, обаче, се установяват и някои отлики. На първо място това е значимото увеличаване на делът на пролувиалните и делувиалните процеси на утайко-натрупване. Те почти напълно доминират в северната част на тази зона. В тях не личат ясни белези от типично алувиална седиментация. Втората особеност на тази трета зона е мащабното налагане на еолична обстановка на седиментация в подножието на и между позитивните релефни форми. Трябва да се отбележи и преобладаващо ориентираният на север еоличен палеотранспорт в този участък (Айданлийски, 2009). В алувиалните отложения на тази зона продължава мащабното развитие на палеопочвени прояви.

Между отделните зони се наблюдават постепенни преходи в характера на обстановките на седиментация в тях.

Етап III – Формиране на устойчиви заливни тераси с финозърнести седименти и заличаване на дотриаския релеф

Основните черти, по които този етап се отличава от предходния, са: (*i*) "отдръпването" на запад на действието на псефитнодоминираните многоруслови алувиални системи и заместването им с ефемерален тип псамитнодоминирани такива; (*ii*) постепенното формиране на устойчиви заливни тераси в алувиалната равнина от източната и централната част на проучения район; и (*iii*) окончателното заличаване (покриване с утайки) на дотриаският релеф в цялата област. Трябва да се отбележи и относителното запазване на основните тенденции на посоката на седиментен палеотранспорт в областта, характерни и за етап II. Изключение прави нарастването на дисперсията в най-северозападния участък на областта, както и промяната в посоката на еоличен транспорт (Айданлийски, 2009). Може да се приеме, че псефитнодоминираните алувиални системи се запазват само в най-западните части на площта. Оскъдните индикации за развитие на дебритови потоци дава основание да се приеме, че през този етап района представлява една относително дистална част на евентуален пролувиален конус. В част от зоната (ивицата от с. Превала до с. Згориград), в която през етап II седиментацията се контролира от псефитнодомнирани многоруслови алувиални системи, през този трети етап се установяват ефемерален тип алувиални системи, които не формират ясни русла. В друга части (района на прох. Петрохан, и в разрезите от западния ръб на Милановското плато) седиментацията протича в условията на псамитнодоминирани многоруслови системи.

Най-съществената промяна в алувиалния стил в района се свързва с постепенно установяване на анастомиращ тип алувиални системи в част от централната и източната част на областта. Това се свързва преди всичко с устойчиво развитие и запазване в алувиалната равнина на финозърнести извънруслови отложения. Наред с това намалява честотата на латералната миграция на речните русла, както и степента на свързаност между тях. В резултат на това се формират устойчиви прируслови валове, извън които, в периоди на високо ниво на водите в алувиалната система, се акумулират извънруслови потокови и застойни отложения. Нараства и ролята на латералната акреция при формиране на русловите отложения. Ниската честота на латерална миграция на речните русла в подобни условия осигурява и по-пълното протичане на формиращите палеопочвени профили процеси в прируслови и особено в извънруслови условия. Оттук произтича и по-мащабната (като степен на зрялост) проява на подобни процеси в източната част на района. Важно е да се отбележи, че анастомиращ тип алувиална седиментационна обстановка

се налага и в цялата площ на описаната като трета (югоизточна) зона от етап II. Това се съпровожда и от пълното заличаване (покриване от седименти) на дотриаските позитивни релефни форми в цялата изследвана площ. По този начин изследваният район се превръща в единна, обширна алувиална равнина.

Установени са и отделни, маломащабни, локални прояви на еолична седиментация, протекла в прируслови и заливнотерасови условия. През етап III се установява и първата съществена промяна в регионалната посока на еоличен палеотранспорт, която тук е с юг-югозападна ориентация.

Етап IV – Второ формиране на врязани палеодолини

Този етап започва с повторното формиране на врязани палеодолини в източната част на изследваната площ и завършва с тяхното запълване от алувиални отложения. Формирането на врязаните палеодолини през този етап, вероятно, е било многоетапен процес, свързан с периоди на ускорена ерозия и такива, през които темповете й са били относително ниски, което е благоприятствало формирането и на палеотераси. Освен с развитието на врязани палеодолини, етап IV се характеризира и с ясно изразено почти повсеместното налагане на многоруслов алувиален стил на седиментация в изследваната площ. Преобладават псамитнодоминираните алувиални системи. Псефитнодоминирани многоруслови алувиални обстановки са развити само в три локалитета – на запад (в района на вр. Копрен), в средната част на долината на р. Пробойница и в най-източната част (в района западно от с. Очин дол). Принадлежността им към определена врязана долина не е установена. Белези на седиментация в условията на пролувиален конус с редуване на дебритни и руслови отложения присъстват само в района на вр. Копрен. В останалите два локалитета формирането на грубокъсови отложения е протекло в алувиални условия, близки до тези на дълбока многоруслова (за района на р. Пробойница) и анастомираща (за района на с. Очин дол) псефитнодоминирани алувиални системи. Към края на този етап и в трите района се налагат типични за псамитнодоминираните многоруслови алувиални системи условия на седиментация. Макар и доминираща в цялата изследвана площ, псамитнодоминираната многоруслова алувиална обстановка на утайконатрупване също показва известни вариации. Характерните за плиткорусловата разновидност (Platte river type) условия са били присъщи само на най-западните части на района и отчасти за обособени участъци от централната му част, докато в цялата останала част многорусловата алувиална система е била представена от подълбокоруслови разновидности, позволяващи съхранение и на финозърнести отложения.

Подобно на етап II и тук се отбелязва значимо нарастване на количеството на детритни фелдшпати в теригенния приток в басейна спрямо това в предходния етап III, вероятно резултат на ново засилване на темповете на ерозия в подхранващата с рушивен материал палеопровинция. Превръщането на почти цялата площ в една обща многоруслова алувиална система рефлектира и във формата на палеопочвените прояви. Честата латерална миграция на руслата е водела до масово преработване на палеопочвените профили и преотлагането на материали от тях под формата на остатъчни отложения в основата на русловите комплекси.

Към края на този етап, предимно в източната част на изследваната територия се осъществява постепенна промяна на алувиалния стил от многоруслов към анастомиращ. Акумулиране на еолични отложения, предимно в началото на този етап, остава твърде спорадично. Общите направления на алувиален и еоличен седиментен палеотранспорт остават същите, като тези през предходния етап.

Етап V – Второ формиране на устойчиви заливни тераси с финозърнести седименти

В началото на този етап се формира една обширна, доминирана от анастоматичен тип алувиална седиментация равнина. Особено мащабно този алувиален стил се е развил в източната част на изучената площ, където формиращите се между активните руслови канали стабилни острови, в които в периоди на наводнения е протичала предимно финозърнеста седиментация, са генерирали мощни серии, които са изолирали русловите комплекси един от друг. Латералната миграция на речните русла тук е била с много ниски темпове. Седиментацията вътре в русловите канали е под формата на проградационно и акреционно нарастване на вътрешноруслови и окрайноруслови валове, банки и коси. Заедно с мащабното развитие на руслови и извънруслови отложения, в условията на анастоматичен тип алувиална система широко развитие и висока степен на запазеност придобиват прирусловите валове (естествени диги) и извънрусловите потокови отложения.

Развитието на палеопочвени прояви в подобни условия е имало зонален характер. В близост до активните канали (в проксимална позиция) са се формирали предимно незрели и относително добре дренирани профили. Обратно, с отдалечаване от руслото (в дистална позиция) е нараствала зрелостта на палепочвения профил. Слабата латерална миграция на русловите канали е допринесла за високата степен на съхраненост на профилите от заливната тераса.

Характерът на твърдия сток на алувиалната система е контролирал съотношението руслови/извънруслови отложения. Като правило, в западната част на района, която е относително по-близка до подхранващата провинция, вероятно той е бил смесен или с преобладаване на влачения псамитен материал и поради това русловата седиментация е имала превес над извънрусловата. Обратно, в дисталната, източна част на областта, твърдият сток вероятно е бил преобладаващо под формата на суспензия и поради това, в тази част е доминирала извънрусловата (заливнотерасовата) седиментация.

През късния стадий на този етап анастоматично-алувиалните условия на седиментация в района се заменят от меандриращ тип алувиална система, която обхваща почти напълно изследваната площ. На прехода между тези две алувиални седиментационни обстановки, на ограничена площ от източната част на района (северно от гара Бов и южно от мах. Царина), са се формирали условия, благоприятстващи формирането на значима по дебелина еолична серия. Налагането на меандриращ тип алувиална

седиментация в края на този етап е пряк резултат от запълването на акомодационното пространство и доближаването на алувиалната равнина до профила й на равновесие. Изчерпването на акомодационно пространство е предизвикало частична преработка на утайките в алувиалната равнина, резултат от честата авулсия на речните русла. В резултат на този "канибализъм" започва масово развитие на остатъчни отложения, изградени предимно от интраформационни класти, които окупират русловите дъна, участват в строежа или изцяло формират отделни макроформи вътре в руслата, в тяхната периферия или дори извън тях. Доминиращата, понякога и единствена, форма на акумулация в руслови условия е била латералната акреция. В заливната тераса, освен аградационно натрупване на финозърнест материал по време на наводнения, протича и мащабно развитие на палеопочвени профили.

Закючение

Като цяло, генерирането на седиментите на Петроханската теригенна група в изследвания район протича в единен, еволюиращ във времето седиментационен басейн, който в началото е относително фрагментиран, но постепенно се превръща в една единна, обширна алувиална равнина. Различията в седиментационните обстановки са проявени главно в долната част на разреза на Петроханската теригенна група и по-скоро са следствие от твърде локалното влияние на съществуващия палеорелеф от една определена част на иначе общ седиментен басейн, отколкото да са продукт от седиментация в различни, несвързани един с друг самостоятелни басейни.

Литература

Айданлийски, Г. 2005. Фациеси, обстановки на седиментация и стратиграфия на Петроханската теригенна група в част от Западна Стара планина. – Автореферат, 55 с.

Айданлийски, Г. 2009. Палеотранспортни направление при формирането на Пертоханската теригенна група в част от Западна Стара планина. – *Год. МГУ, 52, св. I, Геол. геоф.*, 7-12.

Градзиньский, Р., А. Костецкая, А. Радомский, Р. Унгур. 1980. *Седиментология*. М., Недра, 646 с.

ван Хутен, Ф. Б. 1968. Некоторые нерешенные проблемы генезиса красноцветов. – В: *Проблемы палеоклиматологии*. М., Мир, 421-434.

Енчева, М., Ил. Кънчев. 1968. Триас. – В: *Стратиграфия на България* (*ред. Цанков, В., Х. Спасов).* С., Наука и изкуство, 167-189.

Макки, Э. Д. 1968. Распознавание жарких и аридных климатов прошлого. – В: *Проблемы палеоклиматологии.* М., Мир, 229-240.

Нэйрн, А. Э. М (ред.). 1968. *Проблемы палеоклиматологии*. Мир, М., 448 с.

Тронков, Д. 1963. Характер на старокимерския структурен етаж, тип и време на старокимерските тектонски движения в Северозападна България. – *Тр. геол. България, Сер. Стратигр. и тект.*, *5*, 171-196.

Тронков, Д. 1966. Един случай на добре изразен дотриаски палеорелеф в България. – *Изв. Геол. инст., 15*, 159-168.

Тронков, Д. 1974. Посоката на теченията по измервания на косата слоестост в червеноцветния теригенен комплекс (долен триас) от Белоградчишкия антиклинорий (северозападна България). – *Изв. Геол. инст., Сер. Стратигр. и литол., 23*, 25-30.

Тронков, Д. 1981. Стратиграфия триасовой системы в части Западного Средногорья (Западная Болгария). – *Geologica Balc.*, *11*, 1, 3-20.

Чемберски, Хр., Т. Ранкова, Н. Антова, Г. Николов. 1996. Триаската система в България – веществен състав, седиментационни обстановки и геодинамични събития. – *Спис. Бълг. геол. д-во.*, *57*, 2, 1-18.

Янев, С. 1964. Върху литоложките белези за различаване на пермските и бунзандщайнските седименти в северозападна България. – *Изв. Геол. инст.*, *13*, 261-278.

Mader, D., G. Čatalov. 1992. Comparative palaeoenvironmental modelling of Buntsandstein braided river evolution in Bulgaria and Middle Europe. – *Geologica Balc.*, *22*, 6, 21-61.

Miall, A. D. 1977. A review of the braided river depositional environment. – *Earth Sci. Reviews*, *13*, 1-62.

Miall, A. D. 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – *Earth Sci. Reviews, 22*, 261-308.

Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 582 p.

Miall, A. D., M. R. Gibling. 1978. The Siluro-Devonian clastic wedge of Somerset Island, rctic Canada, and some regional paleogeographic implications. – *Sediment. Geol.*, *21*, 85-127.

Muňoz, A., A. Ramos, Y. Sánchez-Moya, A. Sopeňa. 1992. Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Buntsandstein, Triassic, central Spain. – *Sediment. Geol.*, *75*, 257-281.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ЛИТОФАЦИАЛНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА ПЕТРОХАНСКАТА ТЕРИГЕННА ГРУПА В ЧАСТ ОТ ЗАПАДНА СТАРА ПЛАНИНА. I. ПСЕФИТНОДОМИНИРАНИ ЛИТОФАЦИЕСИ

Георги Айданлийски

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

РЕЗЮМЕ. Приложената в настоящото изследване литофациална подялба се основава на зърнометричната характеристика, седиментните текстури и структури на обособени тела и отразява цикличността в строежа на доминираните от алувиални процеси отложения на Петроханската теригенна група в Западна Стара планина. По този начин всяка от дефинираните литофациални единици може да бъде интерпретирана хидродинамично, а нейното положение да бъде фиксирано в елементарния алувиален цикъл. Причисляването към тази група литофациеси се основава на допускането, че отложенията са изградени от 30% и повече псефитни късове с размер над 2 mm. Литофациес Gms (псефитни скали, масивни, ненаситени) обединява предимно ненаситени гравелити, конгломерати, брекчо-конгломерати и брекчи, всички с масивна текстура. Този литофациес служи като индикация за седиментация от кохезионни кално-каменни (дебритови) потоци. За разлика от него литофациес Gm (масивни до неяснослоести, преобладаващо наситени псефитни скали) е представен основно от масивни гравелити, брекчо-конгломерати и конгломерати, в които понякога е развита неясна хоризонтална слоестост и/или имбрикационна текстура. Формирането му е многоетапен процес, при който компетентността на потока е варирала във времето. Литофациес Gtr (псефитни скали, мулдовидно косослоести, алувиални) е представен е от мулдовидно косослоести наситени и ненаситени гравелити и конгломерати. Интерпретира се като резултат на напредваща и вертикална акреция на вътрешноруслови псефитни валове или банки или като продукт от катастрофални наводнения. Подобен на него е литофациес Gp, които е представен от плоскопаралелно косослоести, алувиални гравелити и конгломерати. Тези отложения се свързват с образуването на езиковидни валове или делтовидни нараствания около по-стари вътрешно или периферноруслови отложения.

LITHOFACIAL CHARACTERISTIC OF THE PETROHAN TERRIGENOUS GROUP IN PART OF WESTERN STARA PLANINA MOUNTAIN. I. PSEPHIITE-DOMINATED LITHOFACIESES

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

ABSTRACT. The applied in the current study lithofacial subdivision is based on the grain size characteristic, sedimentary structure and texture of detachable bodies and reflects the cyclicity of the structure of the fluvial processes dominated deposits of the Petrochan Terrigenous Group in part of Western Stara Planina Mountain. In this way the defined lithofacial units could be interpreted hydrodynamicaly, and their position could be fixed inside the elementary fluvial cycle. The identification of the lithofacieses in this group is based on the presuming that the content of fragments larger than 2 mm in them is 30% or more. Lithofacies Gms (psephitic rocks, massive, matrix supported) combine mainly matrix-supported gravelites, conglomerates, breccia-conglomerates and breccias, all of them with massive structure. This lithofacies is used as indication of sedimentation in cohesion debris flows. In contrast of this lithofacies Gm (massive to crudely bedded, mainly grain-supported psephitic rocks) is presented mainly by massive gravelites, breccia-conglomerates and conglomerates, in which occasionally are developed unclear horizontal bedding and/or imbrication structure. Its forming is multistage process, during which the flow competency varying in time. Lithofacies Gtr (psephitic rocks, trough cross-bedded, fluvial) is presented by trough cross-bedded, fluvial grain- and matrix-supported gravelites and conglomerates. It is interpreted as result of progradation and vertical accretion of intra-channel coarse bars or as product of catastrophic flooding. Similar of him is lithofacies Gp, which is represented by planar cross-bedded, fluvial gravelites and conglomerates. These deposits are connected with the development of tough-like bars or delta-like forms that rise around older intra- and peripheral channel deposits.

Въведение

При настоящото изследване под понятието литофациална единица се разбира сумата от всички първични структурни и текстурни особености на седиментните скали, на основата на които могат да се правят изводи за условията и обстановката на тяхното образуване. Точната и ясна дефиниция на литофациалните единици при теренните изследвания все още е дискусионна. Този въпрос е особено значим при литофациални изследвания на континентални флувиални последователности, такива като скалите на Петроханската теригенна група в района на Западна Стара планина, сред характерните белези на които е литоложката хетероморфност.

Цел на настоящата публикация е да се дефинират и интерпретират част от литофациесите, отделени при изучаването на Петроханската теригенна група в обсега на Берковската единица, Западна Стара планина, отделени и описани при изучаване на 34 броя представителни разреза на единицата в изследваната площ. В процеса на събира-

не на теренни данни са изучени, описани и опробвани общо 3232,5 m разрези. При теренната работа са характеризирани общо 6283 броя хомогенни и съставни литофациални единици, преходите между тях, а при подходяща разкритост и техните пространствени взаимоотношения. Стремежът при дефинирането им бе лесната им полева идентифиция и документация, както и тяхното устойчиво разграничаване и проследяване по площ. Литофациални типове със силно ограничено разпространение са описани като разновидности.

Приложеният в настоящото изследване подход на подялба на литофациесите в континентални кластични последователности се основава на зърнометричната характеристика, седиментните текстури и структури на обособени тела и отразява цикличността в строежа на доминирани от алувиални процеси отложения. По този начин всяка от дефинираните литофациални единици може да бъде интерпретирана хидродинамично, а нейното положение да бъде фиксирано в елементарния алувиален цикъл. Изписването на единиците от приложената при изследването литофациална схема се осъществява посредством абревиатури, съставени от една главна и една или няколко малки латински букви (Miall, 1996). Главната буква отразява доминиращата в единицата зърнометрия, а малката(те) буква(и) – характерната за единицата текстурата. Абревиатурният подход при записване на литофациалните единици е много подходящ за полево описание както на разрези, така и при архитектурно-елементен анализ на разкрития. От друга страна той позволява разнообразна математическа обработка на данните.

За база на разработената при настоящото изследване литофациална номенклатура послужиха работите на Miall (1977; 1978; 1996) и на Ramos & Sopena (1983; 1986). В допълнение са взети под внимание и литофациалните номенклатури предложени от Selley (1970), Rust (1972), Cant & Walker (1976) и Allen (1983). Предложената от Miall (1978) номенклатура поделя континенталните потокови литофациеси на три основни групи, дефинирани на основата на гранулометричната им характеристика: (1) псефитнодоминирани, (2) псамитнодоминирани и (3) алевритно- и пелитнодоминирани литофациеси. В зависимост от доминиращата текстурна характеристика (по специално по типа на слоестостта) тези групи, от своя страна, се поделят на единици – масивна, мулдовидна, плоскопаралелна, реброва, хоризонтално слоеста и т.н. При описанието на типа на косата слоестост е възприета номенклатурата, предложена от Allen (1963), от която се използват термините *мулдовидна* (trough-shaped или scoope-shaped) и *плоскопаралелна* или *планарна* (planar-shaped или tabular) тип слоестост. При описанието на сериите коса слоестост се използват термините *единична* (solitary set) и *съставна* (grouped set или coset) серия. Съобразно дебелината на косослоестите серии се отделят още: *дребномащабни* (small-scale) – дебелина на отделните е от mm до 5 cm; и *едромащабна* (large-scale) – дебелина на отделните е от 5 cm до над 1 m.

Хидродинамичната и седиментоложка интерпретация на седиментните текстури се базира на йерархично подредената потоково-режимна концепция на седиментните текстури (Simons, Richardson, 1961; Simons et al., 1965; Harms, Fahnestock, 1965; Allen, 1968; Southard, 1971; Harms et al., 1975). Тя се основава на разбирането, че при едностранно насочените потоци с постоянни дълбочина, плътностен вискозитет и гравитационна константа, генериращите се седиментни текстури не търпят съществено изменение във времето. Обратно, промените в силата на потока водят до последователни изменения в седиментните текстури. Ето защо, въпреки значителното си многообразие, седиментните текстури могат да бъдат разглеждани като членове на строго дефинируема поредица, а многообразието им е само една вариация в геометрията на ограничен набор основни разновидности.

Използвайки съотношението сила на потока/зърнометрия на седиментите Simons et al. (1965) изяснява връзката между условията в потока и формираните от него седиментни тела. Според същите автори при ниска сила на потока (в условията на долен потоков режим), в зависимост от зърнометричната характеристика на седиментния материал, се генерират дребни ребра или хоризонтално слоести серии. С нарастване силата на потока, формата на гребените на ребрата се променя от праволинейна към вълниста до езиковидна. При допълнително увеличаване на енергията на потока се образуват седиментни вълни с нарастващо изкривяване на гребените. В условията на горния потоков режим настъпва заравняване на горната повърхност на акумулираните седименти и се достига до образуването на хоризонтално слоеста текстура с праволинейна отделност по слоевите повърхнини. Крайният елемент на това развитие са антидюните и ерозионните жлебове.

Така описаните хидродинамични граници и интерпретации са използвани за изграждане на потокова концепция, целяща от многообразието в характеристиките и положението на дефинираните литофациеси в алувиалната система да се обособят две главни обстановки на седиментация – руслова и разливна равнина (заливна тераса). Тези обстановки се характеризират със специфични хидроднамични условия, водещи до развитието на характеристични литофациални единици и асоциации.

Описание на псефитнодоминирани литофациеси литофациесите

Причисляването към тази група литофациеси се основава на допускането, че отложенията са изградени от 30 и повече % псефитни късове (с размер над 2 mm).

Литофациес Gms – псефитни скали, масивни, ненаситени

Описание

Литофациесът обединява предимно ненаситени гравелити, конгломерати, брекчо-конгломерати и брекчи, всички с масивна текстура. Основната им маса, често обогатена на слюда, е предимно песъчливо-алевролито-пелитна като преобладава лошосортираната средно- до грубозърнеста песъчлива компонента. Псефитната фракция е доминирана главно от екстракласти, но се срещат и разновидности, в които преобладават глинестите интракласти. Псефитните късове могат да бъдат незаоблени, слабо до добре заоблени. Степента на загладеност обикновено намалява с нарастване на размера на отделните късове. Сортиров-

ката е лоша или напълно отсъства. Основата на единиците обикновено е равна и/или ерозионна. Рядко сред единиците се съдържат тънки лещи и/или "драперии" от косослоести пясъчници. Нормална и обратна градационна слоестост се срещат рядко. Понякога, предимно в горнището, се наблюдават единични късове или наситени интервали от по-едри късове, последните показващи имбрикации.

Най-често този литофациален тип изгражда плоски тела, проследими на разстояния до няколко километра. Дебелината на отделните единици варира от 20 cm до над метър. Общата дебелина на наложените една върху друга единици в отделни разкрития надвишава 4.5 m. При съставните единици понякога се наблюдава прослояване с тела изградени от литофациес Gm (*псефитни скали, масивни до неяснослоести* – виж по-надолу в текста). В редица случаи се наблюдава постепенен латерален преход на литофациес Gms в Sm (*масивен пясъчник*), като цвета на последния контрастира силно на отдолу и отгоре лежащите скали.

Интерпретация

Според Harvey (1984) и Collinson (1996) образуването на литофациес Gms е краткотраен и едноетапен процес и се свързва с въздействието на относително редки но интензивни валежи, които мобилизират част или цялата маса от натрупан елувиален, колувиален, пролувиален и по-рядко алувиален материал. В зависимост от съдържащото се количество по-дребнозрнеста маса, резултатният кално-каменен поток може да бъде или да не бъде плътностен.

Nemec & Steel (1984) приемат появата на едри класти в горнището на телата изградени от този литофациес като индикация за седиментация от кохезионни кално-каменни (дебритови) потоци. Според Rahn (1967) набогатяването на горнището на единиците с едри късове е указание за преработка на повърхността на вече образувано седиментно тяло от последващи основния етап на седиментация процеси, в резултат на което по-дребнозърнестите материали се изнасят. Значителното присъствие на псамитна компонента при тези процеси води до поява на различни типове коса слоестост. Обратната градация се интерпретира като резултат от нарастване на нискорелефен вал и в подобни случаи наситеността на късовете рязко нараства (Todd, 1989; Nemec, Postam, 1993).

Съгласно Laming (1966) и Nemec & Steel (1984) тела от литофациес Gms, явяващи се под формата на издържани пластове, показващи слаба имбрикационна текстура и съдържащи лещи от по-дребнозърнести материали, са се формирали от високоплътностни покровни потоци.

Тъмно, най-често керемиденочервено, оцветените пясъчници, латерално продължение на развитите в непосредствена близост до изявени дотриаски позитивни палеорелефни форми тела от литофациес Gms, се интерпретират като дистална част на отложения от дебритови потоци. Образуването им се свързва с етап от развитието на тези потоци, когато поради отслабване на силата на потока грубата му кластика вече е разтоварена и само флуид, богат на пигменти, се пропива от "чисти" пясъци. Такива "езици" могат да се проследят на разстояния до километър след изклинването на псефитните тела.

Образуването на разновидности, доминирани от интракластови късове се свързва с ерозионното въздействие на подобни плътности потоци върху слаболитифицирани извънруслови финозърнести отложения.

Литофациес Gm – псефитни скали, масивни до неяснослоести

Описание

Този литофациес обединява преобладаващо наситени, предимно масивни гравелити, брекчоконгломерати и конгломерати, в които понякога е развита неясна хоризонтална слоестост и/или имбрикационна текстура. Показват бимодална (с моди при пясъчливата и псефитната фракции) и полимодална сортировка. Едрината на късовете варира от среден гравий до дребни валуни, но рядко надвишава 15-20 cm. Основната маса е предимно пясъчлива и по-рядко гравийна или алеврито-псамитна. На места тя почти напълно отсъства. Единични лещи и драперии от аргилити, алевролити, масивни или косослоести пясъчници могат да прослояват този тип отложения.

Кластите обикновено показват ибрикационни тесктури (наклона на късовете не надвишава 20°) и латерални вариации в размерите. Нормалната градация на късовете преобладава, но се наблюдава и обратна. Отличителен белег на този литофациален тип е наличието на предпочитана ориентировка на късовете. Долната и горната граници на единиците са равни и резки. Малкото седиментни текстури, срещащи се в този тип единици са представени от малки, валоподобни хоризонталнослоести отложения от дребен, добре сортиран конгломерат и/или равномерно отдалечени ребра или лещи от чакълести до валунни материали.

В редки случаи се наблюдават наситени гравелити и брекчи, изградени от много ръбати късове. Липсва сортировката на псефитните класти. Основната маса е псамитна, с масивна текстура.

Формата на телата е разнообразна – пластовидна, лещовидна, клиновидно, куполовидна. Типичните размери за отделните единици са с дебелина до около метър и латерално разпространение до десетки метри. Често отложенията от този литофациес изграждат многоетажни последователности, където алтернира с литофациес Gtr (*псефитни скали, мулдовидно косослоести, алувиални* – виж по-долу в текста). Сумарната дебелина на наложените една върху друга единици обикновено е под 4-5 m, но в отделни случаи надминава 9.5 m. Контактите между тях обикновено са неясни до плоски или неравно-ерозионни.

Интерпретация

За разлика от тези на Gms, в преобладаващото си множество, отложенията от литофациес Gm са продукт от многоетапен процес, при който компетентността на потока е варирала във времето. Наситеността на късовете се интерпретира като доказателство за последвало основния етап на седиментация "промиване и повторно инфилтриране" на основната маса в празнините между късовете (Miall, 1977; Collinson, 1996).

Валоподобните отложения от добре сортирани чакъли и равномерно отдалечени едно от друго ребра от чакълести до валунни материали, ориентирани паралелно на посоката на потока се интерпретират като надлъжни валове, остатъчни или "промити" отложения (Gustavson, 1974; Boothroud & Ashley, 1975; Miall, 1978). Наситените брекчи в непосредствена близост до палеорелефа се интерпретират като делувиални по произход (Collinson, 1996; Taner & Hubert, 1991). Стратифицираната основна маса в тях е продукт от по-късна, най-често потокова преработка на материалите.

Литофациес Gtr – псефитни скали, мулдовидно косослоести, алувиални

Описание

Литофациес Gtr има преобладаващо разпространение сред типовете от тази група. Представен е от мулдовидно косослоести гравелити и конгломерати. Описан е както в наситени, така и в ненаситени разновидности. Наклонът на косата слоестост е в границите 20-26°, като в някои от по-малки тела този наклон надвишава 32°. Наред с литофациеси Spe (*пясъчник, плоскопаралелно косослоест, с α(алфа)- и β(бета)-тип единични и ξ(кси)-тип съставни серии, еоличен*) и Stre (*пясъчник, мулдовидно косослоест, с единични ξ(кси)-тип серии или съставни π(пи)-тип серии, еоличен*), скалите от този литофациес показват най-високи стойности на наклона на косата слоестост.

При настоящото изследване, в случаите, когато кластите са с гравийен размер, може да се отделят тела, показващи дребномащабна коса слоестост, поради което са обозначени като Gr и представляват разновидност на литофациес Gtr. Друга негова разновидност представляват единиците, в които наклонът на косата слоестост не надвишава 10°. Те са обозначени като литофациална разновидност Gl. Подобни тела са изключително редки в изследваният район. Поради това те не се отделят в самостоятелен литофациес. Сериите са изградени от вариращи по размер късове, като основната маса е в интервала от 2 до 10 cm. Късовете са средно сортирани, средно до добре заоблени. Дебелината на отделните ламини варира в широки граници, но обикновено е два до три пъти по-голяма от средния размер на кластите. Наблюдава се нормална и обратна градационна слоестост.

Този литофациес е развит под формата както на единични, така и на съставни серии. В преобладаващото си множество дебелината на отделните серии е в диапазона 0.3-1.2 m, а дебелината на съставните серии рядко надвишава 5 m. В отделни случаи се наблюдават значителни разлики в зърнометрията на отделните серии. Основата на сериите е преобладаващо ерозионна, често неравна. Формата на телата е пластовидна до лещовидна, като нерядко тези тела се прослояват с псамитнодоминирани интервали.

Интерпретация

Седиментите, обединени в този литофациес запълват неголеми, широки, плитки канали с дълбочина от дециметри до 2-3 m и ширина до десетина метра (Miall, 1977). Често отделните канали се пресичат един друг както в латерално, така и във вертикално направление (Nemec, Steel, 1984; Ethridge et al., 1984). Всеки от тях е с ерозионен базис. В резултат от преработка на ерозираният материал, този ерозионен базис може да бъде покрит от остатъчни псефитни отложения, които като правило са по-груби от основно запълващия канала седимент (Miall, 1978; Kraus, 1984).

Една част от този тип отложения се интерпретира, като резултат на напредваща и вертикална акреция на вътрешноруслови псефитни валове или банки, образувани при сливане на русла (Steel, Thompson, 1983). Друга част от тях могат да се отнесат към по-обширни тела, образувани при катастрофални наводнения (Baker, 1973). Според Steel & Thompson (1983) стратификация, дефинирана от контрастна зърнометрия и текстури е указание за резки смени на енергийната компетентност на транспортиращия седиментния материал поток по време на генериране на седиментното тяло.

Литофациес Gp – псефитни скали, плоскопаралелно косослоести, алувиални

Описание

Представен е от плоскопаралелно косослоестости гравелити и конгломерати. Развит е предимно под формата на единични и съставни серии. Едрината на късовете варира. Основната маса е предимно от грубо до средно-зърнести пясъчници. Средната дебелина на слоевете варира в диапазона 4-7 cm, но в по-дебелите тела достига и до 10 cm. Рядко срещаните глинести интракласти са разположени предимно върху междуслойните повърхности. Основата на сериите е ерозионна, най-често равна. Ъгълът на косата слоестост е в интервала 17°-20° и рядко достига 25°. Слоевете преобладаващо тангират към основата. Често се наблюдават реактивационни повърхности. Горната граница е преобладаващо ерозионна. Дебелина на сериите варира от 40 cm до над 1.5 m. Телата са предимно пластовидни. Латерално се следят в рамките на няколко десетки метра. Често седиментите от този литофациес латерално прехождат или покриват тези на литофациес Gm или Str (*пясъчник, мулдовидно косослоест, с единични θ(тета)- или съставни π(пи)- серии, алувиален*).

Понякога сред псамитнодоминирани литофациални разновидности се обособяват наситените или ненаситени псефитнодаминирани единици с нискоъгълна, едромащабна коса слоестост и ерозионна основа, покрита с остатъчни едрокъсови отложения, показващи имбрикативна текстура. В случаите, когато наклонът на косата слоестост е равен или по-малък от 10°, е отделена нискоъгълна разновидност, обозначена като Gl.

Интерпретация

В голямата си част тези отложения се свързват с образуването на езиковидни валове или делтовидни нараствания около по-стари вътрешно или периферноруслови отложения (Ramos, Sopena, 1983; Middelton, Trujillo, 1984; Southard et al., 1984). Miall (1977; 1978) обвързва тяхното образуване с началния етап на развитие на елементарния алувиален цикъл. Отложенията се образуват в условията на високо интензивен долен (спокоен) потоков режим, при който транспортирания под формата на влачене по дъното

материал се отлага в резултат на понижаване силата на потока (Simon, Richardson, 1962; Rust, 1981).

Развитието на нискоъгълни косослоести серии с остатъчни отложения в основата указва за транспортно направление, сключващо значителен ъгъл с посоката на основния наклон на палеорелефа (Ramos, Sopena, 1983). Според Smith (1974) подобни единици маркират преместване на вътрешноруслов вал в раздвояващ се поток. Други автори ги интерпретират като резултат от миграция следствие на латерална акреция на прируслова коса в обогатен на груби материали меандриращ поток (Arche, 1983; Gustavson, 1987).

Формално въведеният при настоящото изследване литофациес Bbr (*преотложени палеопочвени материали (тип "Bröckelbank" карбонатни и/или железооксидни гравелити, брекчи, конгломерати и брекчо-конгломерати), алувиални*) принадлежи към групата на псефитнодоминираните. Поради факта, че той не присъства в стандартната схема на Miall (1978), както и поради специфичния състав на късовете от които е изграден, той ще бъде разгледан отделно.

Литература

Allen, J. R. L. 1963. The classification of cross stratified units. With notes on their origin. – *Sedimentology*, 2, 93-114.

Allen, J. R. L. 1968. *Current Ripples. Their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion*. North-Holland Publ., 433 p.

Allen, J. R. L. 1983. Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar-complexes and sanstone shhets (low-sinuosity braided streams in the Browstones (L. Devonian), Welsh Borders. – *Sediment. Geol*., 33, 237-293.

Arche, A. 1983. Coarse grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. – In: *Modern and Ancient Fluvial Sustems (Eds. Collinson J., J. Lewin). Int. Assoc. Sed., Spec. Publ. 6*, 313-332.

Baker, V. R. 1973. Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding of eastern Washington. – *Geol. Soc. Am., Spec. Paper, 144*, 79 p.

Boothroyd, J. C., G. M. Ashley. 1975. Process, bar morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, Northeastern Gulf of Alaska. – In: *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation (Eds. Jopling A., B. McDonald). Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. 23*, 193-222.

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.

Collinson, J. D. 1996. Alluvial sediments. – In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (*Ed. Reading, H. G.).* Blackwell, 37-82.

Ethridge, F. G., T. Tyler, L. B. Burns. 1984. Sedimentology of a Precambrian quartz-pebble conglomerate, Southwest Colorado. – In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (*Eds. Koster, E., R. Steel). Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 10*, 165-174.

Gustavson, T. C. 1974. Sedimentatin on gravel outwash fans, Malaspina Glacier foreland, Alaska. – *J. Sediment. Petrol*., *44*, 2, 374-389.

Gustavson, T. C. 1987. Bedforms and stratification types of modern gravel meander lobes, Nueces River, Texas. – *Sedimentology*, *25*, 401-426.

Harms, J. C., R. K. Fahnestock. 1965. Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). – In: *Prymary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation (Ed. Middleton, G. V.). Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ. 12*, 84-115.

Harms, J. C., J. B. Southard, D. R. Spearing, R. G. Walker. 1975. *Depositional Environments as Interpreted fron Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences*. Lecture Notes: SEPM Course Notes, 2, Dallas, 161 p.

Harvey, A. M. 1984. Debris flows and fluvial deposits in Spanish Quaternary alluvial fans: implications for fan morphology. – In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates (Eds. Koster, E., R. Steel). Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 10*, 123-132.

Kraus, M. J. 1984. Sedimentology and tectonic setting of Early Tertiary quartzite conglomerates, northwest Wyoming. – In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates (Eds. Koster, E., R. Steel). Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 10*, 203-216.

Laming, D. J. C. 1966. Imbrication, palaeocurrents and other sedimentary features in the Lower New Red Sandstone, Devonshir, England. – *J. Sediment. Petrol*., *36*, 940-595.

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 depositts: a summary. – In: *Fluvial Sedimentology (Ed. Miall, A. D.). Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir 5*, 597-604.

Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 582 p.

Middelton, L. T., A. P. Trujillo. 1984. Sedimentology and depositional setting of the Upper Proterozoic Scanlan conglomerates, Central Arizona. – In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates (Eds. Koster, E., R. Steel). Can. Soc. Petrol. Geol., Meoir 10*, 189-202.

Nemec, W., R. J. Steel. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. – In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates (Eds. Koster E., R. Steel). Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 10*, 1-31.

Nemec, W., G. Postma. 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphicevolution. – In: *Alluvial Sedimentation (Eds. Marzo, M., C. Pigdefabregas). Int. Assoc. Sed., Spec. Publ. 17*, 235-276.

Rahn, P. H. 1967. Sheetfloods, streamfloods and the formation of sediments. – *Ann. Assoc. Am. Geol*., *57*, 593-604.

Ramos, A., A. Sopena. 1983. Gravel bars in low-sinusoity streams (Permian and Triassic, central Spain) – In: *Modern and Ancient Fluvial Systems (Eds. Collinson, J. D., J. Lewin). Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ. 6*, 301-312.

Ramos, A., A. Sopena, M. Perez-Arlucea. 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the Northwest Iberia Range (Central Spain). – *J. Sediment. Petrol*., *56*, 862-875.

Rust, B. R. 1972. Structure and process in a braided river. – *Sedimentology*, *18*, 221-245.

Rust, B. R. 1981. Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial systen, Cooper's Creek, Central Australia. – *J. Sediment. Petrol.*, *51*, 745-755.

Selley, R. C. 1970. *Ancient Sedimentary Environments*. Chapman & Hall, 237 p.

Simons, D. B., E. V. Richardson. 1961. Forms of bed roughness in alluvial channels. – *Trans. Am. Soc. Civ. Eng., 128*, 284-302.

Simons, D. B., E. V. Richardson. 1962. The effect of bed roughness on depth discharge relations in alluvial channels. – *U.S. Geol. Surv., Wat. Sup. Pap.,* 1498E, 26 p.

Simons, D. B., E. V. Richardson, C. F. Nordin. 1965. Sedimentary structures genereted by flow in alluvial chanels. – In: *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation (Ed. Middleton, G.). Soc. Econ. Paleontol. Miner., Spec. Publ. 12*, 34-52.

Smith, N. D. 1974. Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. – *J. Geol., 82*, 205-223.

Steel, R. J., D. B. Thompson. 1983. Structure and texture in Triassic Sandstone Group, North Staffordshire, England. – *Sedimentology*, *30*, 341-367.

Southard, J. B. 1971. Representation of bed configurations in depth-velocity-size diagrams. – *J. Sed. Petrol.*, *41*, 4, 903-915.

Southard, J. B., N. D. Smith, R. A. Kuhnle. 1984. Chute and lobes: Newly identified elements of braiding in shalow gravely streams. – In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates (Eds. Koster, E., R. J. Steel). Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 10*, 51-60.

Tanner, L. H., J. F. Hubert. 1991. Basalt breccias and conglomerates in the Lower Jurassoc McCoy Brook Formation, Fundy Basin, Nova Scotia: Differentiation of talus and debris-flow deposits. – *J. Sediment. Petrol.*, *61*, 15-27.

Todd, S. P. 1989. Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. – *Sedimentology*, *36*, 513-530.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ЦИКЛОСТРАТИГРАФСКА ПОДЯЛБА НА ПЕТРОХАНСКАТА ТЕРИГЕННА ГРУПА В ЧАСТ ОТ ЗАПАДНА СТАРА ПЛАНИНА

Георги Айданлийски

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

РЕЗЮМЕ. Предлаганата стратиграфска подялба на Петроханската теригенна група се базира на отделянето на алоциклични (алогенетични) регионални единици – мезоцикли, чието засебяване се основава на наличието на регионално проявени ограничителни повърхности. Характерът на тези регионални ограничителни повърхнини е указание, че сред основните фактори контролирали формирането на мезоциклите в разреза на Петроханската теригенна група са били величината и темповете на изменение на обема на акомодационното пространство в седиментния басейн. Поради недостатъчната изученост на басейна, в настоящото изследване се приема, че основните фактори, които са оказвали влияние на измененията на акомодационното пространство, са били флуктуацията на ерозионния базис и величината на теригенния приток в басейна, като водещата роля е отредена на първия от тях. В разреза на Петроханската теригенна група са отделени три мезоцикъла: долен, среден и горен. Обемът и темповете на нарастване на акомодационното пространство са факторите, които са предопределили и особеностите на алувиалната архитектура вътре във всеки един от мезоциклите. На основа на промени на алувиалната архитектура вътре в обема на мезоциклите те се поделят на относително по-монотонни в архитектурно отношение единици, наречени субмезоцикли. Субмезоциклите съответстват на отложенията на алувиалната система през отделните фази от нейното развитие, свързвани с изменението на акомодационното пространство в седиментния басейн, респективно на стремежа на алувиалната система да постигне профилът си на равновесие след изменение на ерозионния й базис. В идеализирания случай, при пълно развитие и съхранение на един мезоцикъл, той се поделя на три субмезоцикъла – съответно долен, среден и горен. При настоящото изследване развитието на три субмезоцикъла бе установено само в горния мезоцикъл на групата. В средния мезоцикъл бяха отделени два субмезоцикъла – долен и среден, докато най-долният мезоцикъл не е поделsн. От основата към горнището на Петроханската теригенна група в изследвания район се наблюдава устойчива тенденция на все по-пълно развитие на мезоциклите в нея.

CYCLOSTRATIGRAPHICAL SIBDIVISSION OF THE PETROHAN TERRIGENOUS GROUP IN PART OF WESTERN STARA PLANINA MOUNTAIN

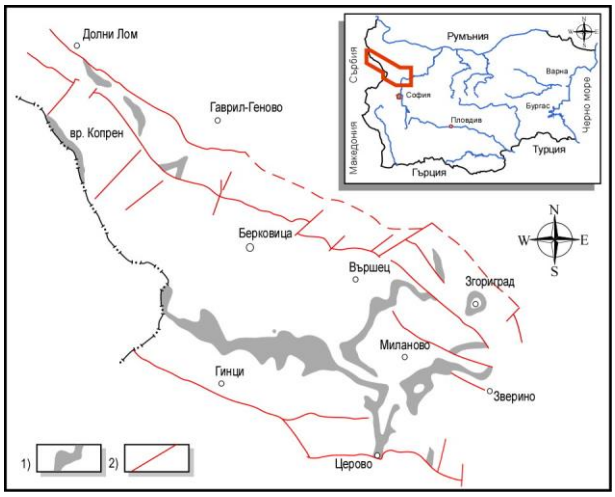
George Ajdanlijsky
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; ajdansky@mgu.bg

ABSTRACT. The proposed stratigraphical subdivision of the Petrohan Terrigenous Group is based on identification of allocyclic (allogenic) regional units – mesocycles, which definition is based on the existence of regional traced bounding surfaces. The character of these regional traced bounding surfaces indicates that among the main factors that control the mesocycles forming inside the section of the Petrohan Terrigenous Group have been the size and the temps of the volume change of the accommodation space in the sedimentary basin. Because the sedimentary basin is not completely studied, we accept that the main factors that have controlled the accommodation space modification were the fluctuation of the erosional basis and the volume of the sedimentary supply in the basin, as the leading role had the first one. In the Petrohan Terrigenous Group section has been established three mesocycles: lower, middle and upper one. The volume and the temps of accommodation space increasing are the factors that controlled also the specificity of the fluvial architecture inside every one of the mesocycles. On the base of the fluvial architecture changes inside the mesocycyles they were subdivided in to more homogeneous units, called submesocycles. The submesocycles corresponds to the deposits of the fluvial system during the phases of its development, connected with the accommodation variations inside the sedimentary basin, respectively the striving of the fluvial system to achieve the equilibrium profile after change of its resional basis. Generally, during the complete development and preservation of one mesocycle is subdivided into three submesocyles – respectively lower, middle and upper one. During the current studies the development of three submesocyles it was established only in the uppermost mesocycle of the Group. In the middle one two submesocycles are outlined – a lower and a middle one, while the lowermost one was not subdivided. In the studied area was established stable trend of more complete development of the mesocycles from the bottom to the top the Petrohan Terrigenous Group.

Въведение

Обект на настоящото изследване са скалите на долнотриаската континентална теригенна после-дователност от района на Берковската единица в Западна Стара планина (фиг. 1). Почти пълното отсъствието на фосилни находки в тези скали възпрепятства тяхното хроностратиграфско разчленяване. Поради това голяма част от проведените до момента стратиграфски изследвания са насочени предимно в посока на тяхната литостратиграфска подялба. С изключение на въвеждането от Тронков (1981) на Петроханската теригенна група (ПТГ), всички останали изследвания (Бончев, 1946; Гноевая, 1962; Тронков, 1959; 1966; 1971; 1989; Хайдутов и др., 1995а; 1995б; Jubitz,

1960б) довеждат до отделянето на неофициални литостратиграфски единици – задруги, хоризонти. В много от случаите латералната изменчивост на дефинитивните белези на тези единици затруднява проследяване им по площ или корелацията между разрези, особено когато те са отдалечени един от друг на значително разстояние.



Фиг. 1. Схематична карта на разкритостта на Петроханската теригенна група (ПТГ) в изследвания район: 1 – разкрития на ПТГ; 2 – разлом

В предложената от Mader and Čatalov (1992) олигоциклична схема на подялба на на "бунтзандщайна в България" (ПТГ и Свидолска свита, б.а.) се описват два тектонски-предизвикани алувиални мегацикъла, които авторите определят като средно- и къснобунтзандщайнски по възраст. Представени са и четири твърде обобщени стратиграфски колонки, демонстриращи развитието на тези мегацикли в района на с. Церово, гара Бов, гара Лакатник и прохода Петрохан. Авторите не аргументират роля на тектониката при генерирането на мегациклите, не се уточнява съдържанието на използвания от тях термин мегацикъл.

Дискутирайки особеностите на континенталните преобладаващо кластични седименти Тенчов (1994) отбелязва, че сред най-характерните им белези е тяхната литоложка хетероморфност и честите латерални и вертикални смени на литоложките компоненти. Сред специфичните трудности при тяхното литостратиграфско разчленяване същият автор очертава: *(i)* изчерпателната дефиниция на хетерогенността; *(ii)* невъзможността да бъде избран типов разрез, който да обхваща цялостно хетероморфността; *(iii)* трудности при разграничаване на хетероморфните единици една от друга. Анализирайки особеностите при литостратиграфската подялба на отложения на алувиалната равнина той отбелязва, че сред водещите критерии за вътрешно разчленяване на подобни последователности трябва да се поставя *"...наличието на регионални размиви, които по принцип следва да са граници между отделни литостратиграфски единици*." Поради често идентичния литоложки облик на скалите под и над подобни повърхности площното проследяване на подобни размиви може да бъде твърде трудно.

Нерядко в континенталните кластични последователности се наблюдава и специфична повторяемост на изграждащите ги компоненти, придаваща отчетлив цикличен строеж на разрезите. Тази повторяемост се проявява на различни, често, йерархично съпоставени нива, при което границите между циклите от по-висок ранг нерядко представляват регионално проследими повърхнини. Генезисът на подобна цикличност може да бъде както *автогенен* – когато циклите са продукт на регионални процеси, ограничени във времето и пространството, така и *алогенен* – когато циклите са резултат от външни за дадения седиментационен басейн процеси.

Приложеният при настоящото изследване подход за стратиграфска подялба на ПТГ се основава на отделянето на алоциклични (алогенетични) регионални единици, наречени *мезоцикли*. Мезоцикълът, от една страна, представлява последователност от явления по време на развитието на алувиалната система, при която условията на седиментация в края на мезоцикъла са аналогични на тези, наблюдавани в неговото начало и са свързани с най-ниските за съответния мезоцикъл стойности на акомодационното пространство. От друга страна, мезоцикълът представлява и скална последователност, формирана в интервала време между две най-ниски стойности на акомодационното пространство. От своя страна мезоциклите се поделят на субмезоцикли съответстващи на отделните фази от развитието на алувиална система и на седиментите формирани по време на тези фази.

Отделянето на мезо- и субмезоцикли при настоящото изследване се основава на: (*i*) установяването на регионално изявени ограничителни повърхности вътре в групата, които служат за граници на мезоциклите; (*ii*) изменение на алувиалната архитектура около тези ограничителни повърхности и вътре в интервалите между тях; и (*iii*) изменение формата на проява и степента на съхраненост на палеопочвените прояви.

Регионални ограничителни повърхности

Събраните при литофациалните и архитектурно-елементовите изследвания на ПТГ в изучения район данни откроиха наличието на две регионално изявени, вътрешни за групата и разположени една над друга, ограничичителни повърхности (RBS), които се следят в цялата изследвана площ и поделят групата на три обособени, разположени една над друга единици, обозначени тук като мезоцикли – долен мезоцикъл (MC-0), среден мезоцикъл (MC-1) и горен мезоцикъл (MC-2). Долният мезоцикъл включва скалите на групата покриващи нейната подложка и лежащи под долната регионална ограничителна повърхност (RBS-1). Средният мезоцикъл обхваща скалите между двете регионални ограничителни повърхности, а горният мезоцикъл – скалите над горната регионална ограничителна повърхност (RBS-2). Идентифицирането на тези две регионални ограничителни повърхности се основава на: (*i*) *отчетливо изменение в детритния състав*, (*ii*) *значима промяна в регионалния тренд и дисперсия на флувиалните палеотранспортни направления*, (*iii*) *ясно изразена промяна в алувиалната архитектура* и (*iv*) *съществена промяна в позицията, формата и степента на развитие на палеопочвените прояви* в скалите под и над тези повърхности.

Детритен състав на скалите под и над регионалните ограничителни повърхности

Регионалните ограничителни повърхнини са разпознаваеми най-лесно в случаите, когато разделят скални интервали, продуцирани при различен флувиален стил. В голяма част от разрезите, те ограничават отгоре интервали, в които се наблюдават развитие и запазване на елементарните алувиални цикли съдържащи крайруслови и заливнотерасови отложения и са покрити от комплекси от амалгамирани, псамитно- или псефитнодоминирани каналови материали, т.е. представляват граница между отложения продукт от дейността на анастомиращ и/или меандриращ тип и такива от многоруслов тип речни системи. В част от изследваните разкрития, обаче, тези повърхности лежат в относително монотонни псамитнодоминирани интервали и в резултат на това те много наподобяват основа на каналова структура с локално развитие. Ето защо, като водещ белег за установяване и проследяване на регионалните ограничителни повърхнини бе възприето наличието на отчетливо изменение в детритният състав на скалите под и над тези повърхнини. Това изменение се проявява в две основни форми: (*i*) *огрубяване на структурата* и (*ii*) *поява или нарастване на съдържанието на детритни фелдшпати* в скалите над ограничителните повърхности.

Огрубяване на структурата на скалите над регионалните ограничителни повърхности се изразява както в общо огрубяване, така и в поява или нарастване на количеството на екстраформационните псефитни късове и/или гравий. Въпреки, че в почти всички изследвани разрези се наблюдава известно огрубяване на псамитната компонента и над двете ограничителни повърхности, много по-изразително е огрубяването в псефитнана компонента на скалите. Така например непосредствено над RBS-1 в голяма част от разрезите в северната половина на площта се установява широко развитие на псефитнодоминирани литофациеси с алувиален произход. В останалите части от площта са представени псефитнообогатени и псефитсъдържащи литофациеси. Само в югоизточната част (поречието на р. Искър; фиг. 2) псефитно-доминираните отложения са продукт от действието на гравитационнни (дебритови) потоци, резултат от наличието на незаличен дотриаски релеф. Доминиранираният от грубокъсови флувиални отложения интервал покриващ RBS-1 е най-мощен в най-западният си участък където дебелината му достига до над 60 m. На изток тя бързо намалява и в района на р. Пробойница е в рамките на 7-10 m. В средната част на изследваната площ подобен по-мощен интервал (25-30 m) се наблюдава само в района на западния ръб на Милановското плато.

В горната част на мезоцикъл МС-1 (непосредствено под горната ограничителна повърхност – RBS-2) в нито един от разрезите не се установяват псефитнодоминирани литофациеси. Само в ограничен брой разрези се наблюдават отделни прояви на псефитсъдържащи литофациеси. Отново над регионалнопроявената ограничителна повърхност в почти всички разрези присъстват псефитнодоминирани и/или псефитсъдържащи литофациеси. Дебелината на този интервал отново е най-голяма на запад – до над 35 m. На изток и север тя бързо намалявал, а на места той е представен от един до няколко метра предимно псефитно-обогатени и/или псефитсъдържащи литофациеси. В отделни разрези, втората регионална ограничителна повърхност се маркира само от преотложени палеопочвени материали.

Другата ясно проявена форма на отчетливо изменение в детритният състав на скалите под и над двете регионални ограничителни повърхнини е появата или нарастването на съдържанието на детритни фелдшпати в скалите покриващи тези повърхности. Най-ясно това изменение се установява в скалите от източната и особено в централната част на изследваната площ.

Регионален тренд и дисперсия на флувиалните палеотранспортни направления под и над регионалните ограничителни повърхнини

Друга важна характеристика на двете регионални ограничителни повърхнини е значимото изменение в регионалния тренд и дисперсия на флувиалните палеотранспортни направления под и над тях. Най-контрастно изразена тази промяна е под и над RBS-1. Преобладаващата посока на седиментен палеотранспорт по време на формиране на МС-0 е на С-СИ, като по същото време са налице сравнително ясно засебени отделни палеодолини в южната половина на изследваната площ (Айданлийски, 2009). Коренно различна е регионалната картина на палеотранспортните направления при формиране на скалите от долната част на мезоцикъл МС-1, т.е. над долната регионална ограничителна повърхност. На първо място това се изразява в мащабна преориентация по посока И-ЮИ на флувиалните потоци. Втората отличителна черта на промяната в палеотраспротните направления над тази повърхност е умерената им до слаба дисперсия, контрастираща с данните за значима дисперсия на палеотраспортните направления под нея.

Подобна добре изразена промяна, преди всичко в нивото на дисперсията и в по-малка степен в смяна на регионалния тренд на флувиалните палеотранспортни направления, се наблюдава под и над горната регионална ограничителна повърхност. Високата степен на дисперсия под ограничителната повърхност се заменя от една сравнително монотонна картина на преобладаващо И-ЮИ ориентация на палеотранспортните направления над нея, като при това напълно се заличава засебеността на ЮИ част и доминиралото до под RBS-2 сесер-североизточно локално направление на флувиален палеотранспорт (Айданлийски, 2009).

Алувиалната архитектура на интервалите под и над регионалните ограничителни повърхнини

Най-общо промяната в алувиалната архитектура на интервалите около тези две повърхности се изразява в значимо намаляване до пълно изчезване на прируслови и заливнотерасови отложения в елементарните алувиални цикли непосредствено и широкото развитие на латерално амалгамирани руслови отложения над тези повърхнини. В случаите, в които се установяват запазени прируслови и извънруслови отложения, те са под формата предимно на маломощни клинове и лещи. Поради някои специфики на палеогеографията на седиментния басейн и/или амплитудата на врязване на ограничителните повърхности тази характеристика на повърхнините не е проявена навсякъде.

В много от случаите, особено в разрезите от източната половина на изследваната площ, промяната в алувиалната архитектура са свързани с промяната на литофациалните характеристики на русловите комплекси, като например значимо нарастване количеството на интраформационни псефитни късове в тяхната основа. Това са както глинести късове, така и преработени палеопочвени материали. В повечето от случаите те представляват остатъчни отложения, маркиращи основата на елементарните алувиални цикли, или участват в състава на вътрешноруслови тела. Развитието на относително дебели литофациални единици изградени в значима степен от глинести интракласти, обаче, не винаги указва положението на регионална ограничителна повърхност (да е предизвикано от алогенни причини). То може да е резултат от локална ерозия, т.е. да е породено от чисто автогенни процеси (Miall, Arush, 2001).

Твърде отчетливо промените в алувиалната архитектура под и над двете регионални ограничителни повърхности се подчертава от средната дебелина на елементарните алувиални цикли, както и от максимална дебелина на извънрусловите финозърнести отложения от разливната равнина измерени в отделен елементарен алувиален цикъл. Като цяло, над ограничителните повърхнини се установява общо намаляване на средната дебелина на елементарните алувиални цикли с 20-30% до над 50%, както и относително й уеднаквяване в рамките на 2.5-5 m. Обратно, под регионалните ограничителни повърхнини се наблюдават по-значими площтни вариации и по-високи стойности в средните дебелини на елементарните алувиални цикли. Тенденцията на значимо намаление на максималната измерена дебелина на извънрусловите финозърнести отложения от разливната равнина в източната половина на района или почти пълното му отсъствие в алувиалните отложения от западната му половина е друга характерна черта на алувиалната архитектура над двете регионални ограничителни повърхнини.

Позицията, формата и степента на развитие на палеопочвените прояви в скалите под и над регионалните ограничителни повърхности

Тук ще отбележим само най-основните черти в развитието на палеопочвените белези около регионалните ограничителни повърхности, които имат пряко отношение към тяхното установяване и проследяване. Най-общо, в скалите разположени непосредствено под тези повърхнини преобладават палеопочвените прояви в автохтонна позиция. Най-често те са представени под формата на слабо и по-рядко умерено развити палеопочвени профили, както в проксимална, така и в дистална (заливнотерасова) спрямо русловия комплекс позиция. Проксимално разположените профили най-често показват белези на относително добра дренираност, докато при профилите в дистална позиция тези белези отсъстват. Площното им развитие е широко. Представени са относително равномерно в почти цялата изследвана площ. Алохтонните палеопочвени прояви са свързани предимно с маломощни остатъчни отложения, развити най-често в основата на руслови комплекси и/или под формата на драперии вътре и върху вътрешноруслови макроформи.

Обратно, над регионалните ограничителни повърхнини широко разпространение в скалите придобиват преотложените (в алохтонна позиция) палеопочвени материали. Това важи особено за скалите над RBS-2 в източната половина на изследвания район. Макар и по-ограничено, се наблюдават и палеопочвени прояви в автохтонна позиция, като площното им разпространение се ограничава отново в източната половина на областта.

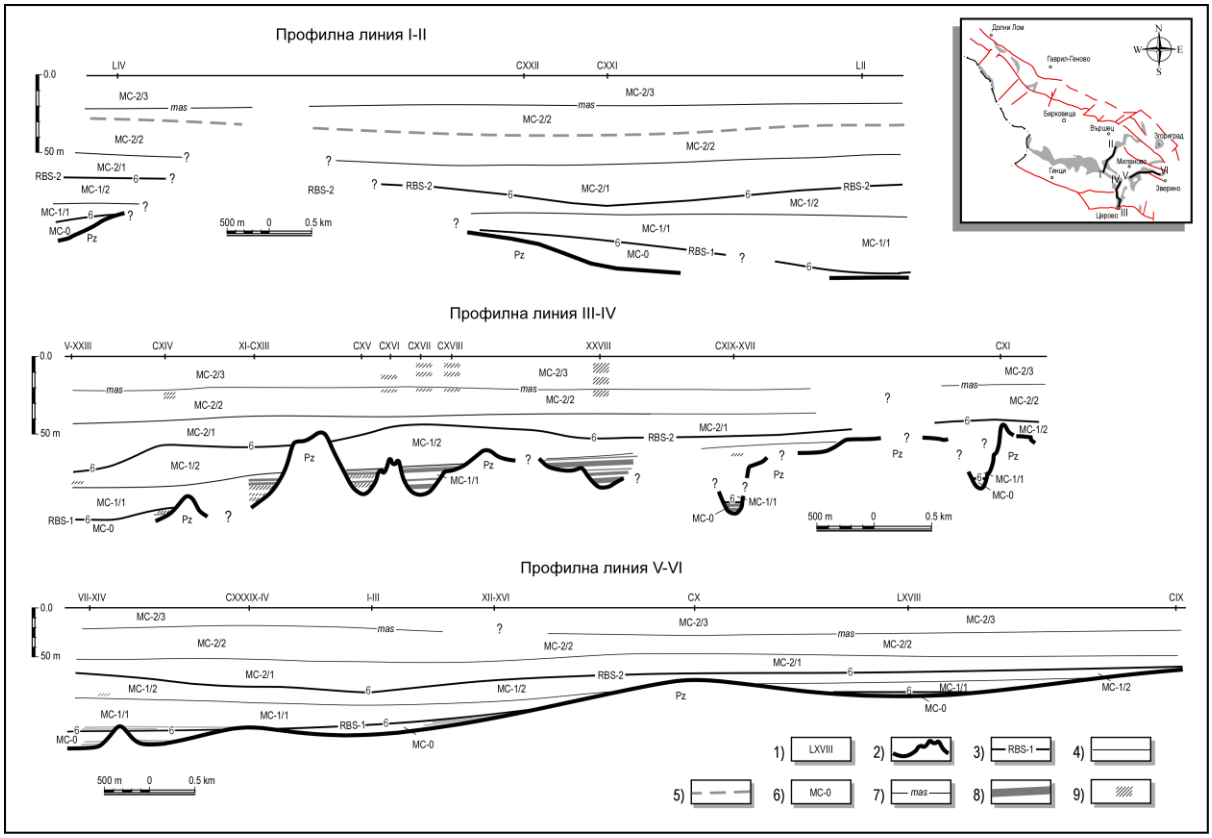
Характер на регионалните ограничителни повърхности

Сред специфичните особености на двете регионално изразени ограничителни повърхнини, установени вътре в скалите на ПТГ, е ерозионната им морфология (фиг. 2). Врязването на тези повърхности в отдолу лежащите материали е с амплитуда от няколко до над 30 m, при което са налице отчетливо оформени палеодолини. На места те са с ясно изразен стъпаловиден и доста стръмен борд, свързан с формиране на надзаливни тераси. Морфологията на RBS-2 позволява измерване и на ширината на тези ерозионни врязвания. Така например в района на западния ръб на Милановското плато то е с ширина около 6 km. По на изток, в района между гара Лакатник и с. Очин дол ширината на същото врязване е над 6.5 km. Трябва да се отбележи, че морфологията на всяка една от регионалните ограничителни повърхности е сложна и поради това могат да се засебят повече от една зона (ос) на врязване по тях. От друга страна е възможно и проследяване изменението във формата на някои от врязванията по площ. Например, на запад една от палеодолините свързани с формирането на RBS-2 има по тясно дъно, докато на изток то се разширява и прави морфологията и по-разлята. Морфологията на долната регионална ограничителна повърхност е много по-неясна. Въпреки това може да се отбележи, че максималната дълбочина на врязване в отдолу лежащите долнотриаски седименти е аналогична на тази установена при RBS-2.

Предвид описаните по-горе особености на регионалните ограничителни повърхнини, развити вътре в ПТГ, може да се направи извода, че те представляват *регионални размивни повърхнини*. Предвид това, че те маркират значими изменения в алувиалният режим в седиментния басейн те отговарят на *ограничителни повърхнините от 6-ти ранг* от йерархичната схема на Мейл (Miall, 1988). Недостатъчната изученост на раннотриаският седиментационен басейн в района, обаче, не позволява точната оценка на ролята на еустазията и тектониката при генерирането на тези ограничителни повърхнини. Поради това, като основен движещ фактор при формирането им тук се приемат *флуктуациите на ерозионния базис*, без да се специфицират причините за тази флуктуация. Като повърхнини на регионални размиви, регионалните ограничителни повърхности позволяват и хроностратиграфска корелация, доколкото скалите под всяка една регионална ограничителна повърхнина са по стари от тези над нея в цялата изследвана площ, както и поради факта, че скалите между двете регионални ограничителни повърхнини са формирани в интервала от време между двата регионални размива.

При изучаването на разрезите от централната част на проученият район, в скалите на субмезоцикъл МС-2/2, бе установено наличието на една трета ограничителна повърхност с амплитуда на врязване до 10 m, чиито характеристики твърде много наподобяват тези на двете описани регионални ограничителни повърхнини (фиг. 2). Нейното

площно развитие, обаче, има твърде локален характер. Формирането на тази повърхност, за разлика от това на регионалните ограничителни повърхнини, вероятно, е резултат от действието на вътрешен за басейна фактор. Най-вероятно това са локално проявени тектонски движения от централната част на изучената площ.



Фиг. 2. Схематични профили в източната част на изследваната площ, показващи морфологията на ограничителните повърхности, мезо- и субмезоцикли, взаимоотношението им с палеозойската подложка и стратиграфската позиция на специфични литофациеси: 1 – полеви номер на изследван разрез на ПТГ; 2 – долна граница на ПТГ; 3 – регионална ограничителна повърхност (от 6-ти ранг) представляваща граница на мезоцикли; 4 – граница между субмезоцикли; 5 – локална ограничителна повърхност; 6 – номерация на мезо- и субмезоциклите; 7 – повърхност на максимална акомодация; 8 – разпространение на отложения от гравитционни (дебритови) потоци; 9 – ниво с развитие на еолични отложения

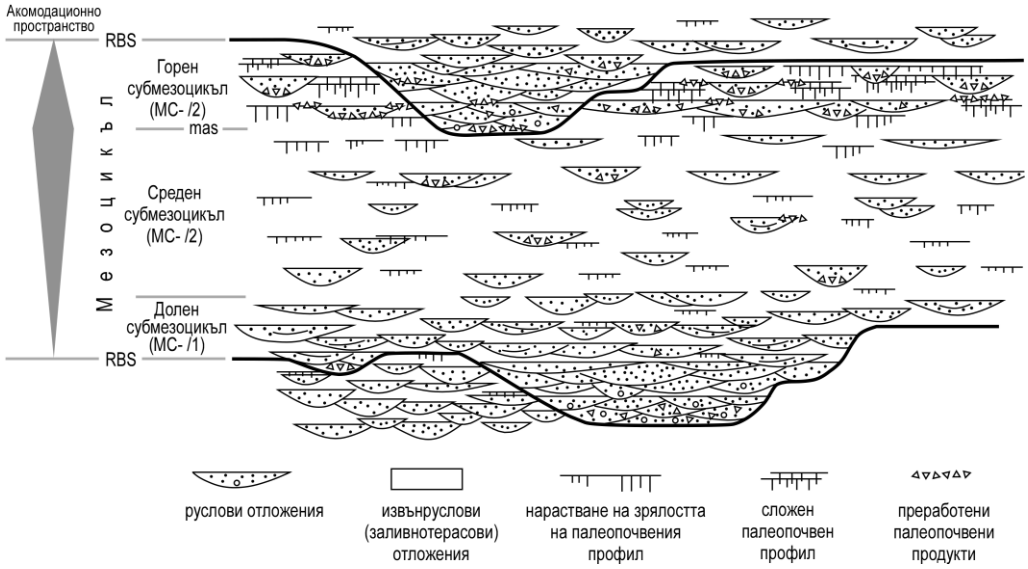
Цикличностратиграфски единци

Както вече бе споменато, приложеният при настоящото изследване подход за стратиграфска подялба на ПТГ се основа на отделянето на алоциклични (алогенетични) регионални единици – мезоцикли, засебени въз основа на наличието на регионално проявени ограничителни повърхности (RBS-1 и RBS-2). Характерът на тези регионални ограничителни повърхнини указва, че основните фактори при формирането на мезоциклите в разреза на ПТГ са били величината и темповете на изменение на обема на акомодационното пространство в седиментния басейн. Поради недостатъчната изученост на басейна при настоящото изследване се приема, че основните фактори, които са оказвали влияние на измененията на акомодационното пространство, са били флуктуацията на ерозионния базис и величината на теригенния приток в басейна, като водещата роля е отредена на първия от тях. Понижаването на ерозионния базис (дефицитът на акомодационно пространство) е основната причина за формирането и на двете регионално-изразени ограничителни повърхнини. Обратно, създаването и нарастването на акомодационното пространство е инициирало и контролирало формирането и вътрешната архитектура на мезоциклите.

Изменението на акомодационното пространство по време на акумулиране на седиментите на ПТГ в разглежданата площ има цикличен характер. Цикличността се изразява в първоначално създаване и/или постепенното нарастване (като обем и темп) на акомодационното пространство до достигане определен максимум, след което то намалява и/или бива напълно заличено. Следва ново нарастване и достигане на максимум. Краят на етапа на намаляване и/или пълно заличаване на акомодационно пространство се свързва с формирането на регионалните ограничителни повърхнини и се приема за граница на мезоциклите.

Обемът и темповете на нарастване на акомодационното пространство са факторите, които са предопределили особеностите на алувиалната архитектура вътре във всеки един от мезоциклите. Именно на промените на алувиалната архитектура вътре в обема на мезоциклите се основава тяхната подялба на относително по-монотонни в архитектурно отношение единици, наречени *субмезоцикли*.

Субмезоциклите съответстват на отложенията на алувиалната система през отделните фази (етапи) от нейното развитие, свързвани с изменението на акомодационното пространство в седиментния басейн, респективно на стремежа на алувиалната система да постигне профилът си на равновесие след двете понижавания на ерозионния й базис. Границите между субмезоцикли вътре в мезоциклите представляват постепенни преходи и се поставят на основата на значими изменения в литофациалния състав и строеж на елементарните алувиални цикли. Посредством промените в алувиалната архитектура, величината и темповете на изменение на обема на акомодационното пространство са оказали силно влияние и на формата и степента на развитие на палеопочвените прояви в седиментния басейн. Поради това, при характеризирането на особеностите на субмезоциклите в един обобщен мезоцикъл от ПТГ (фиг. 3), заедно с данните за алувиалната архитектура на съответния субмезоцикъл ще бъдат включени и особеностите на палеопочвените прояви, характерни за него.



Фиг. 3. Идеализирана схема на алувиален мезоцикъл представяща особеностите на алувиалната архитектура и формата на палеопочвените прояви в субмезоциклите; ползвани съкращения – виж текста

В идеализирания случай, при пълно развитие и съхранение на един мезоцикъл, той се поделя на три субмезоцикъла – съответно *долен* (МС- /1), *среден* (МС- /2)и *горен* (МС- /3) субмезоцикъл (фиг. 3). В хода на настоящото изследване развитието на три субмезоцикъла, обозначени съответно като долен (МС-2/1), среден (МС-2/2) и горен (МС-2/3) субмезоцикъл, бе установено само в горния мезоцикъл МС-2 (Tronkov and Ajdanlijsky, 1998б). В средния мезоцикъл (МС-1) бяха отделени два субмезоцикъла – долен (МС-1/1) и среден (МС-1/2) субмезоцикъл. Долният мезоцикъл МС-0 не е поделен на субмезоцикли.

Формирането на долните субмезоцикли е свързано с етапа на първоначално създаване и бавно нарастване на акомодационното пространство в началото на всеки един мезоцикъл. Ниските стойности на акомодационно пространство от една страна, и ясно изразеният ерозионен характер на регионалните ограничителни повърхнини от друга, са предопределили площното разпространение на акумулираните през този етап утайки. До голяма степен то се лимитира от контура на врязаните палеодолини (фиг. 1). Ограничената площ в която оперират алувиалните потоци, ограниченият акомодационен обем, както и относително високият градиент на алувиалния профил по време на формиране на долните субмезоцикли са свели до минимум формирането и запазването или дори са възпрепятствали образуването на извънруслови отложения. Друг пряк резултат от действието на тези фактори е честото латерално амалгамиране на русловите комплекси. Ниските стойности на акомодация през този етап от развитието на алувиалната система са предопределили и ниската скорост на аградация в нея, в резултат на което продуцираните елементарни алувиални цикли са с относително малка дебелина.

По правило архитектурата на долният субмезоцикъл се доминира от по-грубозърнести предимно каналови отложения. Степента на огрубяване на литофациестите се мени по площ и е в пряка зависимост от отдалечеността от подхранващата провинция и от позицията на врязаните палеодолини. По-мощни и по-грубозърнести са литофациесите в проксималната (спрямо подхранващата провинция) западна част на района. Обратно, в източната част огрубяването често се свързва само с поява или повишаване на количеството на псефитните късове в псамитнодоминираните и/или псефитсъдържащите литофациеси. Вероятно в резултат на засилена ерозия в подхранващата провинция, породена от ниската позиция на ерозионния базис непосредствено преди и по време на формирането на седиментите и на двата долни субмезоцикъла, в тях се установява повишено съдържание на детритни фелдшпати.

Палеопочвените прояви, свързани с долните субмезоцикли, са преобладаващо в алохтонна позиция. Най-често това са остатъчни отложения от основата на русловите комплекси. В други случаи те участват в строежа на вътрешноруслови валове. Тук се наблюдават и палеопочвени

прояви в автохтонна позиция, но профилите им са в начална (I-ва и по рядко II-ра) фаза на развитие.

Формирането на двата средни субмезоцикъла (МС-1/2 и МС-2/2 – фиг. 2) се свързва с етапа на постепенно нарастване на акомодационното пространство в алувиалната равнина до достигане на неговия максимум (*повърхност на максимална акомодация – mas*) за отделния мезоцикъл, заличаването на врязаните долини и акумулирането и съхраняването на алувиални отложения на много по-голяма площ. Нарастването на акомодационното пространство благоприятства натрупването и съхраняването на извънруслови (заливнотерасови) отложения. Поради това делът на тези отложения в строежа на елементарните алувиални цикли постепенно нараства и в горната част на средните субмезоцикли може дори да ги доминира. Това води до изолиране на каналовите отложения от отделните елементарни цикли (фиг. 3). Отново, подобно на долните субмезоцикли, и тук е налице добре изразена връзка между степента на развитие описаните белези и отдалечеността от подхранващата провинция – в проксимално разположените спрямо нея участъци нарастването делът на заливнотерасовите отложения в елементарните алувиални цикли е по-слабо изявено.

Нарастващото акомодационно пространство при формирането на седиментите на средните субмезоцикли повлиява и на характера на палеопочвените прояви в тях. Делът на алохтонните палеопочвени продукти постепенно намалява и се ограничава до отделни маломощни тела, най-често развити в основата на русловите комплекси (фиг. 3). Макар да продължават да показват относително слабо развитие (поради високите темпове на алувиална аградация, зрелостта на палеопочвените профили обикновено достига само до II-ра фаза на развитие) in situ палеопочвените прояви разширяват площта си на проявление. Също така, най-вече в горната част от средните субмезоцикли, се наблюдават и латерални вариации в един и същ палеопочвен профил, изразяващи се в относително нарастване зрелостта му с отдалечаване от каналовата част на елементарния алувиален цикъл. Поради фактът, че с формирането на средните субмезоцикли са свързани и най-високите темпове на аградация на алувиалната система, именно в тях елементарните алувиални цикли достигат максимална дебелина.

След достигането на максималната стойност на акомодация, покачването на нивото на ерозионния базис постепенно се преустановява или напълно спира. С това започва етапът на постепенно редуциране на акомодационния обем докато алувиалната седиментация не доведе до неговото постепенно заличаване. През този етап се акумулират седиментите на горните субмезоцикли. Първоначално редуцирането на акомодационното пространство предизвиква понижаване темповете на аградация на алувиалната равнина, а оттук и развитие на по-зрели палеопочвени профили. Наред с това се наблюдават и най-сложно устроените многоетажни профили. Степента им на зрялост често достига III-та и дори IV-та фаза на развитие. Освен до значимо нарастване на зрелостта на палеопочвените профили, редуцирането на акомодационното пространство води и до нарастване гъстотата на каналовите комплекси, а оттук и на степента на преработка на алувиалните отложения. Това най-ясно се демонстрира от масовото присъствие на преотложени палеопочвени образувания, който участва в състава на каналовите, прирусловите и извънрусловите потокови отложения. Ниското ниво на акомодация в този субмезоцикъл води и до значимо, спрямо стойностите от средните субмезоцикли, редуциране на дебелините на елементарните алувиални цикли. Характерно за строежа на русловите комплекси от горният субмезоцикъл е и честото участие на латерално-акреционни елементи в техния строеж. С постепенното заличаване на акомодационното пространство намалява и градиентът на алувиалния профил. При доближаване до равновесния си профил алувиалната равнина става по-лошо дренирана, което може да благоприятства широко развитие на синседиментационни деформации.

Може да се каже, че от основата към горнището на ПТГ в изследвания район се наблюдава устойчива тенденция на все по-пълно развитие на мезоциклите в нея. Особеностите в строежа на характерните за най-ниско разположеният (МС-0) елементарни алувиални цикли дават основание да се предположи, че той отговаря на горна част на долен мезоцикъл. Въпреки, че е изграден от два субмезоцикъла, вторият (средният) мезоцикъл (МС-1) е непълен отгоре, тъй като за цялата изследвана площ в него не бяха установени никакви достоверни данни за евентуално формиране на горен субмезоцикъл. Не са налице и данни дали липсата на горен субмезоцикъл в МС-1 е резултат от пълното му ерозиране при формирането на горната ограничителна повърхност RBS-2 или той, поради особености в палеогеографията на седиментния басейн и/или величината на теригенния приток, въобще не е бил формиран. Пълно развитие в изследваната площ демонстрира само третият (горен) мезоцикъл – МС-2.

Дискусия

Проведените изследвания изявиха наличието на три отделни мезоцикъла в разреза на ПТГ в района на Берковската единица, Западна Стара планина. Прецизното определяне на хроностратиграфския им обхват засега е твърде рисковано, поради фактът, че в скалите на групата в района не е установена фосилна флора и/или фауна. Първите фосилоносни нива, позволяващи изводи за възрастта на скалите от долнотриаската серия в изследваната площ, се установяват в покриващата ПТГ Свидолска свита и най-вече в лежащата над нея Могилската свити (Тронков, 1983; Tronkov, Ajdanlijsky, 1998a). Въпреки, че и в двете свити е налице една добре изявена мезоцикличност (Тронков, 1968; Тронков, 1983; Айданлийски и др., 2004) от порядък, съпоставим с описаните по-горе мезоцикли в ПТГ, характерът на хроностратиграфскта информация в тези нива не позволява коректното определяне на хроностратиграфския обхват на мезоциклите, а оттук и хроностратиграфска корелация с долнотриаски разрези от Централна и Западна Европа.

Приемането на флуктуациите на ерозионния базис на алувиалната система като водещ фактор при генерирането на описаните по-горе мезоцикли, както и основните линии във вътрешният им строеж ги прави съпоставими с нискочестотните цикли от трети порядък (мезоцикли) от номенклатурата на Vail et al. (1991), циклите от трети порядък в

тази на Мейл (Miall, 1996; 1997) и отчасти на мезотемите (*mesothems*) от номенклатурата на стратиграфските цикли на Ramsbottom (1979). Съгласно тези номенклатури, продължителността на мезоциклите е от порядъка на 0.5-5 Ма.

Литература

Айданлийски, Г., А. Щрасер, Д. Тронков. 2004. Цикличности в Долнотриаската серия между ж.п. спирка Оплетня и мах. Сфражен. – В: *Геоложки маршрути в Северната част на Искърския пролом (ред. Синьовски, Д.).* С., *Изд. Ваньо Недков*, 90-101.

Айданлийски, Г. 2009. Палеотранспортни направление при формирането на Пертоханската теригенна група в част от Западна Стара планина. – *Год. МГУ, 52, св. I, Геол. геоф.*, 7-12.

Бончев, Ек. 1946. Разсъждение по въпроса за възрастта на пъстрите пясъчници в Балканския полуостров. – *Геол. на Балканите*, *4*, 1.

Гноевая, Н., 1965. Минерало-петрографска характеристика на триаса в северозападна България. – *Изв. Геол. инст.*, *14*, 293-323.

Тенчов, Я. 1994. Особености при литостратиграфско разчленяване на теригенни седименти. – *Палеонт., стратигр. и литол., 30*, 42-50.

Тронков, Д. 1959. Върху стратиграфията на триаса в Искърския пролом. – *Год. Управл. геол. проучв., А*, *10*, 131-153.

Тронков, Д. 1966. Един случай на добре изразен дотриаски палеорелеф в България. – *Изв. Геол. инст., 15*, 159-168.

Тронков, Д. 1968. Границата долен триас - среден триас в България. – *Изв. Геол. инст.*, *сер. Палеонт.*, *17*, 113-131.

Тронков, Д. 1971. По някои въпроси на геоложката позиция на полиметалните орудявания в Триаса на Западна Стара планина. – *Год. ДСО Геол. проучв.*, *20*, 77-88.

Тронков, Д. 1981. Стратиграфия триасовой системы в части Западного Средногорья (Западная Болгария). – *Geologica Balc.*, *11*, 1, 3-20.

Тронков, Д. 1983. Могильская свита (нижний-средний триас) в Искырском ущелие и Врачанской горе (Западная Стара Планина). – *Geologica Balc.*, *13*, 6, 37-52.

Тронков, Д. 1989. Кластический триас в разрезе Оплетня. - В: *Стратиграфия и седиментология Фанерозоя в Болгарии (ред. Начев, И.). Путеводитель экскурсии Е-1,* XIV конгрес на КБГА, С., 29-31.

Хайдутов, И., В. Димитрова, В. Ангелов, Р. Димитрова, Д. Тронков, И. Сапунов, П. Чумаченко, Ц. Цанков, С. Янев, Н. Попов, Т. Николов. 1995а. *Геоложка карта на България в М 1:100000, к. л. Берковица.* С., КГМР.

Хайдутов, И., С. Янев, Д. Тронков, Д. Ченев, И. Сапунов, П. Чумаченко, Ц. Цанков, Т. Николов, Р. Димитрова. 1995б. *Геоложка карта на България в М 1:100000, к. л. Пирот.* С., КГМР.

Jubitz, K.-B. 1960b. Zur Durchkreuzung altkimerischer und pyrenäischer Faltungselemente im NW-Balkan (Stara Planina) – in methodischer Beitrag zum “historischen Stockwerkbau” des postvariszischen Deckgebirges”. – *Abh. dtsch. Akad. Wiss. Berlin*, Kl. 3, 1, 147-178.

Mader, D., G. Čatalov. 1992. Comparative palaeoenvironmental modelling of Buntsandstein braided river evolution in Bulgaria and Middle Europe. – *Geologica Balc.*, *22*, 6, 21-61.

Miall, A. D. 1988. Architectural elements and bouning surfaces in fluvial deposits: Anatomy of the Kayenta formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. – *Sediment. Geol.*, *55*, 233-262

Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg, 582 p.

Miall, A. D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Seqences*. - Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 433 p.

Miall, A. D., M. Arush. 2001. Cryptic sequence boundaries in braided fluvial successions. – *Sedimentology*, *48*, 971-985.

Ramsbottom, W. H. C. 1979. Rates of transgression and regression in the Carboniferous of the NW Europe. – *J. Geol. Soc. London*, *136*, 147-153.

Tronkov, D., G. Ajdanlijsky. 1998a. The profile of the Petrochan Terrigenous Group (PTG – Lower Triassic, Buntsandstein facial type) between Opletnja and Sfrazen, NW Bulgaria. – *1st International Conference of Epicontinenal Triassic. Hallesches Jahrb. Geowissensch., B*, *5*, 175-176.

Tronkov, D., G. Ajdanlijsky. 1998б. Sequence stratigraphy of the transition from continental to marine lower Triassic sediments in Western Balkan (NW Bulgaria). – *16th Congress of Carpatho-Balkan Geological Association*, 30.08.-02.09.1998, Vienna, Austria, Abstract Volume, 607.

Vail, P. R., F. Audemard, S. A. Bowman, P. N. Eisner, G. Perez-Cruz. 1991. The Stratigraphic Signature of Tectonic, Eustasy, and Sedimentology: an overview. – In: *Einsele, G., W. Ricken, A. Seilacher (Eds.) Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, 617-659.

Препоръчана за публикуване от
Катедра “Геология и палеонтология”, ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ГЕОЛОЖКИ ПРЕДПОСТАВКИ ЗА ИДЕНТИФИЦИРАНЕ НА ПЕРСПЕКТИВНИ ВОДОНОСНИ СТРУКТУРИ ЗА СЪХРАНЯВАНЕ НА ВЪГЛЕРОДЕН ДИОКСИД В СЕВЕРОЗАПАДНА БЪЛГАРИЯ (ЛОМСКА ДЕПРЕСИЯ)

Васил Балинов, Мариана Дончева, Ефросима Занева-Добранова

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

РЕЗЮМЕ. Методичните подходи за идентифициране на перспективни за съхраняване на CO_2 водоносни структури, разработени от авторите, са приложени за региони от Северозападна България (Ломска депресия). Извършените анализи и прогнозни оценки се базират на основните критериални показатели, свързани с геоложките условия и предпоставки (литоложки, структурно-тектонски, сеизмотектонски, петрофизични, хидрогеоложки и термобарични). Перспективните геоложки формации в Ломската депресия са с мезозойска и неозойска (долнокредно-миоценска) възраст. В тях се съдържат зонални проницаеми задруги, разположени сред кредно-неогенския регионален труднопроницаем комплекс и формират различни типове резервоарни системи. Резервоарните системи се характеризират с твърде разнообразен строеж и петрофизични показатели на изграждащите ги колекторни и изолиращи задруги. Структурно-тектонските условия обуславят присъствието на локални структури, към които са привързани различни типове природни капани. Те са свързани с определени стратиграфски нива и различни типове колекторни и изолиращи скали. Сеизмотектонските и хидрогеоложките условия на изучаваната територия са благоприятни за избора на перспективни обекти. На базата на анализа на геоложката информация са отделени четири перспективни водоносни структури. Две от тях са разположени изцяло на територията на България. Колекторните задруги са изградени от теригенно-карбонатни (Горна Креда) и теригенни (Среден Еоцен) скали. Другите две структури са разположени частично на територията на Румъния. Колекторните задруги са представени от карбонатни скали (Креда). Определен интерес, особено от гледна точка на съхраняване на природен газ, представляват Ломската и Козлодуйската терциерни палеодолини, които са разположени на територията на България и Румъния.

GEOLOGICAL PRECONDITIONS FOR IDENTIFYING OF PERSPECTIVE AQUIFER STRUCTURES FOR CARBON DIOXIDE STORAGE IN NORTH-WEST BULGARIA (LOM DEPRESSION)

Vassil Balinov, Mariana Doncheva, Efrossima Zaneva-Dobranova
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; geoenergy@ mgu.bg

ABSTRACT. The methodical approaches for identifying of perspective aquifer structures for carbon dioxide (CO_2) storage, worked out by the authors, are applied for regions of North-Western Bulgaria (Lom Depression). The analyses and prognostic evaluations are based on the main criteria parameters, connected to the geological conditions and prerequisites: lithologic, structural-tectonic, seismotectonic, petrophysical, hydrogeological and thermobaric). The perspective geological formations in the Lom Depression are with a Mesozoic and Neozoic (Lower Cretaceous – Miocene) age. They contain zonal permeable formations, situated between the Cretaceous-Neogene regional hard-permeable complex and form different type reservoir systems. The reservoir systems characterize with variable structure and petrophysical parameters of the reservoir and sealing formations that build them. The structural-tectonic conditions determine the presence of different types of local structures. Different types of natural traps are bounded to them. They are connected with definite stratigraphic levels and different types of reservoir and sealing rocks. The seismotectonic and hydrogeological conditions in the studied territory are favorable for selection of perspective sites. Four perspective aquifer structures are separated on the base of geological information analysis. Two of them are situated entirely on the territory of Bulgaria. The terrigenous-carbonate (Upper Cretaceous) and terrigenous (Middle Eocene) rocks built the reservoir formations in them. The other two structures are situated on partially on the territory of Romania. The reservoir formations consist of carbonate rocks (Cretaceous). Of a great interest, especially from the point of view of the natural gas storage, are the Lom and Kozlodui Tertiary Paleo-valleys, which are situated on the territory of Bulgaria and Romania.

Въведение

Методът за съхраняване на CO_2 във водоносни формации, независимо от неговия рисков характер, е особено перспективен както в световен мащаб, така и за условията на България, поради възможността за избор на геоложки структури със значителен капацитет.

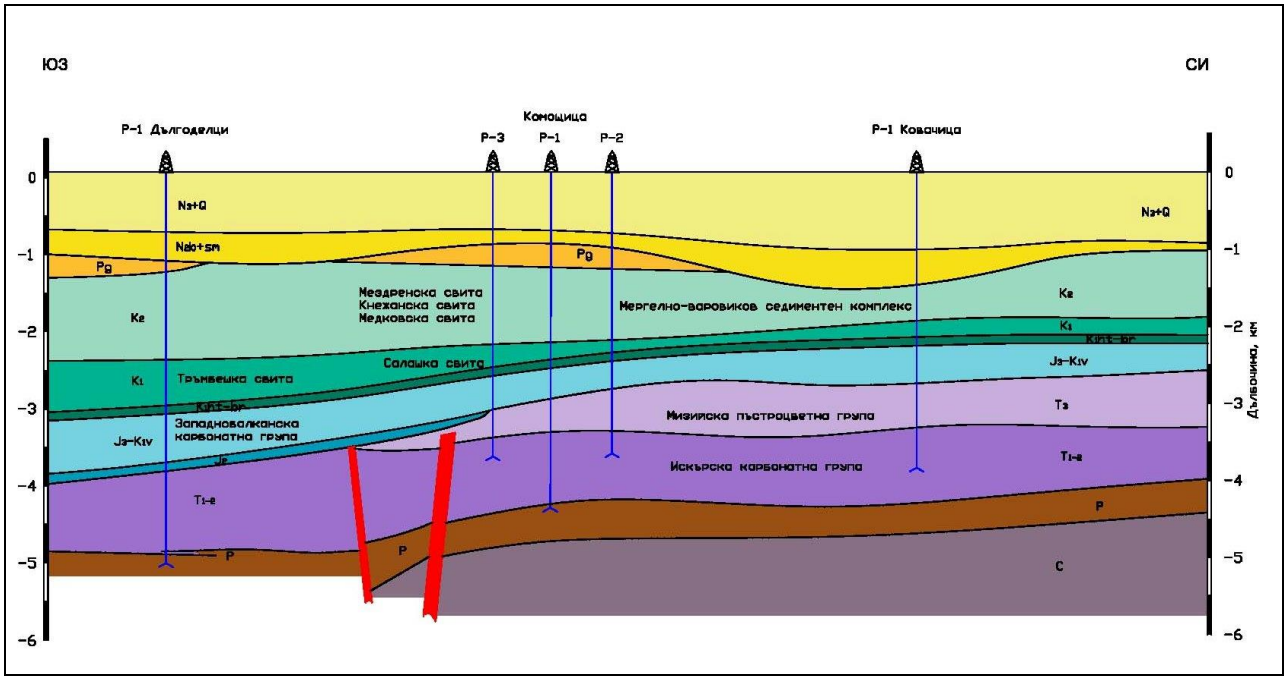
Перспективите за съхраняване на CO_2 във водоносни структури в България са свързани основно със северната й част. Те се базират на резултатите от проведените значителни по обем геологопроучвателни и изследователски работи във връзка с изясняване на нефтогазоносната

перспективност на различни стратиграфски нива от седиментния разрез. Установени и изучени са резервоарни системи с регионално, зонално и локално развитие. На различни стратиграфски нива са регистрирани разнотипни локални структури. Част от тях представляват потенциален интерес за съхраняване на CO_2.

За идентифициране и предварителна прогнозна оценка на перспективни обекти и свързани с тях потенциални хранилища на CO_2 е необходимо провеждането на изследователски работи, базирани на комплекс от геоложки предпоставки и критериални показатели: литоложки, структурно-тектонски, сеизмотектонски, петрофизични, хидрогеоложки и термобарични. Предмет на подобно изследване е районът на Ломската депресия (Северозападна България). Анализите, обобщенията и оценките са извършени на основата на разработените от авторите методични подходи (Балинов и др., 2008), адаптирани към геоложките условия на изследвания район.

Кратки сведения за геологията на района

Ломската депресия представлява главен геоструктурен елемент от Мизийската платформа. Седиментният разрез е представен от палеозойски, мезозойски и неозойски седименти (фиг. 1). Той е изграден от редуване на карбонатни, глинесто-карбонатни, глинести и кластични скали, които имат неравномерно разпространение в изследваната територия и най-често са в латерални преходи. Дебелините и пълнотата на разрезите се определят от изявите на тектонските фази, проявени с различен интензитет в отделни части на територията. На повърхността се разкриват неогенски и кватернерни наслаги. Най-дълбоките, разкрити със сондаж стратиграфски нива, са със силур-девонска възраст. В района попадат палеорусла от дренажна мрежа на две големи речно-долинни системи – Ломска и Козлодуйска, с дължина десетки километри (фиг. 2).



Фиг. 1. Геоложки разрез по линия I-I – виж фиг. 2 (по Монов, непубл. данни)

Анализ и оценка на геоложките предпоставки

Литоложки и петрофизични предпоставки

Литоложките и петрофизичните предпоставки се свеждат до наличието на проницаеми и труднопроницаеми скали (пластове, задруги, комплекси) с благоприятни колекторни и изолиращи качества. Намирайки се в определени пространствени взаимоотношения по между си те формират разнотипни природни резервоари. Обект на изучаване, от гледна точка на целите на настоящето изследване, е дефинираният на територията на Северна България кредно-неогенски регионален труднопроницаем комплекс (РТК), който е разположен в регламентирания дълбочинен интервал (750-2500 m). Той има широк стратиграфски диапазон и включва преобладаващо глинесто-карбонатните и глинестите седименти от Хотрива до Дака (Атанасов, Боков, 1983). В него са отделени зонални проницаеми задруги (пластове, тела). Те са свързани с долнокредните (Хотрив, Барем, Апт и Алб) карбонатни и теригенно-карбонатни седименти, горнокредно-палеоценските (Ценоман, Сенон, Мастрихт и Дан) теригенни и карбонатни седименти, еоценските и миоценските теригенни седименти. Те формират разнотипни резервоарни системи, в изграждането на които участват следните проницаеми задруги: хотрив-баремска (карбонатна), апт-албска (теригенна), ценоманска (теригенна), горнокредно-палеоценска (кремъчно-карбонатна), средноеоценска (теригенна) и баденска (теригенна).

Таблица 1. *Характеристика на кредно-неогенската резервоарна система в Ломската депресия*

Характеристика на проницаемите задруги и колекторните скали			
Хотрив-баремска проницаема задруга			
Разпространение		северозападна част	
Литология		варовици	
Дебелина		m	110-140
Вместимост	порна	%	1-5
	каверново-пукнатинна		няма данни
Проницаемост	порна	md	до 5
	пукнатинна		няма данни
Дълбочина до горнището		m	-1600 до -3400
Апт-албска проницаема задруга			
Разпространение		източна част	
Литология		пясъчници и алевролити	
Дебелина		m	5-30
Вместимост	порна	%	до 15
Проницаемост	порна	md	5-10
Дълбочина до горнището		m	-700 до -3000
Ценоманска проницаема задруга			
Разпространение		южна част	
Литология		алевролити	
Дебелина		m	10-35
Вместимост	порна	%	до 18
Проницаемост	порна	md	над 1
Дълбочина до горнището		m	-1700(?) до -2200
Горнокредно-палеоценска (мастрихт-дан) проницаема задруга			
Разпространение		повсеместно	
Литология		варовици, възможно органогенни постройки на юг	
Дебелина		m	50-380
Вместимост	порно-кавернова	%	11-18
Проницаемост	порно-кавернова	md	200-300
Дълбочина до горнището		m	-400 до -1400
Средноеоценска проницаема задруга			
Разпространение		централна част	
Литология		пясъчници и алевролити	
Дебелина		m	10-70
Вместимост	порна	%	10-39
Проницаемост	порна	md	1-1000
Дълбочина до горнището		m	-400 до -950
Баденска проницаема задруга			
Разпространение		северозападна част	
Литология		пясъчници и алевролити	
Дебелина		m	10-20
Характеристика на труднопроницаемия комплекс и изолиращите скали			
Литология		глинесто-карбонатни и глинести седименти	
Дебелина		m	до 1000
Изолиращи качества		добри	

Те се характеризират с разнообразен литоложки състав, променливи дебелини и ниски до средни петрофизични показатели (табл. 1). Типът на колекторите е порен, порно-пукнатинен и порно-каверново-пукнатинен. Дълбочините до тяхното горнище са от -3400 до -400 m. В отделни райони към хотрив-баремската, ценоманската, и горнокредно-палеоценската проницаема задруга са установени газови проявления.

Труднопроницаемите скали, сред които са вместени проницаемите тела, са изградени от глинесто-карбонатни и глинести седименти, с преобладаващо добри изолиращи качества.

Структурно-тектонски предпоставки

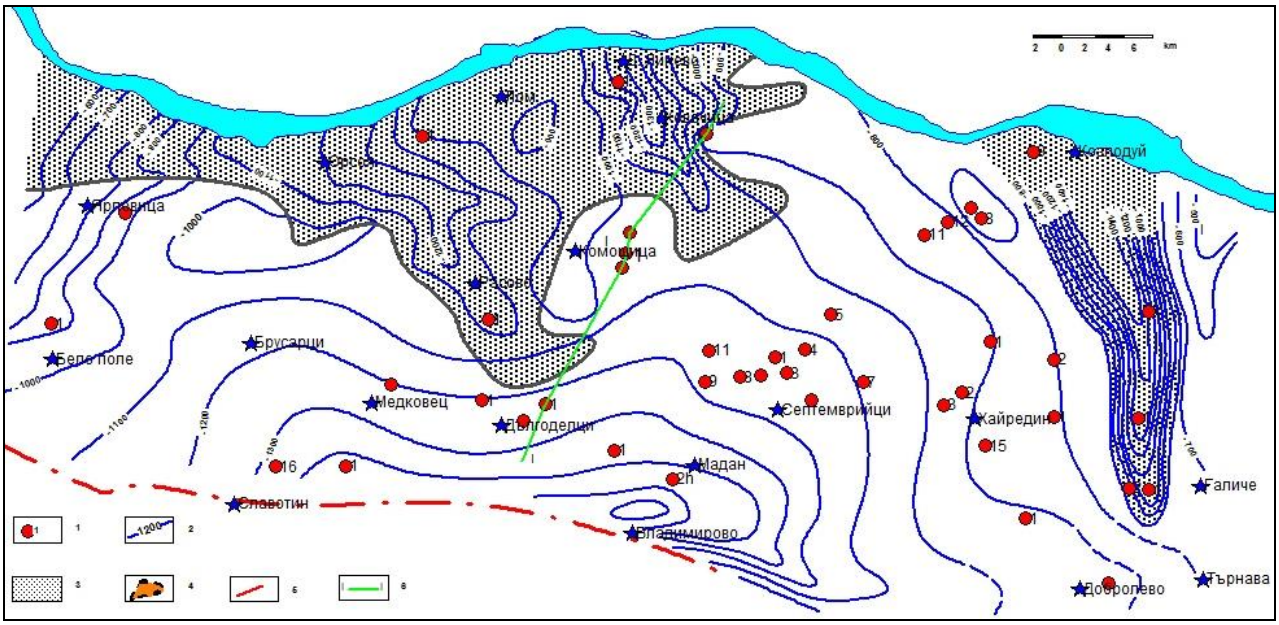
Интерес, от гледна точка на настоящото изследване, представляват локалните структури, свързани с Долнокредната, Горнокредната и Палеогенската серия.

По горнището на ***Долнокредната серия***, се очертава широкомащабна позитивна двукуполна структура в северозападната част на Ломската депресия. Част от тази структура е разпространена и на територията на Румъния. Към нея е привързан природен капан от структурен (антиклинален) тип, свързан с проницаемите карбонатни скали с горноюрско-валанжинска, бериаска и аптска възраст. Те се покриват от труднопроницаеми скали с албска, ценоманска и туронска възраст.

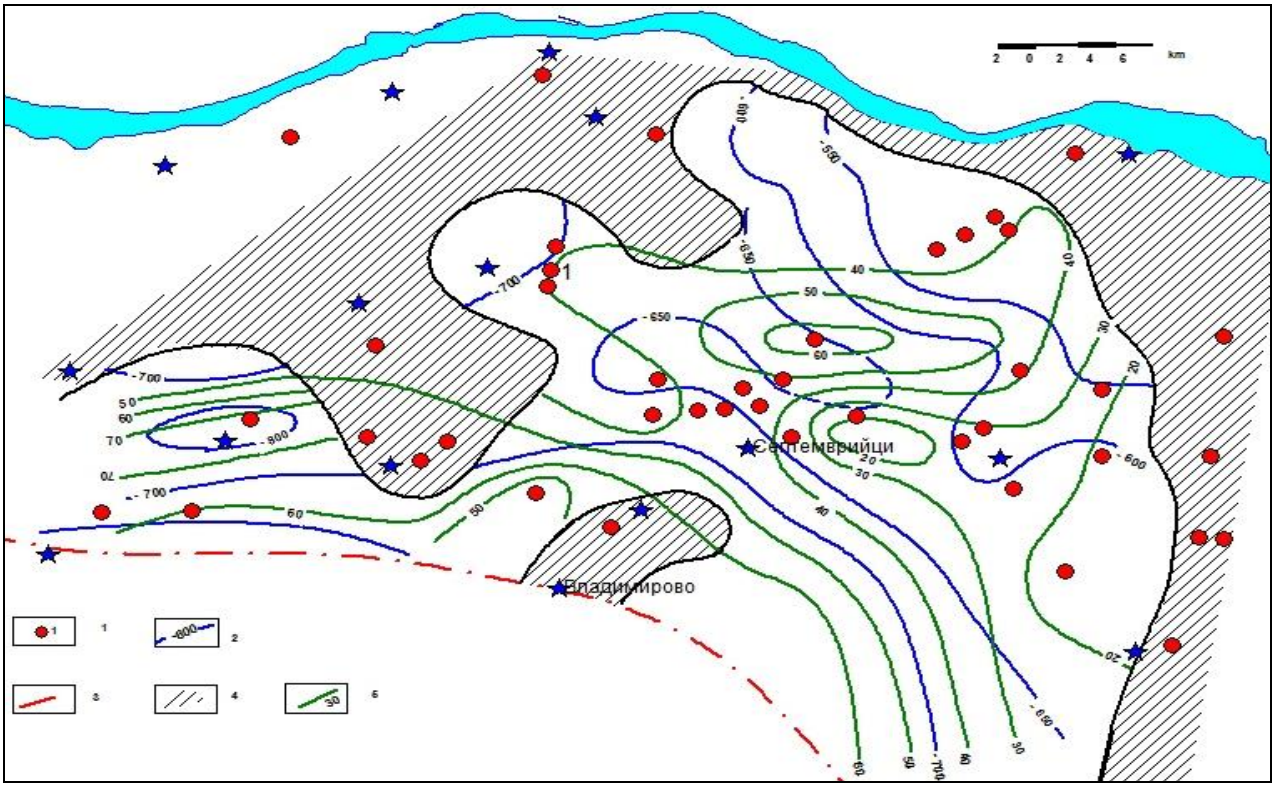
По горнището на ***Горнокредната серия*** се очертава широкообхватна структура в югозападната част на Ломската депресия. Тя е формирана в резултат на моноклинално издигане на горнокредните седименти. Проницаемите скали обхващат отложенията на Ценомана и Долния Сенон. Те се покриват от труднопроницаемите скали на Горния Сенон и Кампана. На север, изток и запад колекторите фациално прехождат в труднопроницаеми скали. Те формират литоложки ограничен тип природен капан.

В централната част на Ломската депресия се очертава мащабна структура по горнището на ***горнокредните седименти***. Разпространена е и на територията на Румъния. Проницаемите скали са свързани с карбонатните седименти на Мастрихта. Покриват се от труднопроницаеми палеогенски наслаги. Природният капан е от структурен (антиклинален) тип.

В ***средноеоценския разрез*** от централната част на Ломската депресия е установено присъствието на пясъчниково тяло с моноклинално издигане в северна посока (фиг. 3). Вместено е сред труднопроницаемите еоценски седименти. В резултат на фациално заместване се очертава литоложки ограничен природен капан.



Фиг. 2. Структурна карта по горнището на горнокредната серия в част от Ломската депресия (по Боков и др., 1987, непубл. данни П 87): 1 – сондаж, номер; 2 – изохипса, m; 3 – зони, засегнати от преднеогенската ерозия на горнокредните седименти; 4 – контури на локалните позитивни структури, проявени в Горнокредната серия; 5 – тектонско нарушение; 6 – геоложки профил



Фиг. 3. Разпространение на средноеоценската пясъчникова задруга в Ломската депресия (по Боков и др., 1987, непубл. данни): 1 – сондаж, номер; 2 – изохипса, m; 3 – тектонско нарушение; 4 – отсъствие на задругата; 5 – изопахита, m

Сеизмотектонски предпоставки

Неотектонският и сеизмотектонският анализ показват, че изследвания район е с възможно най-ниските въздействия от сеизмични огнища. Според изведената регресия (Шанов, 1997) за повторяемост на земетресенията, събития с магнитут (M) от 0 до 2 стават средно статистически на всеки 4.7 години, с M до 3 – на всеки 10,8 години, с M между 3 и 4 – на всеки 25 години, а с M>4 до 5, на всеки 57.8 години. Тези резултати свидетелстват за изключително слаба сеизмичност, което е благоприятен фактор за изграждане и функциониране на всякакъв тип отговорни съоръжения. В по-неблагоприятна позиция в това отношение се намира районът в източната част на Ломската депресия. Анализът на активността на разломите в изследвания район показва, че те се явяват като ограничителни структури на активния сегмент на Предбалканския разлом. Това обаче не означава, че те притежават потенциал за генериране на по-силни събития (Георгиев, Шанов, 1991).

Хидрогеоложки предпоставки

Разглежданата територия попада в обсега на Ломския подрайон на Северобългарския артезиански басейн (Станев, Веселинов, 1989). Интерес представляват долнокредния, горнокредния, палеогенския и неогенския водоносен комплекс. Към тях са привързани разглежданите проницаеми задруги и природни капани. Кредните и палеогенския водоносен комплекс са сравнително слабо изучени. Те са с променлива водообилност. При изпитание на сондажи са получени притоци от вода с дебити от 1.3 до 210 m^3/d (в горнокредния водоносен комплекс) / до 600 m^3/d (в палеогенския водоносен комплекс). Водите са напорни, порно-пукнатинни и пукнатинни, с променлив състав (табл. 2). Водите на неогенския водоносен комплекс са с по-интензивен водообмен, с изключение на изолирани водоносни лещи и прослойки в баден-сарматския разрез, където са отбелязани повишени температури и минерализация (табл. 2). Анализът на информацията дава основание да се направи извода, че хидрохимичните показатели на водите от разглежданите водоносни комплекси, както и техните хидродинамични показатели са твърде променливи. Поради това, оценката на тези показатели, от гледна точка пригодността на водоносните формации за съхраняване на CO_2, следва да се разглежда отделно за всяка една от потенциално перспективните геоложки структури и природни капани.

Заключение

На базата на анализа и оценката на геоложките условия за съхраняване на CO_2 във водоносни формации в райони от Северозападна България (Ломска депресия) са идентифицирани перспективни водоносни структури, които представляват потенциални хранилища на CO_2. Те са привързани към различни стратиграфски нива (долна креда – среден еоцен). Дълбочината им варира в граници от 800 до 2000 m. Локалните структури и свързаните с тях природни капани са от различен тип – структурни (анти-клинални) или литоложки ограничени. По предварителни оценки те отговарят на изискванията за съхраняване на CO_2 във водоносни структури.

Колекторните задруги, с които са свързани перспективните природни капани, са изградени от теригенни или карбонатни скали. Теригенните колектори са от порен тип. По прогнозни оценки техните количествени показатели са в границите на основните критериални

Таблица 2. *Характеристика на водоносните комплекси в Ломската депресия*

Водоносен комплекс, свързан с хотрив-баремската, апт-албската и ценоманската проницаема задруга (Долна Креда)		
Тип на водите	хлор-калциев, хлор-магнезиев	
Обща минерализация	g/l	29-45
Пиезометрично ниво	m	от -18 - +150
Геотермичен градиент	^{0}C/100 m	3-4
Температура	^{0}C	80-95
Водоносни комплекси, свързани с горнокредно-палеоценската и средноеоценската проницаеми задруги		
Ценоман-долносенонски водоносен комплекс		
Тип на водите	хлор-натриев, хлор-магнезиев, сулфатно-натриев, хидрокарбонатно-натриев	
Обща минерализация	g/l	13-36
Пиезометрично ниво	m	+216 - +733
Мастрихтски водоносен комплекс		
Пиезометрично ниво	m	+215
Палеогенски водоносен комплекс		
Тип на водите	хлор-натриев, хлор-калциев	
Обща минерализация	g/l	76
Температура	^{0}C	38-45
Проводимост	m^2/d	10
Водоносен комплекс, свързан с баденската проницаема задруга (Неоген)		
Тип на водите	хлор-натриев	
Обща минерализация	g/l	35-50
Температура	^{0}C	29

изисквания. Значителната литоложка изменчивост определя вариациите на вместимостните и филтрационните им свойства. Порестостта е в границите от 5 до 35%, като преобладаващите стойности са между 15 и 20%. Проницаемостта се изменя от няколко единици до няколко десетки милидарси. Ефективната дебелина на колекторните задруги в отделните природни капани е от 10 до 35 m. Прогнозният капацитет варира в широки граници – от няколко десетки до няколко стотици млн. t.

Карбонатните колектори, с които са свързани част от перспективните природни капани, са от смесен тип, най-често порно-кавернoво-пукнатинен. Те се характеризират с ниски вместимостни показатели (пукнатинно-каверновата вместимост не превишава 1%) и с благоприятни филтрационни качества. Поради значителната дебелина на карбонатните колекторни задруги прогнозният капацитет на природните капани достига няколко стотици млн. тона CO_2.

В долнокредно-миоценския разрез на Ломската депресия са отделени четири перспективни структури. Две от тях обхващат част от територията на Румъния. Ломската и Козлодуйската палеодолини, които са перспективни както за търсене на въглеводородни акумулации, така и за съхраняване на CO_2, също така са развити и на територията на Румъния.

ЛИТЕРАТУРА

Атанасов, А., П. Боков. (ред.). 1983. *Геология и нефтогазоносна перспективност на Мизийската платформа в централна Северна България*. С., Техника, 287 с.

Балинов, В., М. Дончева, Е. Занева-Добранова. 2008. Методични подходи при идентифициране на перспективни водоносни структури за съхраняване на въглероден диоксид. – *Научно-техническа конференция с международно участие "Нефтогазоносна перспективност на Балканско-Черноморския регион", Варна*, 172-180.

Георгиев, Ц., С. Шанов. 1991. Съвременна геодинамика на западната част на Мизийската платформа (Ломска падина). – *Българско геоф. спис., 67*, 3, 3-9.

Станев, И., С. Веселинов. 1989. Вертикальная зональность подземной гидросферы болгарской части Нижнедунайского артезианского бассейна. – *Geologica Balc., 19*, 3, 69-79.

Шанов, С. 1997. *Съвременно и неотектонско поле на напреженията в източната част на Балканския полуостров.* Дисертация за присъждане на научната степен "доктор на геологическите науки". С., Геологически институт, БАН, 194 с.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ВЪРХУ СТРАТИГРАФИЯТА НА ПАЛЕОГЕНСКИТЕ СЕДИМЕНТИ И ВУЛКАНИТИ ОТ МЕСТЕНСКИЯ БАСЕЙН (ЮЗ БЪЛГАРИЯ) – АНАЛИЗ И НОВИ ДАННИ

Милорад Вацев

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

РЕЗЮМЕ. Анализ на стратиграфията на палеогенските скали е извършен въз основа на данни от фораминиферна и друга фауна, и фосилна флора, и литостратиграските единици са характеризирани по-прецизно в статут на свити. В основата на разреза са представени Ипрески алувиални конгломерати и пясъчници от Добърската свита (400 m). С преход следват седиментите от Добринишката свита – алувиални и езерно-лагунни пясъчници и аргилити (1 km), съдържащи фораминиферна фауна и друга фауна и фосилна флора, и имащи Лютес-Раннобартонска възраст. Тези две свити изграждат първия трансгресивна-регресивен цикал на седиментаци. Несъгласно отгоре са развити алувиалните и пролувиални конгломерати и пясъчници на Градинишката свита (1 km), имащи вероятно бартонска възраст. Те са покрити от езерни, езерно-лагунни и алувиални пясъчници, аргилити и водораслови варовици от Господинската свита (70 m) с възраст вероятно Ранен Приабон. Тези две взаимно свързани свити изграждат втория Бартон-Ранноприабонски трансгресивно-регресивен цикъл на седиментация. В горната част е представена Приабонска асоциация от седиментни и вулкански скали от Местенската група. В южната част на басейна са представени два седиментно-вулкански цикли на седиментация. В тяхната долна част са представени алувиални и пролувиални конгломерати и пясъчници съдържащи туфи, докато в горната – преобладават вулкански и вулканогенно-седиментни скали. Вулканските скали са представени от дацити, риодацити и трахириодацити. Първи цикъл: Шарковридска туфогенно-конгломератна свита (800 m) и Костенска вулканогенна свита (700 m); втори цикъл: Купенска туфогенно-конгломератна свита (400 m) и Нюсторска вулканогенна свита (500 m). В северната част на Местенския басейн количеството на вулканските скали е по-малко и тук те изграждат Липовския клин на Костенската свита. Отгоре са представени алувиалните конгломерати и пясъчници и туфи (350 m) от Соракинската свита (нова свита). Тя е покрита с преход от езерни, езерно-лагунни и алувиални пясъчници и аргилити и алувиални пясъчници и конгломерати от Гостунската свита. Въз основа на фораминифери, фосилна флора и фосилни риби, възрастта на скалите от Гостунската свита е Приабон, а може би Късен Приабон-Рупел. Възрастта на долната Соракинска свита е Приабон. Тези две свити изграждат третия второреден трансгресивно-регресивен цикъл на седиментация с късноприабон-рупелска възраст. Еоценските и олигоценските скали са покрити несъгласно от късномиоценски седименти.

ON THE STRATIGRAPHY OF PALEOGENE SEDIMENTS AND VOLCANICS IN THE MESTA BASIN (SW BULGARIA) – ANALYSIS AND NEW DATA

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

ABSTRACT. The analysis of the stratigraphy of the Paleogene rocks is accomplished on the basis of a foraminifera and another fauna and fossil flora and the lithostratigraphic units are made and characteriszed more precisely in status to formations. In the lover part are represented Ipesian alluvial conglomerates and sandstones of the Dobarsko Formation (400 m). With translation is the Dobrinishte Formation – alluvial and lacustrine-lagoon sandstones and mudstones (1 km), with related foraminifera fauna and a Lutetian-Early Bartonian age. Those two Formations build the first transgressive-regressive cycle of sedimentation. Over the unconformity are developed alluvial fans and alluvial conglomerates and sandstones of the Gradinishca Formation (1 km) with a probably Bartonian age. They are covered by lacustrine, lacustrine-lagoon and alluvial sandstones, mudstones and algal limestones (70 m) of the Gospodintsi Formation of a probable Early Priabonian age. These two Formations build the second Barton-Early Priabonian transgressive-regressive cycle of sedimentation. In the upper part are represented Priabonian associations of sedimentary and volcanic rocks of the Mesta Group. In the south part of the basin are developed two sedimentary-volcanic cycles of sedimentation. In the lover parts are represented alluvial fan and alluvial conglomerates, sandstones and volcanic tuffs, while in the upper dominate volcanic and volcanic-sedimentary rocks. The volcanic rocks are represented by dacites, rhyodacites and trahyrhyodacites. The first cycle: Sharkovrid tuff-conglomerate Formation (800 m) and Kostena volcanic Fomation (700 m); the second cycle: Kupen tuff-conglomerate Formation (400 m) and Nujstur volcanic Fomation (500 m). In the north part of the Mesta basin the quantity of volcanic rocks is less and here they build the Lipa wedge of the Kosten Formation. Over it are represented alluvial conglomerates, sandstones and tuffs (350 m) of the Sorakin Formation (new formation). It is covered with translations by lacustrine-lagoon and alluvial sandstones and mudstones, as well as by alluvial sandstones and conglomerates of the Gostun Formation (500 m). On the basis of foraminifera fauna fossil flora and fossil fishs the age of the Gostun Formation is determined as Priabonian, and may be Latepriabonian-Rhupelian. The age of the lover Sorakin Formation is Priabonian. These two Formations build the second order transgressive-regressive cycle of sedimentation with a Late Priabonian-Rhupelian age. The Eocene and Oligocene rocks are covered unconformly by Uper Miocene sediments.

Въведение

Местенският палеогенски седиментен басейн (МБ) е разположен в очертанията на Местенския грабен (МГ) от Югозападна България. Той се намира в северозападната част на долината на р. Места – в Гоцеделчевския и Разложкия район. МБ или МГ е разположен източно от Пиринския хорст и Източнопиринския разлом (разломна зона), и западно от Западнородопския блок и Осеново-Рибновския разлом (разломна зона) (Кацков, Маринова, 1992; и др.). Ориентиран е в ССЗ-ЮЮИ направление, има дължина около 75 km и широчина 10-17 km. Разломите, оконтуряващи грабена в преобладаващата част са и латерални граници на палеогенските скали, изпълващи грабена. Палеогенските седиментни скали от МБ покриват несъгласно разнообразни гнайси, амфиболити, мрамори и висококристалинни метаморфити, идващи като техен фундамент, а на места и внедрени сред тях K_2 гранити (Кацков, Маринова, 1992; и др.).

Целенасочени изучавания и разчленявания на палеогенските седиментни и вулкански скали от МБ са реализирани главно през 60-90-те години на 20-ия век и са свързани с етапно провежданото геоложко картиране и съставяне на геоложки карти на България (Бояджиев, 1962; Стоянов и др., 1974, Кацков, Маринова, 1992; и др.) с геоложки изследвания и проучвания на минерални суровини, свързани с палеогенските скали (Ташев и др., 1977) и с провеждането на целенасочени стратиграфски и геоложки изследвания в басейна (Вацев, 1978а, б; 1979; 1991; Божков, 1982; Harkovska, 1983; и др.). В резултат от проведените изследванията е извършено лито-стратиграфско разчленяване на палеогенските седиментни и вулкански скали и са приведени различни данни за тяхната геоложка възраст.

Настоящата работа има за цел да се направи преглед на съвременното състояние на стратигрофското разчленяване на еоценските и ологоценските, седиментни и вулкански скали от МБ и да се изяснят и направят нужните уточнения, допълнения и обобщения.

Материал и методология

При разчленяването на палеогенски континентални и езерно-лагунни седиментни, вулканогено-седиментни и вулкански скали, развити в МБ, са разграничавани неофициални (задруги) и официални литостратиграфски единици (свити) (таблица 1). При това възприетият методичен подход при тяхното разчленяване и характеризиране е в една или друга степен сходен, но има и известни различия. Преобладаващата част от иследователите разграничават в този неголям грабенов, седиментен басейн, литостратиграфски единици – свити или задруги, които са разположени суперпозиционно (Вацев, 1978а,б, 1979; 1991; Вацев и др., 2001; Ташев и др., 1977; Божков, 1982). При това, в работите на Вацев, разчленяването на палеогенските седименти и вулканити е направено въз основа на тяхното комплексно изследване като две или три такива единици, съставляват и маркират трансгресивно-регресивни цикли на седиментация, които имат размивна долна и горна граница и отразяват характерни етапи от геоложкото развитие на басейна и региона през Палеогенския Период.

При подчертано различие от този подход, са отделяни "картируеми литоложки тела", които се различават по литолого-петрографския състав на изграждащите ги брекчоконгломерати и конгломерати. Те са отбелязани като неофициални литостратиграфски единици – задруги (formation), които са разположени подобно на разперени, заклинващи се пръсти, но без ясно дефинирани долна, горна и латерални граници, описан холостратотип и отличителни черти. При това положение, дори всеки слой или пакет (3-6 m), или пачка (10-20 m) от брекчо-конгломерати и конгломерати с преобладаващо съдържание на късови от гранити или от метаморфити, се разглеждат като съответната литостратиграфската единица – задруга (Harkovska, 1983; фиг. 6). Примерно, границата между долните две задруги се маркира от намаляване количеството на късовете от мрамори и амфиболити за сметка на такива от гранити, или от намаляването и изчезването на червения цвят на седиментите или от двете особености. Но когато контактът е ясен, горната задруга започва с дебели 50-100 m редуващи се сиви и жълти пясъчници, конгломерати и други скали, обикновено тъмно оцветени от разсеян органичен материал и т.н., но защо този контакт е ясен и защо той е подбран като ясен, не е пояснено (Harkovska, 1983, с. 14). От посочените места на разкритие на този контакт става напълно ясно, че това са седименти с различна стратиграфска позиция – под вулканитите при с. Господинци и сред вулканитите, източно от с. Брезница в Змийския дол. В това отношение трябва да се посочи, че конгломерати и брекчо-конгломерати с преобладаващо съдържание на гранитни късове има и под този ясен контакт, т.е. в горната част на Градинишката свита при с. Господинци и на други места (Вацев, 1978а; 1979), а при с. Добърско, същата е изградена почти изцяло от гранитни и гнайс-гранитни конгломерати (Вацев, 1991). Тук само са посочени някои методични особености и различия, а техният пълен обзор и разглеждане не са обект на настоящата работа. В това отношение трябва да се посочи, че седиментните скали от Градинишката и Господинската свита съставляват един цялостен трансгресивно-регресивен цикъл на седиментация (виж по-долу). При това положение, отделянето на пластовете от горната свита и изкуственото им свързване с отгоре лежащите, резко различаващи се по състав, генезис и пространствено положение скали, е напълно неправилно и погрешно. То по-скоро цели да се каже, че е направено нещо по-различно. Същевременно по аналогия в петрографския състав на конгломератите се прави връзка с други басейни от Западните Родопи.

В методичен аспект трябва да се обърне внимание и на следния своеобразен подход на този автор. В статията са характеризирани и се въвеждат неофициални литостратигафски единици – задруги (formation), но по твърде своеобразен и некоректен начин и подход, те се именуват и веднага се използват и разглеждат като официални литостратиграфски единици, но без да са спазени нужните правила и изисквания, макар да се твърди, че се следва Международния стратиграфски кодекс (Hedberg, 1976). Същият в литературната справка, дори не е посочен правилно. От Вацев (1978б) е характеризирана Местенска група, а в работата се говори за Местенска свита (formation)(?). Редно е да се отбележи,

че макар и да имат имена, това са голи имена (Тенчов и др., 1993) и не трябва при това положение да се използват и от други автори, още повече в публикации в чуждестранни списания.

Друга особеност и факт, който прави впечатление е, че изследваната площ от А. Харковска, напълно и точно съвпада с изследваната площ от докторската работа на Вацев (1979) и съответно с тази на неговите публикации.

Относно мраморните, амфиболит-мраморните и гнайс-мраморните блокове, представени сред брекчо-конгломератите от Градинишката свита в участъка при с. Господинци, трябва да се посочи, че е общоизвестен факт, че варовици и доломити се запазват като стърчащи вертикални останци, придружавани от срутищно-сипейни натрупвания на места в условията на сух ариден климат със менящи се сухи и топли влажни сезони. Разглеждането им като олистолити, олистоплаки и олистотрими, както и привързването им към челото на навлак, а не към разломи и блокове се нуждаят от сериозна обосновка. Относно "междуформационния възсед-навлак", разположен сред метаморфните скали, установен и изучаван от нас в района на селата Рибново, Осиково и Скребатно (Вацев, 1964, непубликувани материали, Национален геофонд), трябва да се посочи, че той само е именуван като "Рибновски" от Харковска (1980).

Тук грябва да се добави, макар това да е ясно на всеки реално мислещ геолог, че в нашите публикации, посветени на литостратиграфското разчленяване на палеогенските седиментни и вулкански скали, метаморфният комплекс заедно с неговите структири е разглеждан общо и само като фундамент. При това положение, показването на посочения навлак на приложената геоложка карта като структура сред метаморфитите от фундамента, когото палеогенските скали покриват, е напълно ненужно. Твърдението на Харковска в посочената нейна работа, че поради това "сме се отказали от този навлак", е невярно и тенденциозно.

Относно забележката, че вулканските скали в нашите работи не са разчленени въз основа на техните петрографски различия и не са взети в предвид представените вулкански постройки и вулкано-тектонски структури (Божков, 1982; Harkovska, 1983) трябва да се посочи, че разглежданите вулканити от МБ, са представени от дацити, риодацити, трахириодацити и техните туфи (Вацев, 1978б; 1979; 1984; 2003; Вацев, Недялкова, 1984; Божков, 1982; Харковска и др., 1983; и др.), а на терена това са макроскопски петрографски неразличими скали, сред които се установяват само на места различия по цвят и структурно-текстурни белези. По тях може да се разграничават и проследяват, индивидуални и конкретни тела, но в малка площ, примерно във вулканска постройка, но в регионален (басейнов) план това е несигурно и невъзможно. Относно, правилността и обосноваността на тази забележка (Harkovska, 1983) може да се съди по констатацията от следваща публикация на същия автор, където е посочено, че вулканското развитие "в действителност е далеч по-сложно", а за "цялата група вулкани, то се изразява в паралелно функциониране на трахидацитови и риодацитови вулкански апарати" (Харковска и др., 1983, 13). Отделят се и шумно се рекламират някакви именувани типове вулкатити – примерно Митровски тип, а в по-късна публикация, когато вече са направени нужните изследвания, собствените констатации и изводи се променят, изоставят и отричат (Харковска и др., 1983). При това не се поставя ясно границата между регионални стратиграфски изследвания и единици, и от вулканоложки анализ и единици, независимо от това, че те са взаимно свързани и допълващи се с въпроси и анализи.

Относно забележката за съобразяването с представените вулкано-тектонски депресии ще се посочи, че един внимателен поглед към приложената геоложка карта (Вацев, 1978б; фиг. 1) както и стратиграфската позиция на свитите и подсвитите, ясно показва, че седиментните и вулканските скали при с. Буково и тези при с. Баничан и с. Брезница, са представени във вътрешни грабенови понижения, т.е., те са видяни и отчетени, но в нашата работата, имаща определена цел, задачи и регламентиран обем, те не са посочени и характеризирани като вулкано-тектонски.

Резултатите от специализирани изследвания на вулканските скали с разграничаването на конкретни вулкански постройки, екструзивни и субвулкански тела и свързани с тях вулканогенно-седиментни и седиментни скали, са изложени в работата на Божков (1982). По същество тук вулканитите са разграничени по морфо-тектонски данни, а в стратиграфски аспект се е изхождало главно от данните за тяхната абсолютна възраст. При това дори са отделяни вулканити – примерно Брезнишките вулканити, без свързани с тях вулканогенно-седиментни скали. Освен това в публикацията няма конкретни данни за възраста, мястото и петрографския състав на образците от участъка при с. Баничан, където са представени олигоценски вулканити и как те се свързват с регионалните геоложки данни.

В този смисъл в допълнение трябва да се посочи, че според нас посочената Баничанска задруга, представена от конгломерати, туфо-конгломерати, туфо-пясъчници, туфи и туфити, разкрита при старото село Баничан, лежи върху вулканити, разкрити при и западно от бензиностанцията в селото, е покрита от риодацити и агломератови туфи, разкрити при Черквата "Св. Богородица". От своя страна риодацитите, разкрити в хълма при бензиностанцията в селото, по данни от сондажни изработки при р. Туфча, лежат вероятно върху седиментни скали – конгломерати и пясъчници, съдържащи вулканогенни примеси, туфити и туфи. Това са седиментни от отдолу лежащата Шарковридска свита и от тях има приток на топли минерални води, смесени с пресни такива.

Под нея са установени (просондирани) пясъчниците от Господинската свита и червените брекчо-конгломерати и пясъчници от Градинишката свита със сондажна изработка в източния край на селото. При това положение да се твърди, че общо вулканитите при с. Баничан са най-младите, като се изхожда от единични радиометрични анализи е недостатъчно обосновано и неправилно.

Геоложка изученост, статут и стратиграфска рамка

При литостратиграфските разчленявания на еоцен-олигоценските скали, извършени от различните автори и работни колективи, са отделени и характеризирани неофициални и официални литостратиграфски единици. В таблица 1 са посочени разграничените такива единици от работи, обхващащи значителна площ от МБ, а данните от другите публикации са посочени в текста. Литостратиграфските единици са посочени от най-старите към най-младите и с определени вертикални отмествания, е направен опит да се покажат приблизително по-точно корелационните съотношения, които по-пълно се разглеждат в текста.

Таблица 1. *Литостратиграфски единици, разграничени сред палеогенските скали от Местенския басейн*

Иванов,Чернявска, 1972	Ташев и др., 1977; Божков,1982	Вацев, 1978а, б; 1991; и тук	Harkovska, 1983
-	-	1. Добърска свита	-
1. Основна теригигенна задруга	5. Горен хоризонт (Pg3-N1)	2. Добринишка свита	-
2. Задруга на блокажите	1. Брекчо-конгломератна задруга	3. Градинишка свита 4. Господинска свита	1. Долна брекчо-конгломератна задруга
3. Долна туфогенно-седиментна задруга	2. Седиментно-вулканогенна задруга (Буковска)	5-9. Местенска група 5. Шарковридска свита	2. Задруга на гранитните конгломерати
4. Ритмична задруга		6. Соракинска свита	3. Вулканогенна задруга
5. Горна туфогенно-седиментна задруга	3. Пясъчникова задруга (Елешнишка)	7. Костенска свита	-
6. Въгленосна пясъчниково-конгломератова задруга	-	-	-
-	4. Седиментно-туфогенна задруга (Баничанска)	8. Купенска свита 9. Нюсторска свита 10. Гостунска свита	-
7. Задруга на брекчите	-	-	4. Горна брекчо-конгломератна задруга

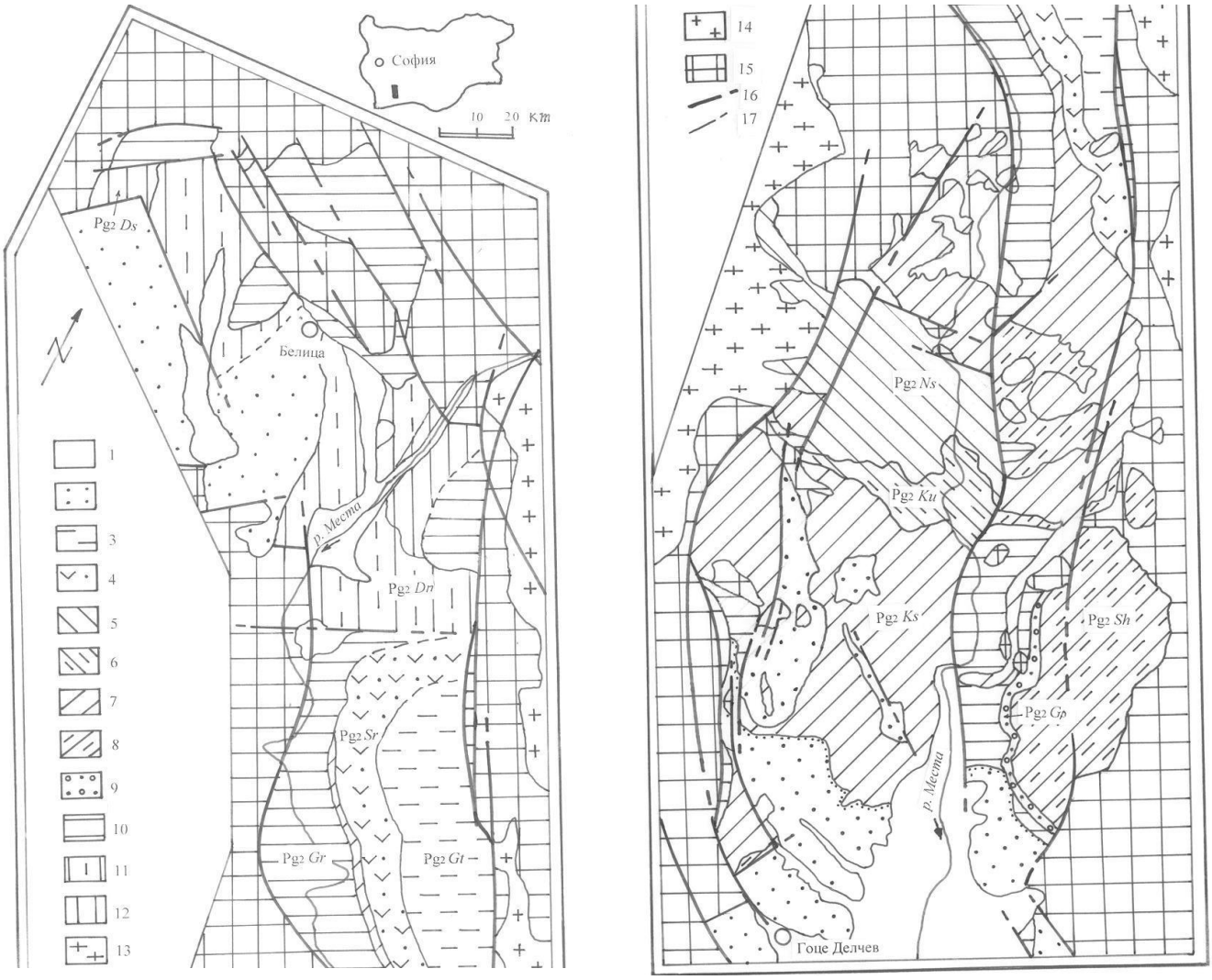
Първата и същевременно най-старата регионална палеогенска седиментна последователност от МБ, имаща Ранно-Средноеоценска възраст, е представена от седиментите на Добърската (Вацев, 1991) и Добринишката свита (Вацев, 1978а; 1991). Те са разкрити само в северната част на басейна, североизточно от гр. Разлог и при гр. Белица (фиг. 1-2).

1. Добърска конгломератна свита – това са най-старите палеогенски седиментни скали, разкрити и установени в северната част на МБ. Свитата е представена от розови и светло сиви, валунни, едро и среднокъсови, амфиболит-мрамор-гнайсови и гнайс-гранитни брекчо-конгломерати и конгломерати с глинесто-гравийно-песъчлива основна маса. Те съдържат слоеве от пясъчници, глинести пясъчници и песъчливи аргилити. По генезис това са пролувиални и алувиални отложе ния. Седиментите от тази свита имат дебелина 350-400 m и са разкрити в участъка, северно от с. Годлево и юго-западно от с. Добърско, където е типовото находище и холостратотиповият разрез. Друго находище се намира, североизточно от Гара Белица и при махала Доганово.

В тези седименти фосилни останки не са установени, а възрастта им по суперпозиция е определяна като средноеоценска (Вацев, 1991), а сега е определена като вероятно Ипреска или Ипрес-Лютеска в резултат на доказаната по фораминиферна фауна Лютеска възраст на отгоре лежащата с преход Добринишка свита (Vatsev et al., 2010, под печат).

2. Добринишка аргилито-пясъчникова свита – има сложен състав и цикличен строеж, изградена е главно от алувиални и прибрежни пясъчници, глинести пясъчници и конгломерати (70-130 m), развити в долната и средната част и циклично разположени над тях езерно-лагунни глинести пясъчници и песъчливи, както и варовити аргилити (80-150 m). Разграничени са два трансгресивно-регресивни цикли от по-нисък ред с обща дебелина 850-900 m. Регресивните седименти от най-горната част на тази свита и съответно от регионалния цикъл седиментация, са преставени от прибрежни и алувиални пясъчници и конгломерати (120 m).

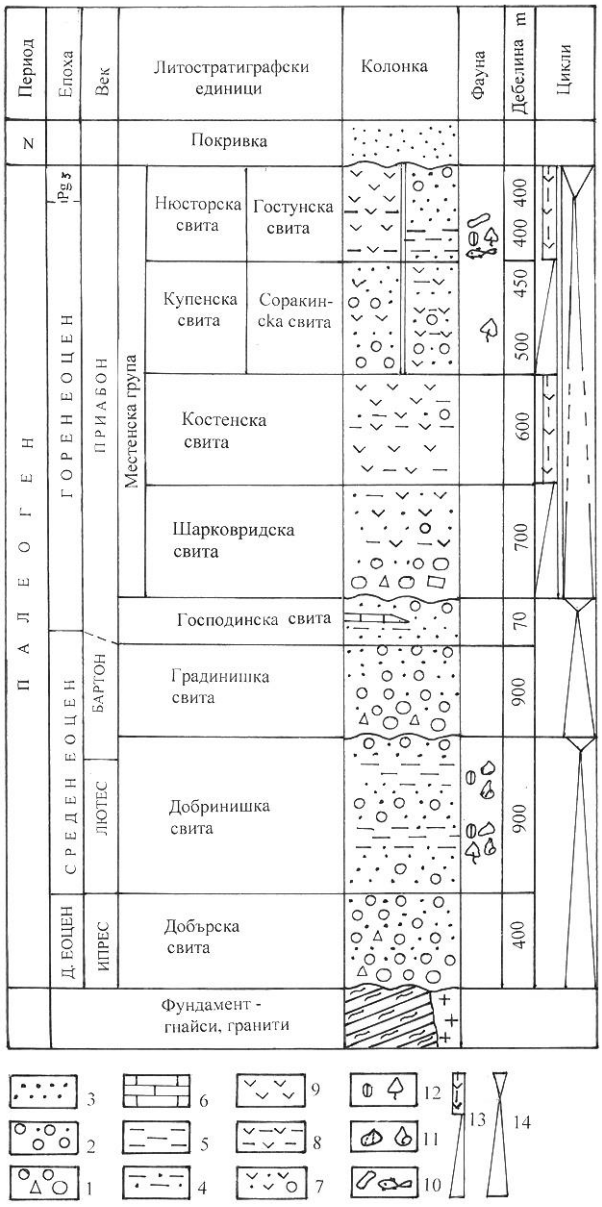
Скалите от Добринишката свита са разкрити в малка площ, източно от с. Добринище при разклонението на пътя за с. Елешница при Цингов мост, където е холостратотиповият разрез, непълен отдолу по тектонски причини (Вацев, 1978а). Най-характерно, седиментите от свитата са разкрити при с. Горно Драглище и тук е посочен и описан спомагателен разрез, който е цялостен и пълен (Вацев, 1991). Друго значително разкритие на разглежданата свита е при град Белица и Гара Белица, където са установени останки от еоценски фосилни риби (Gaudant, Vatsev, 2002) и фораминиферна фауна (Vatsev et al., 2010, под печат). Средноеоценските континентални и езерно-лагунни седиментни от тези две свити, съставляват първият регионален, Ипрес-Лютески трансгресивно-регресивен цикъл на седиментация в МБ (Вацев, 1978а; 1979; Vatsev et al., 2003).



Фиг. 1. Геоложка карта на палеогенските скали от Местенския басейн. Условни обозначения: 1 – Кватернер, алувиални пясъци и чакъли; 2 – Неоген, горно-миоцински и плиоценски конгломерати, пясъчници и глини; 3 – Гостунска свита Pg2 *Gt*, пясъчници, песъчливи аргилити и конгломерати (Приабон-Рупел); 4 – Соракинска свита Pg2 *Sr*, конгломерати, пясъчници, дацитови и риодацитови туфи (Приабон); 5 – Нюстурска свита Pg2 *Ns*, дацити, риодацити и трахириодацити с техните туфи (Приабон-Рупел); 6 – Купенска свита Pg2 *Ku*, конгломерати, пясъчници, туфопясъчници с дацитови и риодацитови туфи (Приабон); 7 – Костенска свита Pg2 *Ks*, дацити, риодацити и трахириодацити с техните туфи (Приабон); 8 – Шарковридска свита Pg2 *Sh*, конгломерати, пясъчници, туфопясъчници, дацитови и риодацитови туфи (Приабон); 9 – Господинска свита Pg2 *Gp*, пясъчници, песъчливи аргилити, водораслови и прекристализирали варовици (Долен Приабон); 10 – Градинишка свита Pg2 *Gr*, конгломерати и пясъчници (Бартон-Долен Приабон); 11 – Добринишка свита Pg2 *Dn*, пясъчници и аргилити (Лютес); 12 – Добърска свита Pg2 *Ds*, конгломерати и пясъчници (Ипрес); 13 – Пирински (Безбожки) гранити; 14 – Западнородопски гранити и гранодиорити; 15 – фундамент, метаморфен комплекс от ивичести и очни гнайси, гнайси, амфиболити и мрамори; 16 – разлом; 17 – геоложка граница

При по-ранните изследвания не са разграничавани палеогенски скали в района северно от гр. Разлог (Бошев и др., 1956). Част от седиментите на Добринишката свита при с. Горно Драглище и гр. Белица, са разглеждани като песъчлив хоризонт с Олигоценска възраст по фосилна флора, но при с. Горно Драглище не са разграничени от Неогенските (Попов, 1963), а тези при Цингов мост, са означени като основна теригенна задруга с Приабонска възраст по споро-поленови данни (Иванав, Чернявска, 1972), същите според Стоянов и др. (1974) са Приабонски теригенно-въгленосни седименти, а според Ташев и др. (1977) седиментите от разглежданата свита при гр. Белица са посочени като горен хоризонт на Олигоцен-Миоцена.

В южната част на МГ при с. Нова Ловча и с. Парил са установени мраморни брекчи и разположени сред тях пясъчници, характеризирани като Парилска свита (Загорчев, 1995). Изказано е становище, че това са Пре-приабонски седименти, изхождайки от регионални геоложки съображения, но без палеонтоложки възрастови данни.



Фиг. 2. Обобщен стратиграфски разрез на палеогенските седиментни и вулкански скали от Местенския басейн. Условни обозначения: 1 – валунни и едрокъсови брекчо-конгломерати; 2 – конгломерати и песъчливи конгломерати; 3 – пясъчници; 4 – песъчливи аргилити и глинести пясъчници; 5 – аргилити; 6 – варовици; 7 – туфопясъчници и туфоконгломерати; 8 – дацитови и риодацитови туфи; 9 – вулкански скали: дацити, риодацити и трахириодацити; 10-12 – фосилни останки; 10 – бозайници и риби; 11 – миди и охлюви; 12 – фораминифери и флора; 13 – седиментно-вулкански цикъл; 14 – трансгресивно-регресивен цикъл на седиментация

Сред седиментите от Добринишката свита са установени останки от фосилна флора при с. Добърско и с. Горно Драглище, определена като късноеоценска от Е. Паламарев и А. Петкова от Ботаническия институт при БАН (Вацев, 1991), а флората при гр. Белица, представена сред седиментите от същата свита и определена от Петкова, е характеризирана като олигоценска (Попов, 1963). Установени са и останки от еоценски фосилни риби, североизточно от Гара Белица (Gaudant, Vatsev, 2002).

В езерно-лагунните седименти от Добринишката свита се установяват на места лошо запазени, тънки черупки от гастроподи и бивалвии, и от изоставената кариера при чешмата, южно от с. Добърско, е установена *"Callista" villanovae* (Deshayes, in Studer, 1853), определена от И. А. Гончарова от Палеонтологический институт на РАН, гр. Москва (Vatsev et al., 2010, под печат). Останки от този таксон са установени в Бартонски (Оверски) седименти от Франция и Горноеоценски от Унгария и България (Карагюлева, 1964).

Сред седиментите от Добринишката свита при с. Горно Драглище и източно от Гара Белица при разклонението на пътя за с. Бабяк е установена фораминиферна фауна. Тук са представени родовете Subbotina, Globigerina, Turborotalia и Globigerinatheka. Определени са: *Subbotina linaperta* (Finlay), *Subb. eocaena* (Guembel), които имат сравнително широк стратиграфски обхват, а *Turborotalia cerroazulensis* (Cole) е от зона P12 до P 16 – съответства на горната част на Средния Еоцен и Горния Еоцен. Обаче, трябва да се посочи още, че установените *Turborotalia passagnoensis* (Tonm. and Bolli) и *T. pomerol* (Toumarhine and Bolli), са представени едновременно в зона P – 12 от Лютеския век, но нейната най-горна част е в основата на Бартонския век. По тези данни възрастта на седиментите от Добринишката свита по представената асоциация от планктонни фораминифери, се определя като Лютеска или Лютес-Раннобартонска (Vatsev et al., 2010, под печат).

Обобщено може да се посочи, че първият трансгресивно-регресивен цикъл на седиментация, представен в МБ от седиментните скали на Добърската и Добринишката свити, има Ипрес-Лютеска възраст и завършва вероятно през Ранния Бартон.

Втората крупна басейнова трансгресивно-регресивна последователност от МБ, е представена в долната част от груботеригенните и теригенни скали на Градинишката конгломератна свита (Вацив, 1978а) и от лежащити над тях с преход пясъчници и варовици от Господинската свита (Вацив, 1978а).

3. Градинишка конгломератна свита – състои се от виолетовочервени, розови и светло сиви брекчо-конгломерати, конгломерати и пясъчници, пролувиални и алувиални по генезис с дебелина до 1 km. В основата в прибордовите, периферни части на грабена, характерно развитие имат моно и олиголитокластични гнайсови, мраморни и мрамор-амфиболит-гнайсови брекчи и брекчо-конгломерати, а в централната – предимно мрамор-гранит-гнайсови и мрамор-гнайс-гранитни конгломерати. В разреза, а на места и латерално постепенно нараства количеството на гранитните късове и в горната част на свитата основно развитие имат олиголитокластични гнайс-гранитни и полилитокластични мрамор-гнайс-гранитни конгломерати. Сред тях са развити лещовидни слоеве от аркозни пясъчници, количеството на които нараства в горната част на свитата, а размерът на псефитовите късове и на пясъчните зърна намалява (Вацев, 1978а, б; 1979).

Типовото находище и холостратотиповият разрез са по р. Добринишка, източно от Цингов мост и в долната част на източния склон на р. Места, срещу устието на тази река. Спомагателен разрез е посочен по северния склон на северното вододелно било на р. Градинишка, западно от вр. Могила и същевременно северно от с. Филипово. Тук в основата на свитата са представени гнайсови и мраморгнайсови брекчи и брекчо-конгломерати. Сред конгломератите и пясъчниците от горната част на свитата, са представени лещовидни слоеве от риодацитови туфи и туфити, маркиращи началото на вулканската дейност в МБ. Наблюдават се добре в южната част на басейна, югозападно от с Лъжница, западно от с. Господинци, а в северната – западно от с. Гостун.

Седиментните скали от Градинишката свита са характеризирани като приабонски конгломерати и пясъчници (Бояджиев, 1962). Същите представени югозападно от с. Елешница са разглеждани като Приабон – конгломератен хоризонт, а тези при с. Добърско и северно от гр. Белица – са означени като олигоценски конгломерати (Попов, 1963). Разглажданите скали, източно от с. Добринище и по поречието на р. Места, са характеризирани като задруга на блокажите с Приабонска възраст по споро-поленови данни (Иванов, Чернявска, 1972) или Олигоцен – долна брекчоконгломератна задруга (Стоянов и др., 1974). Седиментите от Градинишката и Господинската свита, при което втората има малка дебелина на Геоложката карта в М 1:100000, се разглеждат общо като брекчоконгломератна задруга (Кацков, Маринова, 1992). Седиментите от долната брекчоконгломератна задруга от южната част на МГ (Harkovska, 1983) съответстват на Градинишката свита.

Възрастта на тези скали по споро-поленови данни е определяна като Горноеоценска (Иванов, Чернявска, 1972). В настоящият момент при доказана Лютеска възраст на подложката от Добринишката свита, може да се посочи, че възрастта на седиментите от Градинишката свита по суперпозиция е вероятно Бартонска. Бартонска възрат – 38.4+_1.5 Ma (Pecskay et al., 2000) е най-старата възраст, определена за вулканити от МБ. Както беше посочено, най-старите слоеве от туфи са представени в горната част на Градинишка свита и в отгоре разположената с преход Господинска свита. Отчитайки съвместно тези данни, които взаимно се допълват и потвърждават, възрастта на скалите от Градинишката свита се определя най-вероятно като Бартонска.

4. Господинска варовико-пясъчникова свита – следва с постепенен преход и е представена от разнообразни аркозни пясъчници, съдържащи лещовидни слоеве от конгломерати, песъчливи алевролити и аргилити, водораслови варовици и въглища с обща дебелина 30-50 m. По генезис това са алувиални, блатни, езерни и езерно-лагунни седименти. Регресивната пачка над тях, е представена от полилитокластични мрамор-гнайс-гранитни конгломерати, а на места и от монолитокластични гнайсови и гранит-гнайсови или гнайс-гранитни конгломерати, съдържащи лещовидни слоеве от пясъчници, имащи общо дебелина 50-70 m. Типовото находище и холостратотиповият разрез са разположени непосредствено източно от с. Господинци (Вацев, 1978а). Тук сред пясъчниците са представени и слоеве от риодацитови туфи (Вацев, Недялкова, 1985). Седиментите от тази свита се проследяват добре като ивица с направление ССЗ-ЮЮИ, източно от с. Господинци (старото село) и коритото на р. Осиковска и североизточно от с. Балдево.

Със сондажна изработка при източния край на с. Баничан, под неогенските пясъчници, песъчливи глини и диатомити, са просондирани отдолу разположените пясъчници, варовити пясъчници, алевролити и песъчливи аргилити от Господинската свита, както и розовите конгломерати, брекчоконгломерати и пясъчници от Градинишката свита. При това положение и в централната силно понижена част на МГ са представени последователностите от посочените свити, разкрити в източните прибордови части на грабена. В седиментните скали от Господинска свита, се установяват рядко единични, лошо запазени черупки от гастроподи и фосилна флора. По суперпозиция възрастта на скалите от тази свита, разположени над бартонските седименти от Градинишката свита и покрити от приабонските скали от Местенската седиментно-вулканогенна група (Вацев, 1978б), се определя като вероятно Ранноприабонска.

Общо седиментите от Градинишката и Господинската свита, съставляват втория регионален, трансгресивно-регресивен цикъл на седиментация (Вацев, 1978а; 1979; Vatsev et al., 2003; и др.), имащ вероятно Бартон-Ранноприабонска възраст. За този етап на седиментация е характерно съществено разширение и развитие на МГ и в дълбочина, сред първоначално високо издигнати, съседни хорстови блокове.

Третата, най-отгоре разположена, палеогенска последователност е тази на Местенската седиментно-вулканогенна група (МСВГ) (Вацев, 1978б; 1979; 1991). Същата е изградена от асоциация от вулкански, вулканогенно-седиментни и седиментни скали в променливи съотношения по площ и в разрез и има променлив състав и сложен строеж. Трябва да се посочи, че вулканските скали са представени по-характерно в южната и по-слабо в северната част на басейна. Във връзка с това има и различия в литостратиграфските разчленявания за двете части на МБ.

Южна част на МБ. В южната част по пространствено-времевите съотношения на вулканските и седиментните скали, са разграничени ясно два седиментно-вулкански цикъла. Същите в долната част са изградени от асоциращи и редуващи се конгломерати, туфоконгломерати, пясъчници, туфопясъчници, туфити и слобо представени на места риодацитови туфи и малки лавови тела. В горната част на тези цикли силно преобладаващо развитие имат вулканските и вулканогенно-седиментните скали, които са представени от риодацити, трахириодацити, дацити и техните разнообразни агломератови и пепелни туфи, а понякога и пизолитови туфи. Сред тях на места са представени лещовидни пачки с променлива дебелина и строеж, изградени от конгломерати, туфоконгломерати, пясъчници, туфопясъчници, туфити и туфи. Те са образувани във временни речни корита, развиващи се в страни и между

вулканските постройки и натрупвания. Конгломератите са предимно дребно и среднокъсови, полилитокластични с променливи съотношения на късове от гнайси, гранит, кварц, пегматит, риодацити и дацити.

Седиментните, вулканогенно-седиментните и вулканските скали от първия и втория седиментно-вулкански цикли, са ясно развити и различими в южната част на МБ и са характеризирани съответно като Брезнишка и Купенска седиментно-вулканогенни свити (Вацев, 1978б). Техните долни части са изградени предимно от седиментни, а горните – главно от вулкански скали, но са означени неправилно като подсвити. Скалите от подсвитите се характеризират и въвеждат в настоящата публикация като свити. Името на Брезнишка свита, поради установена омонимия (Тенчов и др., 1993), се заменя с ново име и това е вече Костенска свита и то се запазва за горната подсвита, изградена предимно от вулкански скали.

Скалите от МСВГ, представени в южната част на МБ или МГ с въвеждането на необходимите корекции, са разчленени на следните, последователно разположени свити: 5) Шарковридска туфогенно-конгломератова свита; 6) Костенска вулканогенна свита; 7) Купенска туфогенно-пясъчникова свита; 8) Нюсторска вулканогенна свита (фиг. 1 и 2).

5. Шарковридска туфогенно-конгломератова свита – с това име се означава характеризираната от Вацев (1978б) долна подсвита на Брезнишката свита. Името идва от местността Шарков рид, който е разположен южно от с. Осиково и който е западно вододелно било на р. Скока. Типовото находище е тук, южно и при с. Осиково. Холостратотиповият разрез е по р. Скока и завършва при с. Рибново, а описанието е изложено в посочената работа. Свитата лежи над Господинската свита като границата между тях е ясна литоложка с елементи на слабо изразен размив и слабо проявен ъглов дискорданс. Шарковридската свита е с обща дебелина до 0.8 km и е представена главно от валунни, едро и среднокъсови предимно гнайс-гранитни конгломерати, а на места присъстват и афиболит-мрамор-гнайс-гранитни и лещовидни слоеве от аркозни пясъчници между тях. В долната час по-характерно развитие имат мрамор-гнайсови и гнайс-гранитни блоково-валунни и валунни брекчо-конгломерати и конгломерати. При с. Осиково и с. Рибново, свитата покрива пряко метаморфните скали от бордовата част на МГ, дебелината на свитата намалява и е около 200 m. Блоково-валунните брекчо-конгломерати и конгломерати са по-добре представени в долната част на свитата, а среднокъсовите, съдържащи повече слоеве от едро-среднозърнести пясъчници в горната. Последните са по-характерно представени при с. Осиково и с. Рибново, където са развити и риодацитови туфи и туфити, съдържащи слоеве от пизолитови туфи (Вацев, 1979, Vatsev, 2002), туфопясъчници, и туфоконгломерати. При с. Рибново по-точно, западно от него, конгломерати, пясъчници, туфопясъчници и туфи са покрити от риодацити и агломератови туфи. Обаче, клиновидно представините туфопясъчници и конгломерати сред вулканските скали показват, че формирането на седиментите от Шарковридската свита е протичало и встрани от вулканските натрупвания и постройки. При това положение, границата с вулканските скали от отгоре разположената Костенска свита, е ясна граница на покриване, но и на латерално фациално заместване в страни от вулканските постройки и натрупвания. Тази граница, както и Шарковридската свита в понижената централна част на МГ, са в дълбочина под вулканитите при с. Баничан и източно от с. Корница и с. Брезница, и не се наблюдават. Установява се само при североизточния край на с. Брезница в основата на холостратотиповия разрез на Костенската свита (Вацев, 1978б). При с. Баничан, източно от пътя за гр. Гоце Делчев, със сондажни изработки са установени редуващи се пясъчници, туфопясъчници, туфити, туфи и конгломерати, представляващи Шарковридската свита, от които идва приток на топла минерална вода.

Възрастта на седиментите и туфите от Шарковридската свита, може да се определи като Приабонска по наличието на малко останки от такава фосилна флора, западно от с. Рибново и по геохроноложките данни за Еоценскта възраст на асоциращите и покриващите ги вулкански скали от Костенската свита (виж по-долу).

Скалите от разглежданата свита в района между селата Осиково, Скребатно, Балдево и Господинци са разглеждани като олигоценски конгломератен хоризонт – неподелен (Иванов, Чернявска, 1972). Според Стоянов и др. (1974) представените пясъчници, туфити и туфи при с. Осиково, се разглеждат като единственото находище на скалите от горната вулканогенно-седиментна задруга, а разположените под тях седименти скали са от горната брекчоконгломератна задруга. Ташев и др. (1977) разглеждат седиментните скали и туфите от горната част на свитата между селата Рибново, Осиково и Скребатно като скали от Елешнишката задруга, която ще се разглежда по-долу, а разположените под тях туфи, пясъчници и конгломерати са обособени като Буковска задруга. Седиментните скали от долната подсвита, характеризирани сега като Шарковридската свита, са разглеждани като задруга на гранитните блокажи и аркозни пясъчници (Harkovska, 1983), към която са причислени и седиментите от Господинската свита, отделена и въведена преди това от Вацев (1978а). Както бе посочено по-горе, това действие е изцяло необосновано и погрешно, а холостратотиповият разрез и типовото находище са взаимствани от работите на Вацев (1978а, б). Напълно погрешно е корелирането на гнайс-гранитните конгломерати от тази свита, разкрити по р. Скока, с тези от Купенската свита, представени южно от с. Буково. Впрочем, такова становище е изложено първоначално в работата на Ташев и др. (1977).

6. Костенска вулканогенна свита – името идва от названието на р. Костена, разположена непосредствено северно и североизточно от с. Брезница. Костенската свита е представена от асоциация от вулкански и вулканогенно-седиментни скали. Това са нормални калциево-алкални дацити, риодацити и трахириодацити, представени от лавови разливи, некове, дайки и екструзиви (Иванов, Чернявска, 1978; Вацев, 1979; Божков, 1982, Харковска и др., 1983; Вацев, 1984; Вацев, Недялкова, 1984; Vatsev, 2003; и др.). Вулканогенно-

седиментните скали са представини от агломератови, пепелни и пизолитови туфи, туфити и по-слабо представени на места сред тях туфо-конгломерати, конгломерати, туфити, туфо-пясъчници и пясъчници, и рядко тънки слоеве от варовити пясъчници и силицити (Вацев, 1978б; Vatsev, 2002). Седиментни скали в асоциация с туфи и туфити, изграждат неправилни лещовидни тела с дебелината 2-10 m и рядко 20-30 m. Явно това са отложения от непостоянни водни и речни потоци в това число и такива от дъждовни води, развиващи се в страни до и между вулканските постройки и издигнати лавовите натрупвания.

Типовото находище, холостратотиповият разрез и отличителните (диагностични) черти, всецяло съответстват на първоначално описаната горна подсвита на Брезнишката свита (Вацев, 1978б). Типовото находище е разположено североизточно и източно от с. Брезница и с. Корница и на изток достига до с. Баничан и западно от с. Господинци. Тук вулканските и вулканогенно-седиментните скали са добре разкрити по склоновете и широките вододелни била на долината на р. Туфча и р. Костена, както и техните притоци. Тези вулкански скали са развити и запазени във вътрешното грабеново понижение, разположено в южната централна част на МГ в района между с.с. Корница, Брезница и Каменица (разрушено) от запад, и с.с. Баничан, Господинци и Буково от изток. То е изпълнено главно с вулкански материали и по същество е и вулкано-тектонско понижение (Вацев, 1978а,б, 1979). В неговата северна и южна част са посочени две калдерни понижения (Божков, 1982; Harkovska, 1983). Холостратотиповият разрез има североизточно направление и е разположен между с. Брезница и устието на Малчанков дол, разположено до пътя за гр. Гоце Делчев при широките ниви и завоя на р. Места на югоизток, южно от височината Купена. Дебелината на свитата е 600-800 m.

Границите на Костенската свита са ясни литоложки, обусловени от подчертано преобладаващото развитие на съставляващите я лави и туфи, спрямо това на седиментните скали – конгломерати, пясъчници, туфо-пясъчници, туфити и туфи, изграждащи отдолу лежащата Шарковридска свита и отгоре покриващата ги Купенска свита (Вацев, 1978б). Долната граница на Костенската свита се наблюдава западно от с. Рибново и при с. Брезница.

Възрастта на вулканските скали от района на с.с. Корница, Брезница и Места, а според автора и при с. Баничан, е най-вероятно Къснобартон-Приабонска, защото разглежданите вулкански скали са разположени ниско в разреза на еоценските последователности от МБ. Приабонска възраст е установена за екструзивни и некови вулкански скали от разглеждания участък: 37±3 Ma – с. Корница и 35±3 Ma – с. Брезница, а също и за такива при с. Гостут - 34±3 Ma (Пальшин и др., 1974). Същевременно както бе посочено вече, най-стара Бартонска възраст е установена за вулкански скалите от участъка южно от с. Места – 38.4±1.5 Ma (Pecskay et al., 2000). Скалите от Костенската свита са покрити от седиментите от Купенската свита, имащи Приабонска възраст по фосилна флора (Вацев, 1978б; Вацев, Недялкова, 1984; Palamarev et al., 2000).

Корелат на вулканските скали от Костенската свита в северната час на МБ са вулканитите при вр. Могила и вр. Митровица при с. Филипово и тези от Липовския клин между с. Гостун и с. Елешница (Вацев, 1991), които имат същата стратиграфска позиция и Приабонска възраст от 34±3 Ma при с. Гостун (Пальшин и др., 1974).

7. Купенска туфогенно-пясъчникова свита – свитата е въведена от Вацев (1978б), а името "купенски пясъчници", е от работата на Иванов и Чернявска (1972). Въведената с това име свита се състои от конгломерати, пясъчнити и туфи в долната половина и от вулкански скали в горната, отбелязани като подсвити. Отстранявайки несъответствието с възприетите литостратиграфски единици у нас с настоящата работа, последователностите от подсвитите се въвеждат като свити. Това наименование се запазва за долната подсвита.

Купенската туфогенно-пясъчникова свита е изградена от конгломерати, пясъчници, които на места съдържат вулканогенни примеси и прехождат в туфопясъчници и туфоконгломерати, които понякога съдържат и късове от вулкански скали, които са претърпяли и определена обработка. Освен това, те съдържат на места слоеве от туфити, пепелни и агломератно-пепелни туфи, свидетелстващи за относително по-слабата вулканска дейност по време на тяхното формиране. По генезис това са алувиални и пролувиални отложения и такива от пеплопади. Типовото находище е южно от с. Буково, при местността Купена, където седиментните скали и туфите, както и туфитите сред тях, са разкрити добре в долната част на склоновете на долината на р. Места. Източно от р. Места тези скали са ограничени от разсед, разположен източно и следящ приблизително вододелното билото между връх Върха (Връа), пресича коритото на р. Места при устието на р. Банята и продължава в юг-югоизточна посока, непосредствено западно от с. Господинци. Западната граница е разлом, представен между с. Кремен, с. Каменица (разрушено) и с. Брезница. Скалите от Купенската свита са представени в северната част на централното грабеново понижение от южната централна част на МБ. Холостратотиповият разрез се проследява в северна посока по долната част на източния склон на долината на р. Места от устието на Малчанков дол и р. Костена до моста на р. Буковска. Описанието е изложено в работата на Вацев (1978б). Долната и горната граници на свитата са ясни литоложки, като под и над свитата са разположени вулкански скали. Дебелината на скалите от Купенската свита е около 500-600 m.

В туфитите и туфите в изкопа на пътя при с. Буково при горната граница на свитата е установена приабонска фосилна флора (Вацев, 1978б; Вацев, Недялкова, 1984; Palamarev et al., 2000). Тези данни, както и посочените радиогеохроноложки данни за Приабонската възраст на вулканските скали от Костенската свита, дават основание възрастта на скалите от Купенската свита да се определи като Приабонска. Такава възраст посочват Иванов и Чернявска (1972) по споро-поленови данни. Скалите от Купенската свита са разглеждани като: долна туфогенно-седиментна задруга (Стоянов и др., 1974), Буковската задруга (Ташев и др., 1977; Божков, 1982) или задруга на гранитните блокажи (Harkovska, 1983).

8. Нюстурска вулканогенна свита – с това име се обозначават вулканските и вулканогенно-седиментните скали на горната вулканогенна подсвита на първоначално отделената Купенска свита (Вацев, 1978б). Типовото находище е при с. Буково, връх Св. Нюстур и Момина кула. Те са разположени над предимно седиментните скали от Купенската свита, а холостратотиповият разрез е по вододелното било мужду р. Места и р. Буковска и си следи от пътя по билото до вр. Св. Нюстур. Описанието на разреза е дадено в посочената работа на Вацев. Дебелината на свитата е 400-500 m.

Вулканските скали от разглежданата свита са представени от дацити, риодацити и трахириодацити и техните агломератови, пепелни и пизолитови туфи (Иванов, Чернявска, 1978; Вацев, 1979; 1984; Вацев, Недялкова, 1984; Vatsev, 2002; Божков, 1982, Харковска и др., 1983; и др.), представени над седиментните и вулканогенно-седиментните скали от отдолу лежащата Купенска свита. Общо скалите от тази свита са развити в северната част на централното грабеновото понижение от южната част на МГ. Същото тук, в резултат на активната вулканска дейност, е придобило и черти на вулкано-тектонско понижение, в оконтуряването на което характерно участие са взели активизирани вътрешно грабенови разседи и разломи. Завършването на активната вулканска дейност се маркира от вътрешно калдерни вулкани и проявата на екструзивна вулканска дейност. От първите малки некови и принекови разтичания могат да се видят югозападно от с. Буково при р. Каменица в участъка при големия завой към Момина кула и западно от Момина кула. Син- или посткалдерно, лещовидно тяло от риодацити е представено по Местенския разлом северно от с. Буково и при връх Св. Нюстур. Вулканската постройка и нек се наблюдават в западната част при Гълъбова могила. Вулканът Момина кула е отбелязан в работите на Иванов и Чернявска (1972), Вацев (1979), Божков (1982), Харковска (Harkovska, 1983) и др. Тук като последни, характерно развитие имат риодацити с едропорфирен санидин и разсичащи ги масивни и ивичести дацити и риодацити. Същите разсичат риодацитите и туфите от Нюстурската свита, като на места в приконтактните части ивичестостта е огъната и нарушена, като се наблюдават по Момина клисура. Тук, в участъка при Момина кула, калдерни понижения с по-други очертания са посочени в работите на Божков (1982) и Харковска (Harkovska, 1983).

По фосилната флора, установена в туфити, дребно-зърнести пепелни туфи и туфопясъчници, разположени в основата на свитата при с. Буково, възрастта на изграждащите я вулкански и вулканогенно-седиментни скали се определя като Приабонска, но тук са установени и останки от вероятно олигоценски палми (Вацев, 1978б; Вацев, Недялкова, 1984; Palamarev et al., 2000). Вулканските и вулканогенно-седиментните скали от Нюсторската свита са развити и запазени ясно само тук при с. Буково и Момина кула в рамките на вулкано-тектонско понижение.

Вулканските и вулканогенно-седиментните скали от Нюстурската свита са отбелязани в работата на Ташев и др. (1977) и Божков (1982) като Буковски вулканити, а според Харковска (Harkovska, 1983) това са скали от вулканогенната задруга. В описаният профил Брезница – Буково при вр. Св. Нюстур е посочена горна и най-горна вулканогенна задруги от фенориолити, фенодацити, и техните туфи (Иванов, Чернявска, 1972). Скалите от Нюстурската свита са покрити от вероятно раннохолоценски слабо циментирани алувиални конгломерати и пясъчници, представени частично на плоската заравненост, западно от историческата забележителност Момина кула.

Северна част на МБ. За да се направи цялостен преглед на стратиграфските въпроси относно МСВГ ще се разгледа нейното развитие и строеж още и в северната част на МБ. На всички изследователи прави впечатление относително слабото и намаляващо в северна посока присъствие на вулкански скали. Това от своя страна затруднява разчленяването и корелацията на представените местни последователности, които имат по-различен и променлив състав и строеж в разрез и по площ. Паралелното присъствие на последователност от вулканогенно-седиментни, седиментни и вулкански скали от една страна и на такава от конгломерати и пясъчници, съдържащи рядко на места лещовидни, тънки слоеве от туфи и туфити или примеси от преотложени пирокластичнни материали от друга, е характерно проявено в тази част на басейна и на тази база са разграничавани литостротигрофски единици с такъв състав. Първите са означавани като: приабонски вулканогенен хоризонт (Попов, 1962); отделяна е задруга от риолитови туфи, туфопясъчници, конгломерати и пясъчници, отбелязани като Буковска задруга, а над тях е посочена задруга от алевролити и пясъчници – Елешнишка задруга, а най-отгоре – олигоцен-миоценски хоризонт от тънкослойни пясъчници, алевролити, аргилити и конгломерати (Ташев и др., 1977; Божков, 1982); разграничавана е МСВГ, състояща се от редуващи се вулкански, вулканогенно-седиментни и седиментни скали, а покриващите ги и частично фациално заместващи ги седиментни скали, съдържащи рядко примеси от пирокластични и преотложени такива материали, са отделени и характеризирани като Гостунска свита (Вацев, 1978б). С цел да се изясни цялостното литостратиграфско разчленяване и развитие на последователностите от МСВГ от северната част на МБ, редуващите се риодацитови туфи, туфити, туфоконгломерати, конгломерати и пясъчници, се отделят като нова Соракинска свита.

9. Соракинска туфогенно-пясъчниково-конгломератна свита (*нова свита)*

Наименование. Наименованието идва от името на връх Соракин – 903.8 m и едноименното удължено било, което е северно вододелно било на р. Златарица, западно от с. Елешница.

Общи сведения. Соракинската туфогенно-пясъчниково-конгломератна свита е изградена от асоциация от конгломерати, пясъчници, туфоконгломерати, риодацитови туфи и туфити, а на места присъстват и малки тела от риодацити. Свитата е разположена в долната част на МСВГ и лежи над редуващи се средно и дребнокъсови конгломерати и разнообразни пясъчници, и слоеве от туфи сред тях, които

са стратиграфски аналог на Господинската свита, а латерално към с. Гостун и върху вулканогенно-седиментните и вулканските скали от Липовския клин на Костенската (Брезнишката) свита (Вацев, 1991). Типовото находище на новата свита е разположено западно от с. Елешница като обхваща склоновете на височината Соракин и на реката между стената на Утайника и западния край на с. Елешница.

Холостратотип. Холостратотиповият разрез на Соракинската свитата е разположен в основата на северния склон на долината на р. Елешнишка и изкопа на пътя, между седловината при стената на Утайника и западния край на с. Елешница.

Описание на холостратотиповия разрез. Покривка: Гостунска свита (№5): 5. Светло сиви, едро, средно и дребнозъртести пясъчници и песъчливи аргилити - над 20 m. Преходна литоложка граница. Соракинска свита (№3-4): 4. Едро и среднозърнести пясъчници и глинести дребнозорнести пясъчници, съдържащи слоеве от средно-дребнокъсови конгломерати, туфо-пясъчници, туфити и риодацитови туфи – 200 m. 3. Едро и среднокъсови предимно гнайс-гранитни конгломерати, съдържащи слоеве от гнайсови и гранит-гнайсови брекчоконгломерати, редуващи се с едро и среднозърнисти пясъчници и съдържащи слоеве от риодацитови туфи, туфити и туфо-конгломерати – 250 m. Ясна литоложка граница. Подложка: Липовски клин на Костенската свита (№2): 2. Дребнокъсови агромератови и пепелни туфи, туфо-конгломерати и туфо-пясъчници и пясъчници, разкрити добре при и южно от стената на Утайника, а при коритото на р. Златарица туфите намаляват и се редуват пясъчници, конгломерати, туфи и туфити – 30-70 m. 1. Непосредствено под тези скали следват розови конгломерати и пясъчници от Градинишката свита.

Разпространение. Риодацитовите туфи и лави от Липовския клин и разположените над тях, редуващи се конгломерати, туфо-конгломерати, пясъчници туфити и туфи от Соракинската свита, са представени характерно между с. Елешница и с. Гостун. След това при дълбоко врязания Осеновски дол, скалите са размити, но частично са запазени на билото, северозападно от с. Осеново. Общата дебелина на свитата е 400-450 m.

Граници. Долната граница на разглежданата свита се маркира от характерното проявяване на конгломерати и туфи, покриващи и частично латерално фациално заместващи вулканногенно-седиментнити и вулкански скали от Липовския клин на Костенската свита. Горната граница се маркира от видимото отсъствие на вулкански материали и същевременно от развитието на покриващи ги езерно-лагунни аргилити и пясъчници.

Възраст. В туфите и туфо-пясъчниците от горната част на Липовския клин и от Соракинската свита, както и в непосредствено покриващите ги аргилити и глинести пясъчници от Гостунската свита, разкрити при северозападния край на с. Елешница, е установена Приабонска фосилна флора (Вацев, 1991; Palamarev et al., 2000), а вулканитите при с. Гостун по K-Ar метод са датирани като Приабонски – 34±3 Ma (Пальшин и др., 1974). По тези данни възрастта на скалите от Соракинската свита се определя като Приабонска.

Отличителни (диагностични) черти. Соракинската свита е представена от редуващи се разнообразни конгломерати и пясъчници, и неравномерно разположени сред тях предимно пепелни риодацитови туфи, а вулкански скали присъстват спорадично. Обаче, техните количествени съотношения в разрез и по площ са променливи поради по-слабата вулканска дейност в по-северната част на МГ. По генезис това са алувиални и пролувиални конгломерати и пясъчници, а сред тях са представени разнообразни пеплопади – агломератови и пепелни туфи и туфити от тяхното преотлагане и смесване с теригенни материали. Общо количеството на лавовите и вулканогенно-седиментните скали в северозаподна посока намалява, тъй както и размерът и количеството на късовете в туфите. Вулканските късови и пепелни зърна сред туфо-конгломератите имат белези от обработка в процеса на транспортиране и седиментация.

Скалите от Соракинската свита са разглеждани като: Олигоцен – туфогенен хоризонт и вулканити (Бояджиев, 1962); Приабон – вулканогенен хоризонт (Попов, 1963); задруга от риолитови туфи, туфопясъчници, конгломерати и пясъчници – Буковска задруга (Ташев и др., 1977; Божков, 1982); Олигоцен – долна туфогенно-седиментна задруга (Стоянов и др., 1974). Според Вацев (1991) туфите и слабо представените тук риодацити от основата на МСВГ, са характеризирани като Липовски клин на Костенската свита, а редуващите се вулканогенно-седиментни и седимементни скали не са характеризирани литостратиграфски. Само покриващите ги седиментните скали от най-горната част на МСВГ, са описани като Гостунска свита (Вацев, 1978б).

В допълнение трябва да се посочи, че в района на с. Елешница и с. Гостун последователностите от Соракинската и Гостунската свити, съставляващи МСВГ, изграждат един второреден, трансгресивно-регресивен цикъл на седиментация, а вулканските и вулканногенно-седиментнити скали тук имат слабо развитие в неговата долна част. Началото на този трети трансгресивно-регресивен цикъл на седиментация в южната част на МБ се бележи от долната граница на Шарковридската свита.

10. Гостунска свита – представена е от едро, средно и дребнозърнести пясъчници, глинести пясъчници, съдържащи неравномерно в долната част слоеве от песъчливи аргилити, а в най-горната – от конгломерати (Вацев, 1978б). На места в долната част на свитата, сред пясъчниците понякога се установяват тънки лещовидни слоеве от туфити, пепелни туфи и туфопясъчници. По генезис това са алувиални и езерни отложения. В горната регресивна част на свитата сред пясъчниците са представени слоеве от пролувиални брекчо-конгломерати и глинести, лошо сортирани пясъчници.

Типовото находище и холостратотиповият разрез са при с. Гостун, а описанието е изложено в работата на Вацев (1978б). Дебелината на свитата е над 300 m, нейната горна граница е размивна и свитата е покрита от холоценски слабо споени брекчо-конгломерати и пясъци.

Седиментите от Гостунската свита покриват с преход скалите от Соракинската свита и тези взаимоотношения най-ясно се наблюдават при северозападния край на с. Елешница. Същевременно тук седиментните скали от свитата имат характерно развитие и разкритие, установени са разнообразни фосилни останки и за по-пълното характеризиране на свитата се посочва и описва спомагателен разрез.

Спомагателен разрез. Спомагателният разрез на Гостунската свита при с. Елешница, се следи от седловината с изкопа на пътя при бензиностанцията до северозападния край на с. Елешница в северна посока по дола Калник до Кози връх – 979.3 m, а след това следва по вододелното билот на североизток до плоската висока част на билото. Тя е разположена западно от седловината под вр. Крушова могила – 1392.8 m.

Описание на спомагателния разрез. Покривка (№6): 6. Съвременен песъчлив почвен слой – 15 cm. Преходна литоложка граница. Гостунска свита (№5-2): 5. Светло сиви и светло жълто-кафяви, едро, средно и дребнозърнести пясъчници, глинести пясъчници, съдържащи и редуващи се с разнокъсови конгломерати и брекчо-конгломерати – 180 m. 4. Светлосиви пясъчници, глинести пясъчници, съдържащи слоеве от песъчливи аргилити и единични слоеве в основата от риодацитови туфити и тифи – 200 m. 3. Светло сиви и сиви пясъчници, глинести пясъчници, редуващи се неравномерно с песъчливи аргилити с хоризонтална слоестост – 80 m. 2. Песъчливи и битумонозни аргилити, редуващи се с глинести дребно и среднозърнести пясъчници – 20 m. Ясна литоложка граница. Подложка (№1): Соракинска свита – светло сиви едро и среднозърнести пясъчници, глинести пясъчници, съдържащи лещовидни слоеве от дребнокъсови конгломерати и пепелни риодацитови туфи – над 50 m.

Възраст. Горноприабонска фосилна флора е установена в битуминозните и песъчливите аргилити и пясъчници от основата на свитата, разкрити в изкопа на пътя в северозападния край на с. Елешница (Вацев, 1991; Palamarev et al., 2000). В същите езерно-лагунни седименти се установяват малки и тънки, лошо запазени черупки от гастроподи и рядко от бивалвии. В битуминозните аргилити са установени и останки от еоценски фосилни риби (Gaudant, Vatsev, 2002). В по-горната част на песъчливите аргилити и пясъчници (пачка 3) е установена оскъдна фораминиферна фауна и е определена – *Globigerinatheka tropicalis* (Blow and Banner) (P15-P17). При това положение, възрастта на езерно-лагунните аргилити и пясъчници (пачка 2 и 3) от Гостунската свита, разположени над скалите от Соракинската свита, е най-вероятно Късноприабонска (Vatsev et al., 2010, под печат). Тези седименти маркират максималното понижение и воднобасейнова – езерно-лагунна трансгресия в МБ, проявени вероятно през Късния Приабон.

Същевременно, тук при и западно от с. Елешница е отбелязано и присъствието на олигоценски спори и полен (Иванов, Чернявска, 1972), смесена еоценска и олигоценска фосилна флора (Palamarev et al., 2000), за които явно са необходими ревизионни изследвания. Все пак тези данни и данните за олигоценска(?) бозайникова фауна при с. Елешница (Николов, Величков, 1969) и геохроноложки K-Ar данни за Рупелската възраст на вулканитите (Pecskay et al., 2000), дават известно основание да се приеме, че седиментните скали от горната, регресивна част на Гостунската свита (пачка 5), имат може би Раннорупелска възраст.

Седиментите от Гостунската свита са добре представени и разкрити при с. Елешница и като ивица се проследяват на югоизток до типовото находище при с. Гостун. Седиментните скали от Гостунската свита в района при с. Елешница, са разглеждани като задруга от алевролити и пясъчници – Елешнишка задруга (Ташев и др., 1977; Божков, 1982, а част от тях при с. Осеново, са означени като горна брекчо-конгломератна задруга (Иванов, Чернявска, 1972).

В МБ седименти по-млади от Гостунската свита не са установени. На места в прибордовите части до отстъпи свързани с Осеново-Рибновската разломна зона при с. Гостун и с. Осеново, а на места и северазападно от коритото на р. Матан, се наблюдават свличания и преотлагане на материали от палеогенските конгломерати от Градинишката и/или Соракинската свита и смесване с привнесен теригенен материал от разрушени гнайси и гранити. Тук скалите от Градинишката свита са представени като тектонски предопределена ивица, непосредствено западно от Осеново-Рибновския разлом между с. Гостун и с. Осеново, а при второто се установява и тяхното стъпаловидно разположение и свличане.

Посочването на седименти от така наречената горна брекчоконгломератна задруга като покриващи вулканските и асоциираще с тях седименти и поставянето на размивна граница в нейната основа (Иванов, Чернявска, 1972; и др.) според нас са неправомерни и необосновани. Това са пролувиални и алувиални седименти в прибордовата част на грабена, където при силни валежи е привнасян и отлаган значителен обем от груб теригенен материал, а паралелно с това частично са размивани и преотлагани по-ранните отложения. Така че за проявена басейнова (регионална) размивна граница няма данни. В този случай става дума за отложения от конкретен пролувиален наносен конус, които по принцип не се отделят като самостоятелни свити.

Покривка от слабо циментирани и нециментирани, вероятно Плейстоценски гнайс-гратитни конгломерати и пясъчници, разположени несъгласно над скалите от Соракинската и Гостунската свити, се установяват и посочват от редица автори, североизточно от с. Елешница на билото при кошарите над Ванчев дол. Те частично покриват Осеново-Рибновския разлом.

Всичко това показва, че почти изцяло скалите от МСВГ са образувани през Приабонския век, обаче, все още няма достатъчно данни за по-конкретното разграничаване на Ранно и Късноприабонските скали, както и за установяването и проследяването на границата Еоцен-Олигоцен в МБ. Явно за тази цел са необходими нови изследвания. Обобщавайки наличните данни, седиментните и вулканските скали от МСВГ и съответно от

третия, второреден, трасгресивно-регресивен цикъл на седиментация в МБ, имат най-вероятно Приабон-Раннорупелска възраст.

В допълнение като коментар трябва да се отбележи, че в МБ и общо в Родопския район, е посочвана и разграничавана само Горноеоценска (Приабонска) и Олигоценска фосилна флора, а Средноеоценска не се отбелязва и разграничава. В този смисъл определяната Горноеоценска възраст по фосилна флора за седиментите от Добринишката свита (Вацев, 1991) и доказаната средноеоценска по фораминиферна фауна (Vatsev et al., 2010, под печат), показва необходимостта от допълнителни изследвания и уточнения в това направление.

Палеогенските седиментни и вулкански скали, представени в МБ са покрити от Меот-Понтски седименти, развити в новосъздадените Гоцеделчевски и Разложки Неогенски грабени (Вацев, 1980, 1992).

Заключение

Най-ранните Палеогенски седименти, представени в Местенския грабенов, седиментен басейн, покриват несъгласно метаморфити и кънокредни гранодиорити. В основата е разположена Добърската свита, изградена от алувиални и пролувиални конгломерати, съдържащи слоеве от пясъчници (350-400 m), имаши вероятно Лютеска възраст по суперпозиция. С преход над тях лежи Добринишката свита (1 km), имаща сложен цикличен строеж, обусловен от наличието на две нива на алувиални и прибрежни пясъчници и конгломерати, и развити над тях езерно-лагунни пясъчници, песъчливи и варовити аргилити, и отгоре разположени регресивни прибрежни и алувиални пясъчници и конгломерати. По планктонни фораминифери от средиземноморски тип от езерно-лагунните седименти, възрастта на седиментите от Добринишката свита е определена като Лютес-Раннобартонска (Vatsev et al., 2010, под печат). В цяло континенталните седименти от Добърската и езерно-лагунните от Добринишката свита, изграждат един трансгресивно-регресивен цикъл на седиментация с Ипрес-Раннобартонска възраст.

Изложените данни дават основание да се посочи, че формирането на Местенския грабенов седиментен басейн, е протекло вероятно в края на Палеоценската епоха във връзка с проявена тектонска екстензия. През Ипреския и Лютеския век са образувани теригенни седименти с дебелина до 1.5 km, проявено е значително понижение и през Лютеския век е реализирана воднобасейнова езерно-лагунна трансгресия и седиментация.

Несъгласно върху Лютеските седименти и върху метаморфитите лежат пролувиални и алувиални конгломератите и пясъчниците от Градинишката свита, имащи червен, розов и светло сив цвят, дебелина около 1 km и Бартон-Ранноприабонска възраст по суперпозиция. Те маркират нов етап на разширение и развитие на грабена като междупланинско понижение или на такова сред относително високо издигнати дезинтегрирани блокове през Бартонския век. С постепенен преход следват алувиалните, езерни и езерно-лагунни седименти, представени от разнообразни пясъчници, песъчливи аргилити, водораслови варовици и дребнокъсови конгломерати (30-50 m) от Господинската свита. Те маркират ново трансгресивно развитие на езерно и езерно-лагунен тип воден басейн в МГ вероятно през Ранния Приабан. Паралелно с това климатът от субариден със сезонни валежи, се е трансформирал в топъл и влажен, вероятно субтропичен с по-сухи и по-влажни сезонни изменения. Тук също както и в предния Ипрес-Лютески цикъл на седиментация, е проявена паралелност между воднобасейновата трансгресия и климатичните промени.

Седиментните последователности от Градинишката и Господинската свита изграждат разреза на втория трансгресивно-гегресивен цикал на седиментация от МБ, проявен през Бартонския век и Ранния Приабон. В горната част на тези седимени са представени и риодацитови туфи, маркиращи началните прояви на вулканска дейност в МГ вероятно в края на Бартонския век. Посочените данни и събития, са указание за съществена тектонска активност в развитието на МГ през Бартонския век и Ранния Приабон. Проявено е значително разширение и понижение на грабена, а ранните Бартонски прояви на вулканска дейност маркират и развитието на разломите и грабена в дълбочина, а с това и началото на нова геодинамична обстановка. С тези процеси и явления може да се обясни сравнително малката дебелина на езерно-лагунните седименти от Господинската свита и покриването й от асоциация от вулкански, вулканогенно-седиментни и седиментни скали със значителна дебелина, изграждащи отгоре разположената МСВГ.

Третата, крупна регионална последователност е представена от скалите на МСВГ, имаща Приабонска възраст, сложен и променлив строеж, усложнен от импулсивно проявената вулканска дейност в южната част на МБ. В северната част на басейна разнообразните конгломерати и пясъчници, редуваще се с туфи и туфити от Соракинската свита (350-400 m), са седименти от ранната трансгресивна фаза. Езерно-лагуннитите, езерните и алувиалните седименти от долната част (300 m) на Гостунската свита, маркират понижение и развитието на езерно-лагунен тип воден басейн през Късния Приабон. Разположените над тях алувиални и пролувиални пясъчници и конгломерати от горната част на свитата, съставляват регресивната фаза и имат може би раннорупелска възраст. Представеният тук второреден трансгресивно-регресивен цикъл на седиментация има Приабон-Раннорупелска възраст.

В южната част на МГ е проявена активна вулканска дейност и тук са формирани два седиментно-вулкански цикла. В техните долни части са представени алувиални и пролувиални конгломерати и пясъчници, съдържащи неровномерно слоеве от туфи и туфити. Това са последователностите от Шарковридската свита (до 800 m) и Купенската свита (300-400 m), разположена в основата на първия и втория цикъл. Над тях са разположени съответно вулканогенните Костенска (800 m) и Нюсторска (500 m) свита. Изграждащите ги вулкански скали са представени от дацити, риодацити, трахидацити, трахириодацити и техните туфи. Те са представени

характерно в централното грабеново понижение, което по-късно се е развивало и като вулкано-тектонско понижение.

С етапа на интензивната вулканска дейност е било свързано и постъпването на значителни материали (лави) и топлинна енергия в грабена от по-дълбоките части на земната кора. С тези процеси и по-късни изменения на геодинамичната обстановка, които не се разглеждат тук, вероятно през Ранния Рупел, е било свързано регионално издигане и прекратяване на седиментацията и вулканизма в МГ. Палеогенските седиментни и вулкански скали са покрити несъгласно от Меот-Понтски конгломерати, пясъчници, глини и лигнитни въглища, развити в новообразутаните Миоцен-Плиоценски Гоцеделчевски и Разложки грабени. Те имат специфична ЗСЗ-ИЮИ ориентировка и са наложени частично и върху палеогенските скали, изпълващи Местенския палеогенски грабен.

Благодарности. Изследванията са финансирани от Министерството на образованието, младежта и науката, проект №СНИВУ-25.

Литература

Бошев, С., М. Стоянова, М. Моев. 1956. Геология на северната половина от Разложката котловина. – *Год. ВМГИ, 3, 1-2, Геология,* 41-57.

Божков, И. 1982. Олигоценски вулкански постройки в Местенската депресия. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 43*, 1, 50-60.

Бояджиев, С. 1962. *Обяснителна записка към геоложката карта на НР България в М 1:200000, т. II, листове Г. Делчев, Щип.* С., Изд. ГУГОЗН, 25.

Вацев, М. 1991. Литостратиграфия на еоцена от северната част на Местенския грабен (ЮЗ България). – *Год. МГУ, 47, 1, Геология*, 9-22.

Вацев, М. 1978а. Литостратиграфия на горноеоценските седименти от Местенския грабен. – *Год. ВМГИ, 23, 2, Геология,* 51-71.

Вацев, М. 1978б. Литостратиграфия на палеогенския седиментно- вулканогенен комплекс от Местенския грабен. – *Год. ВМГИ, 23, 2, Геология*, 221-241.

Вацев, М. 1980. Литостратиграфия на неогенските седименти от Гоцеделчевската котловина. – *Год. ВМГИ, 25, 2, Геология,* 103-115.

Вацев, М. 1992. Литостратиграфия на неогенските седименти от Разложкия басейн. – *Год. МГУ, 38, 1, Геология,* 35-46.

Вацев, М. 1984. Терциерните вулканити от Местенския грабен. – В: *Проблеми на геологията на Югозападна България (ред. Загорчев, И., С. Мънков, И. Божков).* С., Техника, 41-52.

Вацев, М. 2003. Относно палеогенските дацит-риодацитови вулканити от Западните и Централните Родопи и геодинамичните условия на тяхното образуване. – *Год. МГУ, 46, I, Геология и геофизика*, 31-38.

Вацев, М., Б. Каменов, С. Джуранов. 2003. Етапи на утайконатрупване и корелация на палеогена от грабеновите басейни от Югозападна България. – *Год. МГУ, 46, I, Геология и геофизика,* 39-44.

Вацев, М., С. Недялкова. 1984. Състав на терциерните вулканити от Местенския грабен. – *Год. ВМГИ, 29, 2, Геология,* 115-135.

Иванов, Р., С. Чернявска. 1972. Върху възрастта на палеогенския вулканизъм в западна България по данни на геологопетрографски и палиноложки изследвания. 3. Местенски грабен. – *Изв. БАН, Сер. Страт. и литол., 21*, 85-100.

Попов, П. 1862. Бележки върху геологията на Разложката котловина. – *Спис. Бъл. геол. д-во 34,* 2, 107-118.

Ташев, Н., Т. Добрев, Ю. Никольский и др. 1977. Основни структурно-тектонски особености на Местенския грабен в светлината на геофизичните проучвания. – *Год. ВМГИ, 21, 2, Геология*, 169-208.

Карагюлева, Ю. 1964. *Фосилите на България. VIa. Палеогенски молюски*. С., БАН.

Кацков, Н., Р. Арнаудова. 1992. *Обяснителна записка към Геоложка карта на България, к. л. Белица,* С., 1-41.

Николов, И., В. Величков. 1969. За присъствието на род Paraentelodon в Разложкия терциерен басейн. – *Изв. Геол. инст., Сер. Палеонт*., 18, 111-114.

Пальшин, И. Г., С. Д. Симов, М. М. Аракселянц, И. В. Чернишев. 1974. Об абсолютном возрасте процессов альпийской активизации на Родопском срединном массиве (НР Болгария). – *Изв. АН СССР, Сер. Геолог*., 4, 13-22.

Стоянов, И., Ш. Ненов, С. Стойков. 1974. Геоложки строеж и тектонско развитие на Местенския грабенов комплекс. – *Год. СУ, ГГФ, 1, Геология*, 85-97.

Харковска, А., Л. Стефанова, Л. Ивчинова, Г. Ескенази. 1883. Елементи-примеси в Местенските вулканити. I. Литий, рубидий, цезий и барий. – *Геохим., минерал. петрол., 17*, 11-28.

Gaudant, J., M. Vatsev. 2002. Presece de Gobiidae (Poissons teleosteens) dans le Paleogene lacustre du fosse de la Mesta (Bulgarie du Sud-Ouest). – *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.,* 4, 220-236.

Harkovska, A. 1983. Spatial and temporal relations between volcanic activity and sedimentation in the stratified Paleogene from the central parts of the Mesta Graben. – *Geologica Balc.,* 2, 3-30.

Palamarev, E., G. Kitanov, K. Staneva, V. Bozukov. 2000. Fossil flora from Paleogene sediments in the northern area of the Mesta Graben in the Western Rhodopes. II. Analysis and stratigraphic importance of the flora. – *Phytologia Balc., 6,* 1, 3-11.

Pecskay, Z., A. Harkovska, A. Hadjiev. 2000. K-Ar dating of Mesta volcanics (SW Bulgaria). – *Geologica Balc, 30*, 1-2, 3-11.

Vatsev, M. 2002. Paleogene accretionary lapili tuffs in the Mesta graben. – *Ann. Univ. Min. Geol., 45, Geology*, 27-32.

Vatsev, M., S. Juranov, I. Goncharova. 2010. Contribution to the stratigraphy of the Eocene sediments from the Mesta basin (SW Bulgaria). – *Comp. Rend. Acad. Bulg. Sci.* (in press).

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

КАРБОНАТНО МИНЕРАЛООБРАЗУВАНЕ В ТРАКИЙСКИ ЗЕМЕН НАСИП ОТ ЮГОИЗТОЧНА БЪЛГАРИЯ

Иван Димитров, Маринела Панайотова, Борис Вълчев, Димка Синьовска

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

РЕЗЮМЕ. Сред неогенските и кватернерни седименти и в почвите на Тракийската низина се срещат значителни по обем и разнообразни по своята минералогия и текстура карбонатни минерални акумулации. Възрастта на карбонатните тела до този момент не е известна и засега не може да се установи скоростта, с която се натрупват карбонатните минерали. Скоростта на формиране на карбонатите се влияе силно от климатичните изменения. Наличието на антични, средновековни и съвременни земно-насипни съоръжения в Тракия дава възможност за определяне на средните темпове на нарастване на карбонатната кора. Една тракийска земно-насипна могила в землището на село Стройно, Елховско съдържа добре развита карбонатна минерализация. Карбонатните минерали са преобладаващо калцит и доломит. Текстурата на карбонатите е предимно нодулна, но локално преминава в жилна и пластова. В могилата е добре развита окислително-редукционната зоналност и петнистата текстура, указващи локална мобилизация, миграция и вторичното утаяване на карбонати, контролирани от геохимичните бариери. Наличието на значително количество новообразувани карбонати доказва, че широко разпространените в областта карбонатни почви съдържат минерали, формирани в обстановката на съвременната климатична тенденция и че е възможно да се установи скоростта на карбонатообразуването от най-ново време, чрез моделиране на карбонатното равновесие в археологически обекти с известна възраст.

CARBONATE MINERALIZATION IN A THRACIAN EARTH MOUND FROM SOUTHEAST BULGARIA

Ivan Dimitrov, Marinela Panayotova, Boris Valchev, Dimka Siniovska
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; idim68@abv.bg

ABSTRACT. Significant volumes of various in mineralogy and composition carbonate accumulations (calcretes) are deposited in the Neogene and Quaternary sediments and in the soils of the Thracian plane. The age of the carbonate minerals and of the bodies they form is unknown, which impedes finding the rate of carbonate deposition. The rate of carbonate deposition is affected by the amount of precipitation and the annual temperatures. The existence of antique, medieval and modern earth mounds in Thrace gives us the opportunity to find the average rate of carbonate accumulation. A Thracian earth mound in the lands of the village Stroino near Elhovo contains well developed carbonate mineralization. The predominant carbonate minerals are calcite and dolomite. The texture of the carbonates is mainly nodular but veins and beds are also present. In the mound oxidation-reduction zonality and spots are well developed, indicating for local mobilization, migration and re-precipitation of carbonates controlled by geochemical barriers. The existence of significant amount of newly formed carbonate minerals proves that the abundant carbonate soils in the regions contain new minerals, deposited in accordance with the modern climatic tendency. It appears possible to find the rate of carbonate deposition by modeling the carbonate equilibrium in archeological structures of known ages.

Въведение

След почвите и сред подстилащите ги кватернерни и неогенски седименти на Тракийската низина е развита обилна карбонатна минерализация. Главните карбонатни минерали са калцит и доломит. Степента на уплътняване (литификация) и текстурно-структурните типове карбонатни отложения са разнообразни (напр. Рекалова и др., 2010, под печат). Възрастта на зараждане на карбонатната кора и скоростта, с която карбонатните минерали се отлагат към настоящия момент са неизвестни. Карбонатите се отлагат в различни геохимични обстановки (Димитров и др., 2010, под печат), като някои от по-големите тела са включени сред пясъци и глини с неогенска възраст. Формирането на тези тела е тясно свързано с хидрогеоложкия режим и геомофоложката характеристика на района. Почти всички карбонатни тела, включени сред неогенските пясъци имат слабо-проницаема глинеста подложка. Други по-тънки, но площно много добре представени тела се срещат непосредствено под органичния почвен слой в обширните заравнени билни части с неогенска пясъчливо-глинеста подложка. Карбонатните минерали са в процес на непрекъснато разтваряне и образуване, поради което се смята, че изотопните методи за датиране на кората не са много надеждни (Budd et al., 2002). Наличието на карбонатни пластове или лещи на различни стратиграфски нива в разреза допълнително затруднява датирането.

При теренните изследвания в Ямболско-Елховския район бе установено, че в някои археологически обекти се срещат новоформирани карбонатни минерализации. Особен интерес в този смисъл представляват тракийските могили, тъй като те са изградени от почва, събрана в непосредствена близост до могилата, и са построени чрез

ръчно насипване на малки товари, при което първоначалният материал се размесва и хомогенизира. В тази публикация се описва карбонатната минерализация в една такава могила, разположена северно от шосето Бояново-Борисово, югоизточно от град Ямбол (фиг. 1). Могилата е "разрязана" (фиг. 2) и в последствие практически разрушена при археологическа дейност. Установяването на скоростта на локалната миграция и преразпределение на карбонат в съседните домени на древния насип е основната цел на изследването, която ще бъде постигната чрез комплексни изследвания и моделиране.

Фиг. 1. Местоположение на изследвания обект

Изследванията, изложени в тази работа, са проведени през юни и юли на 2010 г. върху малък запазен остатък от древния насип. Изкопните работи са извършени през период от 2-3 години преди това от неизвестни археолози. В настоящата работа се дават само начални сведения за обекта на изследване.

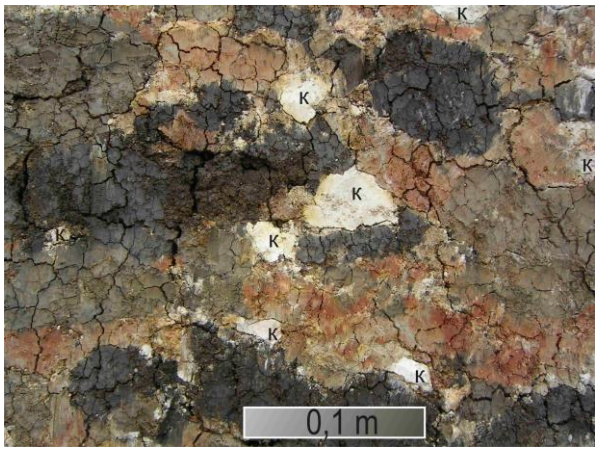
Текстурни и структурни видове карбонати

Във вертикален разрез се наблюдава ивичеста и петниста текстура, които локално преминават една в друга (фиг. 2; фиг. 3; фиг. 4). Текстурата се определя от контрастния цвят на материала. Наблюдават се яркочервени, оранжеви, кафяви, жълтеникави, сиви, сиво-зелени, зелени и черни петна и ивици. Новообразуваните нодули и ивици, изградени изцяло от калцит-доломитова смес, са снежно бели твърди и крехки или прашести - те шумят интензивно в киселина, независимо от високото съдържание на доломит в тях.

Текстурата и минералния състав на тези ивици и нодули изключва те да са внесени в насипа от строителите му. Сред рохкавия материал на насипа се намират и многобройни калцитни друзи (фиг. 5).Тези друзи също са изкристализирали в могилата след построяването й. От химичните анализи (таблици 1 и 2), теренното опробване с киселина и консистенцията на материала личи, че първичният материал за построяването на могилата е бил карбонатен. Понастоящем средният състав на насипа е мергелен. Всички цветови гами шумят в 10% разтвор на солна киселина, като черните и червените петна също са карбонатни. Материалът за насипа е получен от плитки изкопи в съседство със строежа, при което в насипа са смесени всички нива на почвата от непосредствената околност. Тъй като в района под органичния слой има доста дебела карбонатна кора от педогенен характер (почвите се характеризират като карбонатни черноземи), то тази кора е включена в насипа.

Наличието на масивни карбонатни нодули и слоеве указва за вторична химична диференциация на първичния насип под действието на поровите води.

Фиг. 2. Разсечената тракийска могила с видими проучвателни канави; вдясно на фотографията се наблюдава дърво, около което бе запазена частта от стария насип, изследвана в тази работа



Фиг. 3. Петниста текстура в прясно вертикално сечение на могилата; с буквата К са означени нодули от прашест карбонат – агрегат от калцит и доломит; различията в цвета на петната се дължат отчасти на първичния състав на домените и отчасти на окислително-редукционни процеси

Фиг. 4. Ивичеста текстура във вертикално сечение на могилата; ивиците се дължат на оцветяване, причинено от присъствието на различни окислително-редукционни форми на желязото и мангана; откосът е пронизан от кореницата на стар дъб (ширината на разкритието е около 0.4 m)

Фиг. 5. Калцитни друзи, развити сред рохкавия материал на могилата

Геохимично и минераложко изследване

Визуално по цвета и чрез опробване с разредена солна киселина, вертикалното сечение на изследваното разкритие беше разделено на четири сравнително хомогенни, разположени една над друга хоризонтални зони (А,Б,В и Г) и на няколко подзони (А1, А2, В1,В2 и В3) (фиг. 6). Зоните бяха опробвани браздово, при което бе събран материал за гранулометричен, карбонатен, рентгено-флуорисцентен и диференциално-термичен анализ. Основната цел на тези анализи беше да бъде потвърдено вторичното разслояване на материала в насипа.

Таблица 1. *Данни от анализи за общото карбонатно съдържание и съдържание на органичен въглерод и хумусно вещество, изпълнени в лабораторията на Геологическия институт при БАН*

Проба №	Карбонатно съд., %	С орг., %	Хумусно в-во, %
А1	29.2	1.27	2.19
А2	30.97	1.11	1.91
А3	25.66	1.36	2.34
А - общо	*28.61*	*1.25*	*2.15*
Б1	51.33	0.45	0.78
Б2	68.14	0.3	0.52
Б3	44.25	0.36	0.62
Б - общо	*54.6*	*0.37*	*0.64*
В1	7.97	0.75	1.29
В2	17.7	0.45	0.78
В3	17.7	0.7	1.21
В - общо	*14.5*	*0.63*	*1.1*
Г1	43.36	0.24	0.41
Г2	39.82	0.27	0.47
Г3	37.17	0.31	0.53
Г - общо	*40.1*	*0.27*	*0.47*

При аналзите на общо карбонатно съдържание (таблица 1) бе установено, че в разкритието се наблюдава ясно различие в състава на четирите изследвани зони. Най –високо е карбонатното съдържание във втората зона (Б) - общо 54% калцит и доломит. В тази зона се наблюдават и значителни по обем карбонатни конкреции и ивици (напр. фиг. 6, домени 2 и 4). Карбонатното съдържание е най–ниско в зона В, където материалът е по-тъмно оцветен. Съвсем логично, най-високо е съдържанието на органичен въглерод (таблица 1) в най-горния почвен слой, а в дълбочина то намалява.

Рентгенофлуорисцентният анализ (таблица 2) потвърди резултатите от карбонатното разпадане. Най-високо е съдържанието на Са и Mg в слоевете Б и Г, което се корелира с високо количество карбонат, установено при карбонатното разпадане. За тези два слоя е значителна и загубата от накаляване. Поради различната физическа природа на методите, пълно съвпадение между резултата от карбонатното разпадане и от рентгено-флуорисцентния анализ не може да се очаква.

Термичните анализите бяха изпълнени и интерпретирани от П. Петрова в Геохимичната лаборатория на Геологическия институт при БАН. Използван е дериватограф D-1500-C с фотографска регистрация при чувствителност на TG – 200 mg, чувствителност на DTA и DTG – 0.1 mV и температурен обхват на изследването 20-1000 °C.

Таблица 2. *Рентгено-флуоресцентни анализи на обобщени проби от четирите нива А, Б, В и Г*

Проба	SiO_2%	TiO_2%	Al_2O_3%	Fe_2O_3%	MnO%
А	48.8	0.53	11.74	3.58	0.12
Б	34.91	0.32	8.06	2	0.06
В	56.36	0.6	13.34	4.57	0.14
Г	44.14	0.42	10.08	2.86	0.09
	MgO%	CaO%	Na_2O%	K_2O%	LoI при 1000°C, %
А	2.67	12.35	0.05	1.07	19.07
Б	1.97	24.34	0.01	0.75	27.56
В	3.06	8.13	0	1.07	12.71
Г	2.43	17.23	0	0.87	21.86

Резултатите от комбинирания анализ на карбонатното разпадане, рентгено-флуоресцентния анализ и термичния анализ се интерпретират както следва:

Слой А съдържа: алумосиликатни минерали – 68% включително и глинести минерали (смектит, илит и каолинитов минерал); Fe-съдържащ калцит – 14 %; доломит – 13%; нискотемпературно органично вещество (ОВ) с температура на горене до 320°C – 2% и други железни съединения около 1%. *Слой Б съдържа:* Алумосиликатни минерали около 46%; калцит – 32%; доломит – 21%; нискотемпературно ОВ – 1%. Слой В съдържа: Алумосиликатни минерали – 83%; калцит – 21%; доломит – 3%; нискотемпературно ОВ – 1.2% и неспецифицирани железни съединения – около 2%. Слой Г съдържа: алумосиликатни минерали – 61%; калцит – 25%; доломит – 12%; нискотемпературно ОВ – 1%.

Показател за киселинност и окислително-редукционни условия

Анализирани са и окислително редукционните процеси чрез картиране на киселинността и окислително-редукционния потенциал на контрастно оцветени домени. В разкритието бяха анализирани 6 хоризонтални зони (А1, А2, Б, В1, В2 и В3) в 4 вертикални профила, прокарани отгоре надолу през разкритието. Всеки профил съдържа: №1 – черен органичен слой с корениша – зона А1; №2 – кафяв слой под чернозема – зона А2; №3 – сивобял карбонатен слой – зона Б; №4 – червено-кафяв до червен глинест слой – зона В1; №5 – черен слой, видимо с по-малко глина от вместващите го червени слоеве – зона В2; №6 – червено-кафяв слой под черния слой с доста глина и карбонат– зона В3.

Измерването на показателя на киселинност – pH беше извършено във водно-почвена паста с pH-метър за почви произведен от HI 99121. Определянето на окислително-редукционния потенциал (Eh) беше извършено във водно-почвена паста с преносим мултифункционален WTW апарат и SenTix® ORP електрод. Двата показателя бяха определени в полеви условия, като количеството на изполвания материал и вода бе еднакво за всички проби. Пробите се вземаха от вътрешността на съответния слой, с цел избягване на изветрелия контакт на разкритието. Времето от вземането на пробата до края на измерването бе 10 мин. Получените резултати са представени на фигура 7.

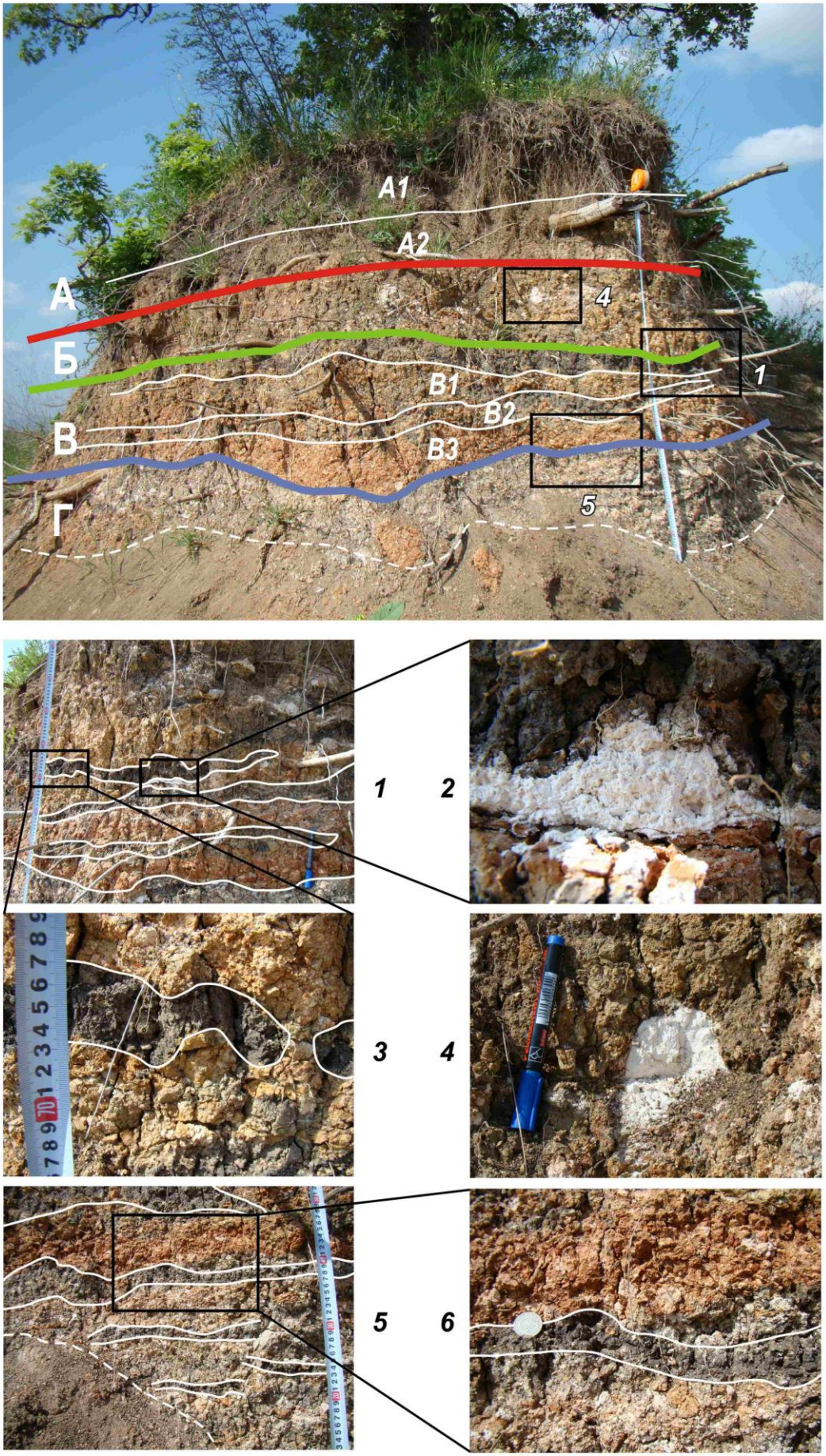
Наблюдаваните близки pH стойности, определени в проби от зони А1 и А2 се обясняват с факта, че материалът в тези зони не се различава съществено по съдържанието на карбонат (табл. 1). Най-общо, в зона А1 съдържанието на органично вещество е по-високо и неговото окисление очаквано води до по-ниски Eh стойности, в сравнение с измерените в зона А2. В слой Б има най-много карбонати (табл. 1) и това обяснява измерените най-високи pH стойности.

Измерените най-високи Eh стойности изискват по-нататъшни изследвания, като калциевият карбонат принципно се формира при ниски Eh стойности (под 0 mV) (Yanagasava, Matsumara, 2006) Най-вероятно, поради голямото количество на карбонатите и глините в изследваните 2 червени слоя (В1 и В3) и вместения в тях черен слой (В2), измерените pH и Eh стойности не се различават съществено (най-общо различията са в рамките на 0.2 pH единици и 10-15 mV за профили III и IV).

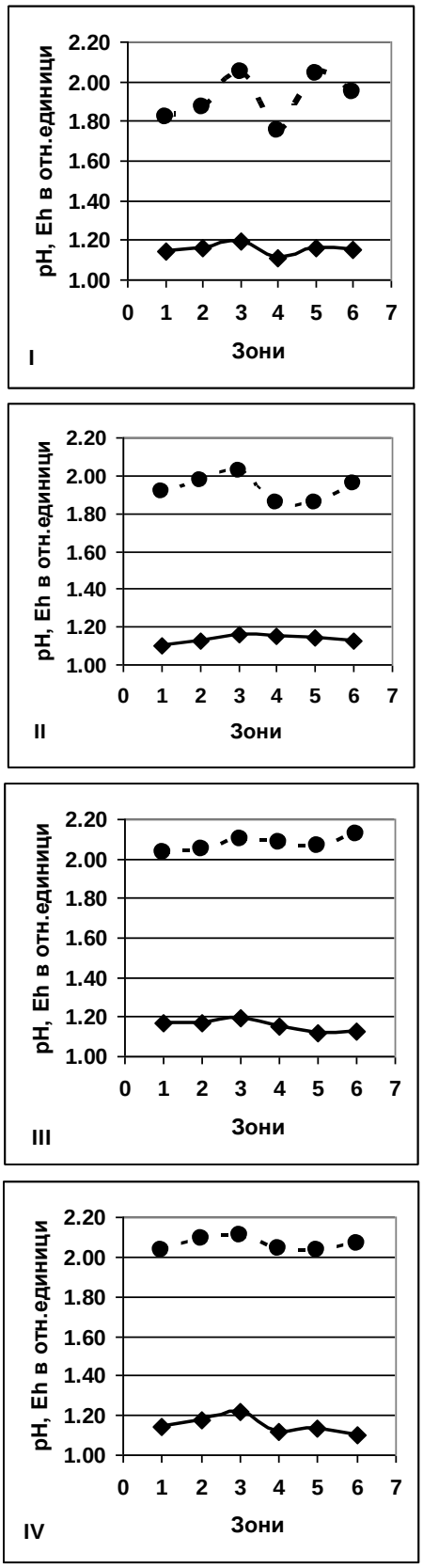
По-значими различия се наблюдават в профили I и II, където видимо глината и карбонатите са по-малко и разликата в оцветяването е значителна. Наличието на минимуми и максимуми в кривите (фиг. 7) говори за промяна на окислително-редукционните условия, т.е. за наличие на окислително-редукционни бариери. Като се има предвид съставът на хоризонталните нива (табл. 1-2), измерените стойности на pH и Eh, както и съответните диаграми на Пурбе, може да се предположи, че бариерите са свързани основно с промяна на окислителното състояние на Fe и Mn. Сравняването на получените данни с диаграмата на Пурбе за системата Fe-PO_4-CO_3-S (напр. Lemos et al. 2007) навежда на мисълта, че вероятно основната окислително-редукционна бариера е свързана с прехода $Fe(OH)_2^+ \rightarrow Fe(OH)_{3,s} \rightarrow FeO(OH) \rightarrow Fe_2O_3$.

Локалното наситено черно оцветяване, наличието на значими концентрации на Mn в слой В (табл. 2) и измерените pH и Eh стойности не изключват също така преход $Mn_3O_{4,s}$ (червено кафяв) $\rightarrow$ $Mn_2O_{3,s}$ (тъмно-кафяв до черен).

Вероятно формираните железни хидроксиди и основни оксиди улесняват утаяването на $CaCO_3$, като възможните механизми са: локално повишаване на pH на средата, което е необходимо за утаяване на калцит (>8.5) (http:// reefkeeping. com/ issues/ 2004-11/ rhf/ index. php);



Фиг. 6. Общ вид на опробваното разкритие с очертани върху фотографията зони и подзони; с правоъгълници и цифри са маркирани характерни текстури



Фиг. 7. Измерени "in situ" стойности на pH и Eh на водно-почвени пасти, приготвени с материал от 6 различни по оцветяване хоризонтални зони: -●-●-●- Eh – в относителни единици = Eh / 207, където Eh = 207 mV отговаря на условия, в които не се благоприятства нито окисление, нито редукция; -♦--♦-♦- pH в относителни единици = pH / 7, където pH = 7 отговаря на неутрална среда; I, II, III и IV – изследвани вертикални профили

адсорбция на калциевите йони върху хидроксидите и основните оксиди, като така се затруднява придвижването на калция през тях и се улеснява надминаването на произведението на разтворимост на калцита, като в резултат се достига до утаяване на калцит; наличието в средата на Fe^{2+} йони в ниски концентрации, когато тези йони играят роля на центрове на начална кристализация на $CaCO_3$ (Zeppenfeld, 2003). От своя страна, утаяването на $CaCO_3$ допринася за намалението на pH на средата и това би могло да бъде обяснение за измереното намаление на pH при прехода от сивобелия карбонатен слой към червенокафявия слой под него.

Дискусия и заключение

Тъй като в зоните, богати на карбонат, преобладават еднородните прашести нодули и ивици, то установените различия в карбонатното съдържание на тези зони могат да се обяснят с локална миграция на карбонати след построяването на могилата. Основните новообразувани карбонатни минерали в могилата са калцит и доломит. Наблюдава се локално развита глинеста подложка разположена под карбонатните ивици. Анализът на окислително-редукционните условия в могилата показва, че най-вероятно интензивното оцветяване се дължи на форми на желязото и мангана.

Благодарности. Изследванията са финансирани от проект Д002 89/13.12.2008 г. към фонд "Научни изследвания".

Литература

Димитров, И., Д. Съчков, Б. Вълчев, К. Василева. 2010. Геохимична характеристика на калкрети от Тунджанското понижение, Югоизточна България. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 71* (под печат).

Колева-Рекалова, Е., И. Димитров, Е. Анастасова. 2010. Седиментоложка характеристика на калкрети от ЮИ България. – *Год. МГУ, 53, св. I, Геол. и геофиз.* (под печат).

Budd, D. A., S. M. Pack, M. L. Fogel. 2002. The destruction of paleoclimatic isotopic signals in Pleistocene carbonate soil nodules of Western Australia. – *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 188*, 249-273.

Lemos, V. P., M. L. da Costa, R. L. Lemos, M. S. G. de Faria. 2007. Vivianite and siderite in lateritic iron crust: an example of bioreduction. – *Quimica Nova, 30*, 1, 36-40.

Yanagasava, N., T. Matsumara. 2006. Analysis of the electrolytic precipitation rate of calcite. – *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, 101*, 319-323.

Zeppenfeld, K. 2003. Experimental study of the influence of some divalent and trivalent metal cations on nucleation and growth of $CaCO_3$. – *Chemie der Erde, Geochemistry, 63*, 3, 264-280.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ВИТОШКИЯТ ПАЛЕОВУЛКАН

Венелин Желев, Теодор Масов

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

РЕЗЮМЕ. Витошкият палеовулкан представлява централно-магматична структура, включваща вулканските продукти (андезитобазалтови лави и туфи) на съществувалия тук горнокреден вулкан и интрузивните скали (габро, монцонити, сиенити, аплитови граносиенити) на внедрения в него Витошки плутон. В съвременния релеф тази структура обхваща планината Витоша, представляваща добре изразена позитивна кръгова морфоструктура (купол) с надморска височина от 800 до 2290 m. Геотопът съвпада с най-старата защитена територия на Балканския полуостров - Природен парк Витоша, обявен за защитена местност още през 1934. Куполовидната форма на планината се подчертава от общата тенденция на намаляване хипсометрията на заравнените повърхнини от центъра към периферията и от радиалното разположение на речните долини. Морфоструктурата е почти изометрична с диаметър 18 km. Тя е оформена през три етапа – ранен и късен тектономагматичен етап и постмагматичен етап. Ранният и късният тектономагматични етапи се състоят от по четири фази: вулканска, субвулканска, интрузивна и постинтрузивна. Ранният тектономагматичен етап започва в началото на сенона, когато се образува Витошкият вулкан, продуктите на който имат Са-алкален характер. През четирите фази се образуват последователно базалт-андезитобазалтови лавови потоци и разнозърнести пирокластити, субвулкански дайки, габровата наставка на Витошкия плутон и диоритови порфирити, пресичащи всички останали. През късния тектономагматичен етап се образуват четири комплекса на К-алкалната серия: вулкански (трахибазалти и туфи), субвулкански (трахиандезитобазалти), интрузивен (монцонити и сиенити) и постинтрузивен (К-гранитпорфири). В резултат на вертикален натиск през постмагматичния етап Витошката централно-магматична структура се оформя като морфоструктура - Витошки купол. Витоша има висока естетическа, научна, образователна и идентификационна стойност. На територията й се намират няколко каменни реки, най-дългата пещера в България – Духлата, забележителен ландшафт и огромен потенциал за спортни и развлекателни мероприятия. Близостта на планината до столицата я е превърнала в символ на София и е чудесна предпоставка за развиването на национален и международен туризъм.

THE VITOSHA PALEOVOLCANO

Venelin Jelev, Teodor Massov

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

ABSTRACT. The Vitosha Paleovolcano is a central-magmatic structure including the volcanic products (andesitobasaltic lavas and tuffs) of the former Upper Cretaceous volcano and igneous rocks (gabbro, monzonite, syenite, aplite-granosyenite) of the intruded later Vitosha pluton. In the recent relief this structure embraces Vitosha Mountain representing well expressed positive ring morphostructure (dome) with altitude between 800 and 2290 m. This geosite coincides with the first protected area on the Balkans – Vitosha Natural Park, declared protected area during 1934. The dome-like shape of the mountain is outlined by both general tendency in decreasing of the peneplain hypsometry from centre to periphery and radial disposition of the riverbeds. The morphostructure is nearly isometric with diameter 18 km. It was formed during three stages – early and late tectonomagmatic and postmagmatic. Each of the tectonomagmatic stages consists of four phases: volcanic, subvolcanic, intrusive and post intrusive. The early tectonomagmatic stage started in the beginning of Senonian when Vitosha volcano was formed. Its products have Ca-alkaline character. During the four phases basalt-andesitobasaltic lava flows and variegated pyroclastics, subvolcanic dykes, gabbro phase of Vitosha pluton as well as diorite-porphyrites intersecting all other rocks were formed. During the late tectonomagmatic stage four complexes of the K-alkaline series were formed: volcanic (trachybasalts and tuffs), subvolcanic (trachyandesitobasalts), intrusive (monzonites and syenitesd) and postintrusive (K-granite porphyry). The evolution of the Vitosha central-magmatic structure passes in the conditions of vertical axial-symmetric loading resulting in formation of the Vitosha dome. Vitosha mountain is of high aesthetic, scientific, educational and identification (sense of place) value. On its territory are situated some stone rivers, the longest cave in Bulgaria – Duhlata, remarkable landscape and great potential for sports and entertainment activity. The proximity of the mountain to the capital makes the mountain symbol of Sofia city and provides a wonderful prerequisite for development of national and international tourism.

Въведение

Кратки данни за геоложкия строеж на района

Витошкият палеовулкан представлява централно-магматична структура, включваща вулканските продукти (андезитобазалтови лави и туфи) на Витошкия палеовулкан и интрузивните скали (габро, монцонити, сиенити, аплитови граносиенити) на внедрения в него Витошки плутон (фиг. 1). В съвременния релеф тази структура обхваща планината Витоша, представляваща добре изразена позитивна кръгова морфоструктура (купол) с надморска височина от 800 до 2290 m. Геотопът съвпада с най-старата защитена територия на Балканския полуостров – Природен парк Витоша, обявена за защитена местност през 1934 г.

Куполовидният характер на планината се подчертава от общата тенденция на намаляване хипсометрията на заравнените повърхнини от центъра към периферията,

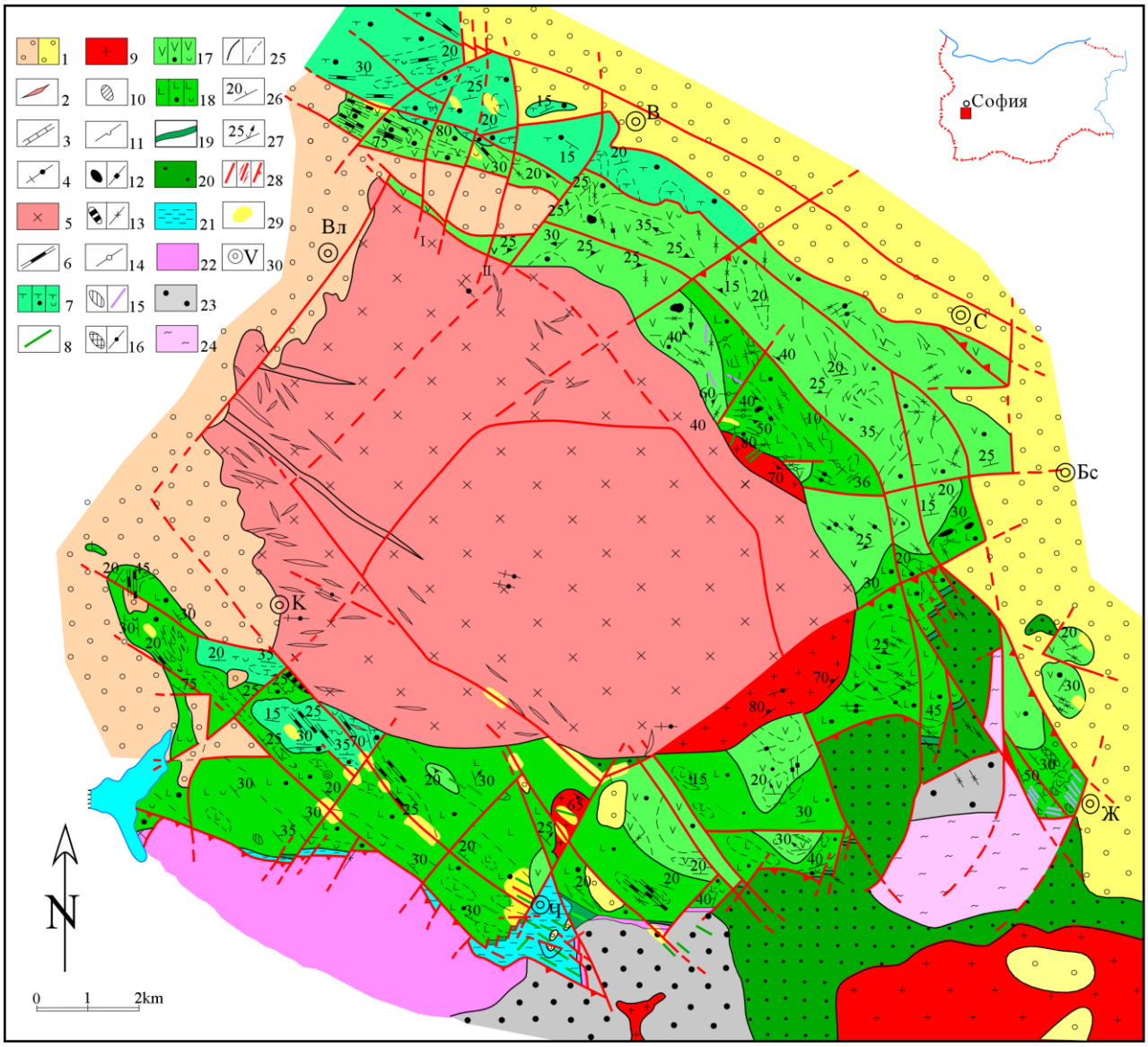
както и от центробежното положение на голяма част от речните долини. Морфоструктурата е почти изометрична, слабо ексцентрична, с диаметър 18 km. Според геофизичните данни областта на Витоша е с висока сеизмичност, континентален тип кора, съвпада с локален гравитационен максимум и положителна магнитна аномалия. Витошкия купол най-вероятно е унаследил една централно-магматична структура, образувана през Късната Креда. Тя включва последователно образувани магмени тела, обединени в две съвкупности (серии): Са-алкална и К-алкална. Във всяка серия са различени по четири разновъзрастни комплекса: вулкански, субвулкански, интрузивен и постинтрузивен.

Ранен тектономагматичен етап. Този етап започва в началото на сенона, когато в резултат от разтягащи напрежения със СИ-ЮЗ посока се извършва бързо потъване и зараждане на Софийския вулканогенен трог. В началото на етапа се образува мергелна задруга (Кониас), разположена върху фелдшпатови пясъчници с туронска възраст. При разкъсването на земната кора се образува магмен диапир, свързан с Маришката разломна зона. На пресичането й с напречни разломи от Етрополския линеамент (Железнишки разлом), се създава тектонски възел с максимална проницаемост, който се оформя като извеждащ канал на Витошкия вулкан и със зараждането на който започва развитието на Витошката централно-магматична структура. *През вулканската фаза* се образуват вулкански скали, които днес са запазени в периферията на Витоша. В началото на вулканската фаза се образуват амфиболови базалти, андезитобазалти и пирокластити (задруга на амфиболовите базалти), а по-късно – пироксенови базалти, андезитобазалти и пирокластити (задруга на пироксеновите базалти). Фрагмент от вулканското гърло е запазен между хижите "Преспа" и "Сълзица". *През субвулканската фаза* се образува комплекс от дайки или малки субвулкански тела с Са-алкален характер и разнообразен петрографски състав. Внедряването им през самостоятелна фаза от развитието на магматизма, липсата на конични и широкото развитие на пръстеновидни (субвертикални) дайки, центриклиналното положение на плоскостните структури в отделни участъци на вулканския комплекс и наличието на множество теллескопирани дайки, маркиращи значително разтваряне на рифта, дават основание да се предположи, че Витошкият палеовулкан е преминал през калдерен стадий. С него могат да се свържат основните характерни черти на Витошката централно-магматична структура. *През интрузивната фаза* се образува интрузивният комплекс на Са-алкалната серия (габровата наставка на Витошкия плутон). Докато първите две фази (вулканската и субвулканската) протичат в условия на регионално разтягане, то интрузивната фаза се е извършила в условия на свиване. Указание за това са значителните отседни и възседни движения, които са деформирали вулканския и субвулканския комплекс, но не са засегнали интрузивния комплекс (габровата наставка) на Са-алкалната серия. Именно с тези тектонски движения следва да се свърже изнасянето на интрузивния комплекс от периферното магмено огнище и внедряването му в централната част на вулканската постройка.

През постинтрузивната фаза се внедряват диоритови порфирити, които пресичат всички предходни магмени продукти (вкл. и габровата наставка). Вероятно геодинамичната обстановка е била аналогична на тази при внедряването на интрузивния комплекс, но локално в апикалните части на внедряващите се интрузивни тела са възникнали разтягащи напрежения, довели до образуването на фрактури на скъсване, по които са се внедрили дайките на постинтрузивния комплекс. С внедряването на интрузивния и постинтрузивния комплекс на Са-алкалната серия завършва развитието на магменото огнище, подхранвало Витошкия вулкан. Районът се консолидира, издига и част от вулканските продукти се денудират.

Късен тектономагматичен етап. След известно консолидиране на района, издигане и денудиране на част от продуктите на Витошкия вулкан, започва късният тектономагматичен етап. Той е свързан с активизиране на рифтогенните процеси и мобилизиране на по-дълбоките части на литосферата. Формира се магмено огнище, в което се извършва последователно фракциониране на алкална оливин-базалтова магма. Този етап също се разделя на четири фази: вулканска, субвулканска, интрузивна и постинтрузивна, които са се осъществили при геодинамични обстановки, сходни на съответните фази от ранния тектономагматичен етап. *През вулканската фаза* районът е потънал под нивото на морето, но се е отнасял като консолидиран амагматичен блок, който се е натоварвал с вулканските продукти на разположения на северозапад Брезнишки вулкан. Фрагменти от него са установени в ниските северозападни и югозападни склонове на Витоша, където са запазени от денудацията най-горните нива на горнокредния разрез. Те са представени от трахибазалти и разнозърнести туфи с аналогичен състав. *През субвулканската фаза* се внедряват скалите на субвулканският комплекс на К-алкалната серия под формата на силове и дайки с трахиандезитобазалтов състав, по разломи от Маришката разломна зона. Дайките процепват продуктите на Витошкия вулкан (Са-алкалния вулкански комплекс), а силовете преобладават във вулканския комплекс на Брезнишкия вулкан (К-алкален вулкански комплекс). Разкритията им са ограничени предимно в северозападната и югозападна част на планината. *През интрузивната и постинтрузивната фаза* в централните части се внедряват последователно интрузивният (монцонити и сиенити) и постинтрузивният (К-гранитпорфири) комплекс на К-алкалната серия. Това се извършва в края на Кампана и началото на Мастрихта и се свързва с късни субхерцински деформации, които довеждат до затварянето на рифта и завършване на късния тектономагматичен етап.

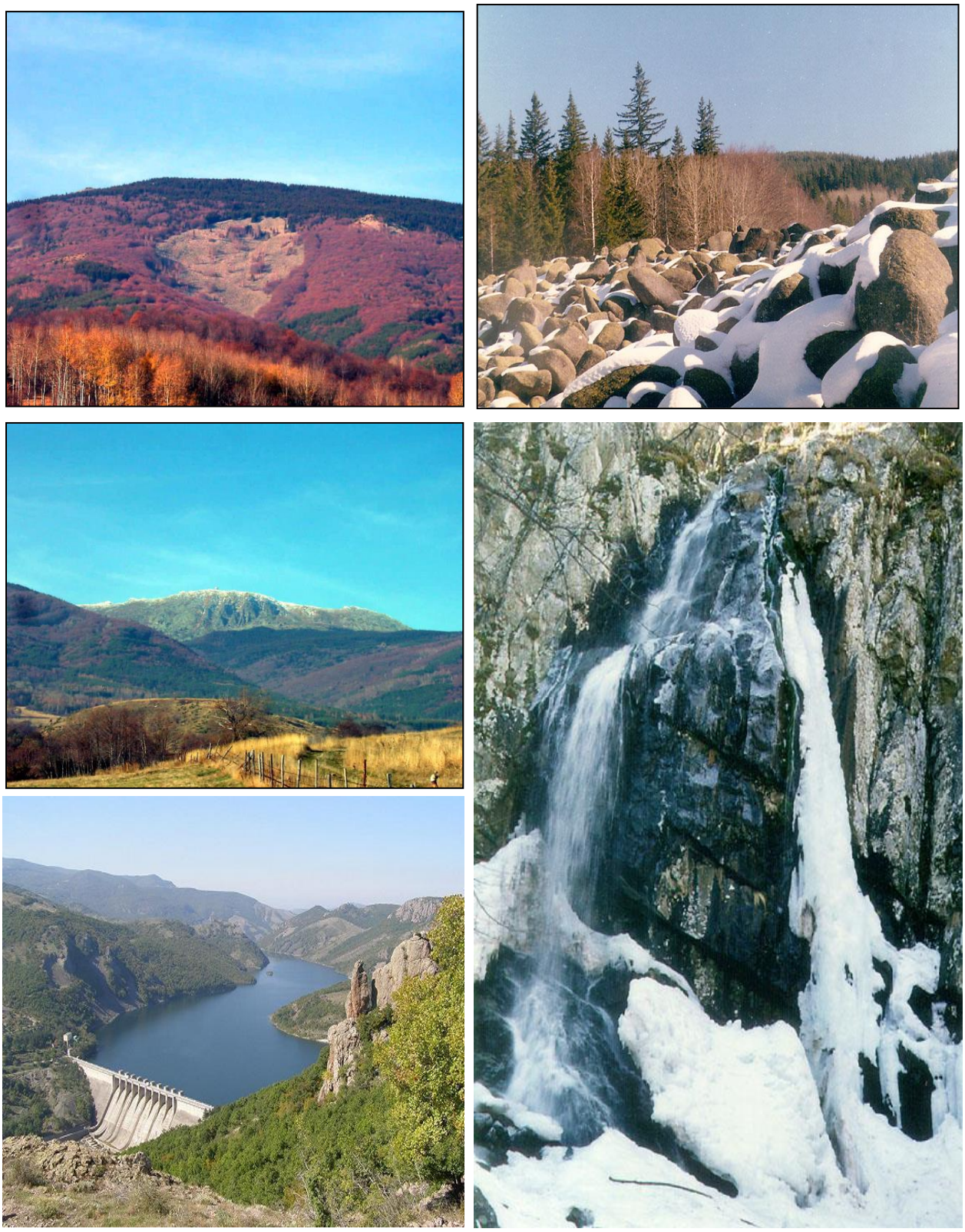
Постмагматичен етап. Праз този етап Витошката централно-магматична структура се оформя като морфоструктура. Това е етап на регионално издигане, с диференцирани движения, засегнали периферните части на района и довели до образуването на няколко разновъзрастни грабена. Развитието на Витошката централно-магматична структура протича под знака на вертикален ососиметричен натиск, в резултат на който се оформя Витошкият купол, който има сложен блоков строеж, обусловен от активизирани участъци на разломи на регионалната и локална разломни мрежи.



Фиг. 1. Геоложка карта на района на "Витошкия палеовулкан" (по Желев, 1983 с изменения): 1 – неозойска покривка (а – палеогенски теригенно-въгленосни седименти на Пернишкия грабен, б – неоген-кватернерни теригенни наслаги на Софийския грабен); (2-20) – Горна Креда (Сенон): (2-7) – комплекси на К-алкалната серия: (2-4) – постинтрузивен: 2 – аплитови граносиенити; 3 – К-гранит порфири; 4 – монцонитпорфирити; 5 – интрузивен (монцонити, сиенити); 6 – субвулкански (трахиандезитобазалти); 7 – вулкански (трахибазалти: а – лави, б – агломератови и лапилни туфи, в – пепелни туфи); (8-19) – комплекси на Са-алкалната серия: 8 – постинтрузивен (диоритови порфирити); 9 – интрузивен (габро, диорити); (10-16) – субвулкански: 10 – дацити; 11 – афирни андезити; 12 – плагиоклаз-пироксенови андезитобазалти (а – субвулкански тела, б – дайки и силове); 13 – плагиоклазови андезитобазалти (а – субвулкански тела, б – дайки и силове); 14 – амфиболови андезитобазалти; 15 – пироксенови базалти (а – субвулкански тела, б – дайки и силове); 16 – амфибол-пироксенови базалти (а – субвулкански тела, б – дайки и силове); (17-18) – вулкански: 17 – задруга на пироксеновите базалти (а – лави, б – агломератови и лапилни туфи, в – пепелни туфи); 18 – задруга на амфиболовите базалти (а – лави, б – агломератови и лапилни туфи, в – пепелни туфи); 19 – мергелно-туфитна задруга; 20 – Турон (комплекс на фелдшпатовите пясъчници); 21 – юра (Титон – флишки комплекс); 22 – Триас (карбонатен и теригенен комплекс); 23 – карбон-перм (теригенно-въгленосен комплекс); 24 – докамбрий-ранен палеозой (гнайсово-шистен комплекс и диабаз-филитоиден комплекс); 25 – геоложки граници (а – между разновъзрастни скали, б – между относително едновъзрастни скали); 26 – слоестост; 27 – структури на течение, плоскостни структури и линейност, маркирани от миндали и включения; 28 – разломи (а – разсед; б – отсед, в – навлак); 29 – зона на интензивна хидротермална промяна; 30 – селища: Владая (Вл), Кладница (К), Чуйпетлово (Ч), Железница (Ж), Бистрица (Бс), Симеоново (С), Бояна (Б). За интрузивните скали са използвани литературни данни, цитирани в текста, с допълнения и изменения)

Данни за обекта като геоложки феномен

Витоша планина е любимо място за отдих както на софиянци, така и на гости от страната и чужбина. Тя е символа на София, поради което има висока идентичностна стойност. Естетическата ѝ стойност е оценена още през 1934 г., когато цялата планина е обявена за първия в България и на Балканите природен парк. Той е любим туристически обект както за опитни планинари, така и за природолюбители, улеснени от трите лифта (фиг. 2). Местността "Комините" е учебен полигон за алпинисти, а сравнително добре оборудваните писти го правят привлекателен и за скиорите (кандидат за зимна олимпиада).



Фиг. 2. Фотографии на местности с идентичностен характер във Витоша: горе – каменни реки в източния склон на планината (вляво) и в местността "Морените" (вдясно); средата вляво – стъпаловиден релеф и "моренни" валове в източния склон на планината (южно от с. Бистрица); долу – яз. Студена (вляво) и Боянският водопад (вдясно)

Фиг. 3. Минералите на Витоша (Петрусенко, Каров, 2003): 1 – апатит; 2 – апофилит; 3 – стилбит; 4 – илменит; 5 – кварц; 6 – аметист (Витошки камък); 7 – ахат с турмалин; 8 – магнетит; 9 – молибденит с малахит; 10 – амфибол; 11 – ортоклазов (микроклинов) кристал – бавенов срастък с турмалин; 12 – албит; 13 – пренит; 14 – титанит; 15 – турмалин; 16 – турмалинова друза

Високата научна стойност на Витоша се определя от уникалния й геоморфоложки израз (купол), съчетанието на разновъзрастни и разнофациални продукти на две петрохимични серии, принадлежащи на два горнокредни вулкана (Витошки и Брезнишки) и богат минерален свят (фиг. 3). В южните и югоизточните й склонове се разкрива фундаментът на вулкана, от който може да се прочете голяма част от геоложката история на българските земи – от докамбрия до късната креда. В югозападните склонове на планината (СИ от с. Боснек), в триаските варовици се намира най-дългата пещера в България "Духлата". Следи от добив на разсипно злато са установени в полите на Витоша (местността Камбаните и около селата Чуйпетлово, Боснек, Студена и др.). През 17 и 18 в. от речните наноси на Витошките реки се е добивал магнетит и районът е бил прочут с железодобивната си индустрия. Всичко това определя високата образователна стойност на Витоша. Тя е важно място за провеждане на екскурзионни практики със студентите от геоложките специалности на МГУ "Св. Иван Рилски" и СУ "Св. Климент Охридски".

Живата природа на Витоша е описвана в множество монографии, брошури, пътеводители и статии. Геологията й също е сравнително добре изучена, но слабо популяризирана. Съществуват множество научни статии както за регионалната геология, така и за къснокредния магматизъм, продукт на който е и "Витошкия вулкан" (Димитров, 1942; Dabovski, 1968; Гочев и др., 1970; Бояджиев, 1971; Гочев, 1973; Дабовски, 1974; Marinov, Bairaktarov, 1980; Начев и др., 1981; Popov, 1981; Желев, 1982; 1983; 1984; Йосифов и др, 1982; Zhelev, 1988; и др.). Популярната литература се свежда до описание главно на интрузивните скали и минералното разнообразие на Витоша (Петрусенко, 2002; Петрусенко, Каров, 2003).

Устойчивост и мерки за защита

Магмените скали, продукт на къснокредния вулканизъм, са много устойчиви и не се нуждаят от специални мерки за защита. Част от минералните разновидности, свързани с вулканизма (ясписи и ясписоиди) или с жилните фази на интрузивния магматизъм (турмалин, кварц, опушен кварц, аметист, планински кристал, апатит, циркон, магнетит и др.; фиг. 3) представляват интерес за колекционерите. Поради факта, че те са изчерпаем природен ресурс, е необходима тяхната защита. Тя е предвидена в мерките на защита на ПП "Витоша", а именно в забраната да се "разрушават скалните образувания и да се събират минерали и вкаменелости" в района на парка. Останалите мерки за защитата на природния парк са напълно достатъчни и за запазването на геоложкия феномен. За съжаление, забраната за "всякакви строителни дейности, които нарушават ландшафта на природния парк" не се спазва. Селищата и вилните зони в полите на Витоша бързо пълзят по нейните склонове. Нерегламентирано строителство се извършва и във високите части на планината, което може да бъде спряно само с енергичната намеса на министерството на околната среда и водите.

"Витошкият палеовулкан" се нуждае само от по-широко популяризиране, чрез кратка геоложка информация, поставена на множеството информационни табла в началото на туристическите маршрути, както и с включването на такава информация в туристическите карти и брошури.

Заключение

Според разработената методика за оценка на геоложките феномени (Sinnyovsky et al., 2002) описаната природна забележителност се нарежда сред геоложките феномени с национална значимост.

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

Литература

Бояджиев, С. 1971. Петрология на Планския плутон. – *Изв. Геол. инст., Сер. Геохим., минер. и петрогр., 20*, 219-242.

Гочев, П. 1973. Структура на Витошкия плутон. – *Изв. Геол. инст., Сер. Геотект., 21-22*, 105-136.

Гочев, П., В. Костадинов, М. Матова, И. Велинов. 1970. Структура на част от южната ивица на Западното Средногорие. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 31*, 3, 289-301.

Дабовски, Х. 1974. Микроструктурни изследвания във витошкия плутон. – *Изв. Геол. инст., Сер. Геотект., 23*, 141-164.

Димитров, С. 1942. Витошкият плутон. – *Год. Соф. унив., 38*, 3, 89-173.

Желев, В. 1982. *Характеристика и развитие на витошката централно-магматогенна структура*. Автореферат на докторска дисертация, 29 с.

Желев, В. 1983. Горнокредните вулкански и интрузивни комплекси от Витоша. – *Юбил. год. "30 год. ВМГИ", 29*, 2, 107-120.

Желев, В. 1984. Горнокредните дайкови скали от Витоша. – *Год. ВМГИ, 30*, 2, 89-102.

Йосифов, Д., Д. Дойчев, А. Цветков, В. Недев, М. Долапчиева. 1982. Разломна мрежа и блоков строеж на западните Балканиди. – *Геотект., тектонофиз. и геодин., 14*, 48-72.

Начев, И., Н. Ганева, Я. Миланова. 1981. Седиментология на горната креда в Западното Средногорие. – *Палеонтол., стратигр. и литол., 14*, 29-64.

Петрусенко, С. 2002. *Да надникнем в неживата природа на Витоша*. МОСВ, Акцент-96, 12 с.

Петрусенко, С., Ч. Каров. 2003. Минералите на Витоша. – *Минно дело и геология*, 8, 23-27.

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.

Dabovski, Ch. 1968. On the character and development of the Maritca neointrusive zone. – *Изв. Геол. инст., Сер. Геотект., стратигр. и литол., 17*, 95-98.

Marinov, T., I. Bairaktarov. 1980. Alkaline basalts in the Western Srednogorie. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 33*, 4, 529-532.

Popov, P. 1981. Magmotectonic features of the Banat-Srednogorie belt. – *Geologica Balc., 11*, 2, 43-72.

Zhelev, V. 1988. The Vitosha central magmatic structure. – *Geologica Balc., 18*, 5, 33-51.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ГЕОТОП "ГЛУХИТЕ КАМЪНИ", ХАСКОВСКА ОБЛАСТ

Венелин Желев[1], Камелия Янкова[1], Здравко Илиев[2], Георги Нехризов[3]

[1]Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; vjjelev@yahoo.com
[2]Софийски университет "Св. Климент Охридски", 1000 София
[3]Национален археологически институт с музей, Българска академия на науките, 1000 София

РЕЗЮМЕ. Геотопът "Глухите камъни" представлява група от скални пирамиди, разположени сред кисели приабон-олигоценски туфи и риолити, образувани преди 25-35 млн. г. Обектът е обявен за природна забележителност през 1972 г. и се намира на 620 m надморска височина в землището на с. Дъбовец, Хасковска област. Скалните пирамиди са образувани сред материалите на две вулканогенни задруги – задругата на Лозенския кисел вулканизъм и задругата на втория кисел вулканизъм. Те имат формата на разкъсана скална греда с обща дължина 400 m и дебелина 30-40 m по билото на рида "Гората", източно от вр. Света Марина. Глухите камъни са обект с естетическа и археологическа стойност. Основната забележителност на геотопа са многобройните изсичания в скалите. Започналите през 2008 г. археологически проучвания показват, че "Глухите камъни" представляват комплекс от над 300 древни скално-издълбани трапецовидни ниши. Установиха се културни напластявания от двете фази на желязната епоха, както и следи от обитаване от античността и средновековието. Особено значимо е разкриването на трикорабна църква от ранновизантийския период, функционирането на която е продължило до зрялото средновековие. В района на скалните пирамиди има и естествени скални ниши и пещероподобни образувания, някои от които са доста обширни. Съгласно разработената методика за оценка на геоложки феномени в България геотопът "Глухите камъни" съответства на критериите за обект с национална значимост.

GEOSITE "THE DEAF STONES", HASKOVO DISTRICT

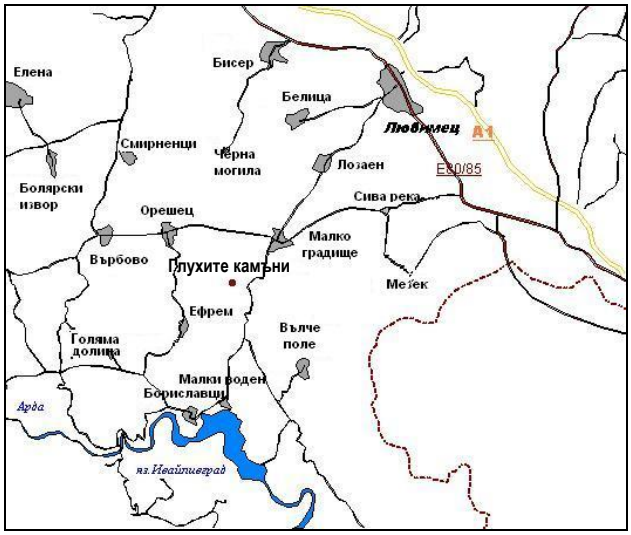
Venelin Jelev[1], Kamelia Yankova[1], Zdravko Iliev[2], Georgi Nehrizov[3]
[1]University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; vjjelev@yahoo.com
[2]Sofia University "St. Kliment Ohridski", 1000 Sofia
[3]National Archaeological institute with Museum, Bulgarian Academy of Sciences, 1000 Sofia

ABSTRACT. The geosite "Deaf Stones" is a group of rock pinnacles among acid Priabonian-Oligocene tuffs and rhyolites formed 25-35 Ma ago. The object is declared natural landmark in 1972. It is situated at 620 m altitude in the land estate of the village of Dubovets, Haskovo District. The rock pinnacles are formed among the materials of two volcanic units – formation of the Lozen acid volcanic activity and formation of the second acid volcanic activity. They have the form of broken rock girder with total length 400 m and thickness 30-40 m along the ridge of the "The Forest" bank east of "St. Marina" Peak. Deaf Stones are of aesthetic and archaeological value. The main landmarks of the geosite are the numerous cuttings in the rocks. Beginning from 2008 the archaeological research show that the "Deaf Stones" site is a complex of more than 300 ancient rock-cut trapezium-like niches. Cultural layers of two phases of the Iron Age were established, as well as traces of Antique and Middle Ages inhabit. Of special importance is the discovery of three-nave church from the early Byzantine epoch, which has been used up to the late Middle Ages. There are also natural rock niches and cave-like formations in the area of the rock pinnacles, and some of these are rather large. According to the methodology for estimation of geological phenomena in Bulgaria "Deaf Stones" correspond to the criteria for geosite of national importance.

Въведение

Геотопът "Глухите камъни" представлява обект с естетическа и археологическа стойност. Намира се на около 550 m надморска височина в землището на с. Дъбовец, община Любимец, Хасковско (фиг. 1), на 5 km южно от с. Малко градище (N 41°43'36,6"; E 25°56'56,3"). Като геоложки феномен той представлява поредица от скални пирамиди с височина 30-40 m, оформени сред приабон-олигоценски туфи и риолити по билото на рида "Гората" (фиг. 2). В тези пирамиди са издълбани скални ниши, свързвани с културно-ритуалните практики на траките (фиг. 3).

Геотопът е обявен за природна забележителност през 1972 г., като в заповедта за защита нишите са отбелязани като естествени образувания. Геотопът е описан от Илиев и Желев (2002) под формата на досие в Регистъра и кадастъра на геоложките феномени в България. В настоящата работа се предлагат нови данни за геологията на района и археологическата дейност в рамките на защитената площ, както и оригинални фотографии на геоложкия феномен. Допълнени са също така и данните за геотуристическото значение на геотопа, в съответствие със сведенията за посещаемостта на обекта през последните няколко години.



Фиг. 1. Геотопът се намира на 620 m надморска височина в землището на с. Дъбовец, община Любимец, Хасковска област

Кратки данни за геоложкия строеж на района

Районът на геотопът "Глухите камъни" попада в кисели палеогенски (приабон-олигоценски) туфи и риолити (фиг. 3), изграждащи ядката на Ибреджекската хорст-антиклинала (Боянов, 1971). Той включва три тектонски единици: Ибреджекския хорст, Бряговското понижение (грабен) и Лозенското понижение (грабен). Ибреджекският хорст е изграден главно от приабон-олигоценски седименти и вулканити, продукт на Малоградищенския (Иванов, 1960) или Вълчеполски (Янев, 1981) вулкан, обединени в задругата на Лозенския кисел вулканизъм. Хорстът е усложнен от множество разломи с изток-западна и северозапад-югоизточна посока, които обуславят формирането на второразрядни хорстовидни структури, в които се разкриват докамбрийски високостепенни метаморфити.

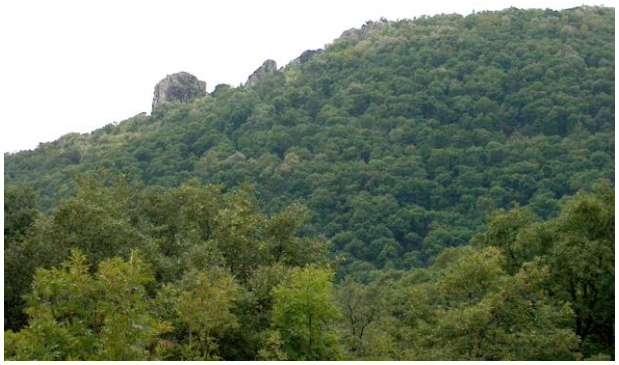
Южната граница на хорста с Бряговското понижение е Златоустовският разломен сноп, който има характер на южновергентен възсед, по който приабон-олигоценските скали на хорста възсядат Вълчеполската моласа, запълваща грабена. Северната граница на хорста е ненаименуван разлом с изток-западна посока, който най-вероятно е заложен през приабона, но има и неотектонска изява и се маркира от делувиално-пролувиален шлейф в северното подножие на рида "Гората". На север от разлома попада Лозенското палеогенско понижение, от което на повърхността се разкрива главно неогенската му покривка, представена от Ахматовската свита.

Освен вместващите палеогенски туфи и риолити тук се разкриват докамбрийски високостепенни метаморфити, палеогенски седиментни, седиментно-вулканогенни и вулканогенни скали, неогенски и континентални кватернерни седименти.

Докамбрийските метаморфити са представени от две свити: Жълтичалска пъстра свита и Чепеларска пъстра свита. Жълтичалската свита включва гнайси, шисти и амфиболити и се приема за част от Прародопската надгрупа (архай?). Разкрива се под формата на малки хорстовидни структури в западната част на рида "Гората".

Палеогенските скали са представени от две седиментни задруги (брекчоконгломератна и въгленосно-песъчлива) с приабонска възраст, разкриващи се в централната и западна част на рида "Гората". Над тях следват скалите на Лозенския кисел вулканизъм, включващи стратифицирани седиментно-вулканогенни скали и секущи субвулкански тела и дайки с приабонска възраст. В основата на стратифицираните скали се разкрива пачка от брекчи и риолитови туфобрекчи, над които следва пясъчникова пачка и пачка от кисели туфи, туфити и варовици с обща видима дебелина до 800 m. Те се разкриват главно в източната част на рида "Гората". Процепени са от субвулкански тела и дайки, на места прехождащи в лавови потоци, с кисел състав. Те са картирани като две самостоятелни петрографски групи. Първата включва риодацити и трахидацити, разкиващи се в централната и източна част на рида "Гората", а втората включва риолити, риодацити и дацити, разкриващи се под формата на субвулкански тела в северния склон на рида "Гората" (южно от с. Малко Градище) и дайки в южния склон (северно и североизточно от с. Вълче поле). В южния склон на рида (западно от шосето Малко Градище – Дъбовец), се разкрива пачка от варовици, отнасяна към задругата на 1-вия кисел вулканизъм от Източните Родопи (олигоцен) и едно голямо тяло от риолити и трахириолити, считани за продукт на 2-рия кисел вулканизъм (олигоцен).

Южно от рида "Гората", на широка площ се разкрива дебелата до 400 m Вълчеполска моласова свита, включваща конгломерати, пясъчници, глини и въглища с прослойки от кисели туфи. Възрастта й се приема за олигоцен-миоценска. Северно от рида "Гората" широко се разкрива Ахматовската свита, изградена от чакъли, пясъци и глини с дебелина над 230 m.



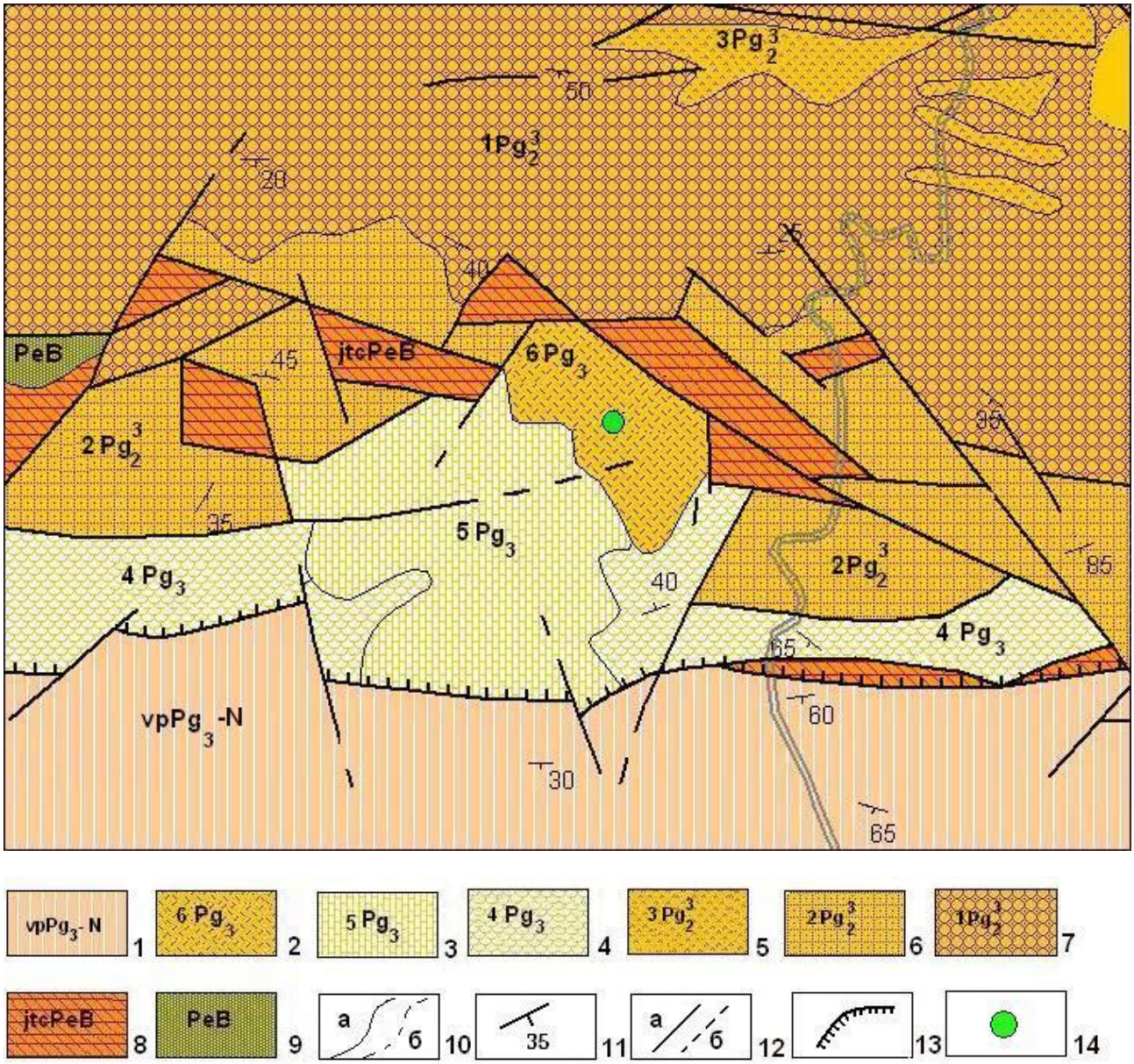
Фиг. 2. Риолитите имат формата на разкъсана греда, която изгражда билото на рида "Гората", източно от вр. Света Марина

Кватернерът е представен от малки разкрития на алувиални седименти в югозападната и североизточната част на района и пролувиални и делувиално-пролувиални наслаги, развити по северния стръмен склон на рида "Гората", между с. Мезек и западно от с. Малко градище.

Характеристика на геотопа

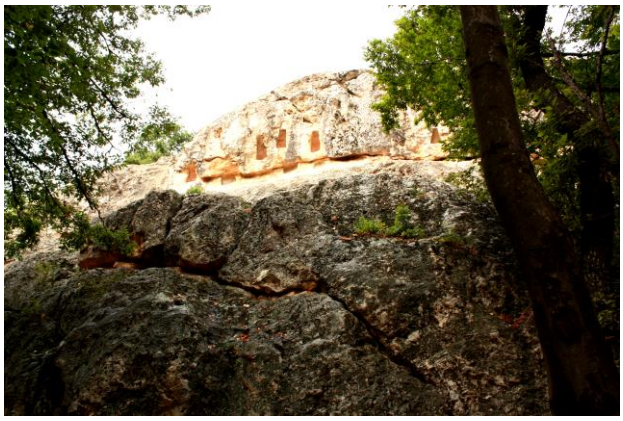
Образуването на "Глухите камъни" е резултат от вулканските процеси и ерозията. Ерозията е разрушила коренните скали – главно риолити, но с повече разливи, туфозен материал и приабонския базален конгломерат, а здравите риолити са останали като позитивни релефни образувания. Вероятно това е пукнатинен вулкански корен, с малко запазени разливи около него. На терена риолитите оформят разкъсана скална греда с дайкообразен облик (фиг. 2), но без ясни контакти с вместващите ги скали, представени от редуване на риолитови туфи, риолити и приабонски конгломерати. Общата дължина на разкритието е около 400 m при дебелина от 30 до 40 m. Посоката на "гредата" е 120°. Тя изгражда билото на рида "Гората", източно от вр. Света Марина.

Височината на отделните зъбери е 30-40 m, като най-внушителен е "Самия камък", който е най-висок от всички, но е разположен най-ниско, в източния склон на рида. Той е недостъпен без специални съоръжения.



Фиг. 3. Геоложка карта на района в М 1:50000 (по Боянов и др., 1989): 1 – задруга на Вълчеполската моласа (Олигоцен-Миоцен) от чакъли, конгломерати, пясъчници, глини, кисели туфи, въглища; 2 – задруга на втория кисел вулканизъм (Олигоцен) от риолити, трахириолити; 3 и 4 задруга на първия кисел вулканизъм (Олигоцен); 3 – пачка на органогенни (рифови) варовици; 4 – пачка кисели туфи, туфити, органогенни варовици; 5 – задруга на Лозенски кисел вулканизъм (Горен Еоцен) от риодацити, трахи риодацити, до трахитацити; 6 – въгленосно-песъчлива задруга (Горен Еоцен) от конгломерати, пясъчници, глинести алевролити и въглища; 7 – брекчоконгломератна задруга (Горен Еоцен) с червени и червеновиолетови брекчоконгломерати, конгломерати и пясъчници; 8 и 9 Прародопска надгрупа (Докамбрий); 8 – метаултрабазити (метасерпентинити); 9 – Жълтичалска пъстра свита: гнайси, шисти и амфиболити; 10 – литостратиграфска граница, а) нормална, б) трансгресивна; 11 – знак за ориентировка на пластовете; 12 – разсед, а) установен, б) предполагаем; 13 – навлак; 14 – местоположение на "Глухите камъни"

Риолитите са напукани главно в три посоки. Основната система пукнатини има посока 20º и потъва на ИЮИ под ъгъл 70°. По нея гредата се напуква блоково и най-силно се еродира, поради което тя е разкъсана на отделни скални разкрития, между които се развива тревна и дървесна растителност. Втората система пукнатини има посока около 110° и следва посоката на "гредата". Тя потъва на СИ под ъгъл 65°. Трета система пукнатини е с посока 135° и потъва 35-40º на ЮЗ. По големите пукнатини са се развили ерозионни процеси, които изнасят материал надолу по склона. Цялата "греда" се оказва твърде силно напукана и разчленена на отделни, различно големи фрагменти, които подсилват красотата й. Във всички системи пукнатини се установяват кварцови жилки с дължина до няколко метра и дебелина 1-2 cm. Самите риолити са силно окварцени, което говори за слабо проявена хидротермална дейност. Има и следи от излужване, вероятно на сулфиди. Много са и кварцовите гнезда, струпвания и др. Риолитите са шуплести, на много места по кавернозната им повърхност са се образували микроезерца като очи, в които до късно през лятото има вода.



Фиг. 4. Глухите камъни представляват геотоп с естетическа и археологическа стойност: в приабон-олигоценските туфи и риолити са издълбани скални ниши, свързвани с културата на траките

Глухите камъни са обект с естетическа и археологическа стойност (фиг. 4). Те се намират близо до шосето Любимец – Ивайловград, на превала на рида "Гората", недалеч от вр. Света Марина (708.6), на около 1.5 km от горския кантон на билото, вдясно от шосето. Геотопът е включен в един от официалните туристически маршрути в Източните Родопи и се посещава както от туристи, така и от местното население. С кола се достига почти до тях по широк, но неподдържан път с неясни указателни табели. Гледката от скалите е много красива. На юг се намира яз. Ивайловград и селата Бориславци и Малки Воден. На изток – паметникът на вр. Шейновец за събитията през 1912 г., на север се разстилат билните части на рида "Гората", а на запад са зелените дебри на вр. Света Марина. Самите "Глухи камъни" са също в гора от дъбове, липи, дървоводни лески, дървовиден бръшлян и др. От една страна гората ги подчертава със зеления си цвят, тъй като те са бели до жълтеникави, но от друга страна ги скрива от погледа и те не изглеждат много внушителни. В района на скалите има и естествени скални ниши и пещероподобни образувания, някои от които са доста обширни. Една от тези пещери е била превърната в кариера за трошен камък за строежа на шосето и е напълно унищожена.

Фиг. 5. На върха на скалния масив е изсечена дълбока правоъгълна щерна за събиране и съхраняване на вода

Скалният комплекс "Глухите камъни" е изключително атрактивен археологически паметник. В отвесните стени на повечето от скалите тук са изсечени стотици ниши (фиг. 7). Нишите често са издълбани на труднодостъпни места, на пръв поглед без някаква организация. Върху заравнения връх на най-западния и доминиращ над околните скален масив е изсечена дълбока правоъгълна щерна за събиране и съхраняване на вода (фиг. 5). До нея води добре оформена в камъка двураменна стълба.

Фиг. 6. В южното лице на скалата е издълбано пещероподобно помещение, с правоъгълен план и куполообразно покритие, от което започва добре оформена в камъка двураменна стълба, водеща към щерна

Южното лице на скалата, където започва стълбата, е оформено отвесно (фиг. 6). На това място в скалата е издълбано пещероподобно помещение, с правоъгълен план и куполообразно покритие (Делев 1982, 256-258, обр. 149-156).

През лятото на 2008 г. се постави началото на археологическото проучване на обекта. Проведените обхождания на района показаха, че границите на комплекса са много по-широки.

Фиг. 7. Стотиците скални ниши сред риолитовите туфи често са издълбани на трудно достъпни места

Десетки изявени скали с ниши има и по склоновете. Общият брой на нишите надхвърля 300 – това е най-голямото съсредоточие на такива паметници, срещащи се само в Източните Родопи. Преобладават тези с трапецовидна форма, но има и правоъгълни и арковидни, както и хоризонтално изсечени. В терасирани участъци по склоновете се регистрираха следи от каменни сгради и масивни стени. Множеството иманярски изкопи са разкрили значителни културни напластявания с материали от праисторията до средновековието. Издирванията през 2008 г. се увенчаха с важно откритие – скална гравюра (петроглиф), изсечена в долната част на една от скалите с ниши (фиг. 8). По предварителни оценки изображението представлява соларен символ – стилизирано изображение на слънчевата ладия (Нехризов 2009).

Фиг. 8. Откритата през 2008 г. скална гравюра (петроглиф), изсечена в долната част на една от скалите с ниши по предварителни оценки представлява соларен символ – стилизирано изображение на слънчевата ладия

Особено важни са резултатите от разкопките през 2009 г. Благодарение на тях се изясни, че на обекта има значимо тракийско присъствие в края на II и през I хил. пр. Хр. Разкритите следи от многослойно обитаване – подови замазки и огнища, както и богатият керамичен материал и многобройни находки говорят за изключителен интензитет на използването на това място от траките в продължение на период от около 600 години (Нехризов, 2010).

През тази година започнаха проучванията на църквата, разположена на най-високата площадка на билото (фиг. 9). Паметникът е сериозно пострадал от иманярска дейност, но въпреки това е изяснено, че върху структури от желязната епоха (светилище?) през V-VI в. е изградена трикорабна църква. По-късно сградата е реконструирана и използването й продължава и през средновековието, от когато са установени два строителни периода. При разкопките са открити и части от мраморни олтарни прегради, преизползван по-късно блок с изсечен кръст, фрагментирана църковна утвар, луксозна византийска керамика, монети от XI-XII в. (Кацарова, Грозданов 2010).

Фиг. 9. Средновековната трикорабна църква, разположена на най-високата площадка на билото, е изградена върху структури от желязната епоха (светилище?) през V-VI в.

В процеса на разкриване на църквата се установи, че изсечените в скалата непосредствено северно от нея улеи, помещение, стълба и щерна, трябва да се свържат с периодите на нейното функциониране, а не с по-ранните, както се смяташе досега.

Заключение

При разработването на Регистъра и кадастъра на геоложките феномени в България "Глухите камъни" са оценени като геотоп с национална значимост (Илиев, Желев, 2002). Това е обект, при който трудно може да се отдели естетическата от духовната и археологическа стойност. Очевидно нишите са основната причина за обявяването му за природна забележителност, макар че в заповедта за защита те са отбелязани като естествени. Независимо от това, районът предлага много добри възможности за отдих и туризъм и обектът се посещава както от любители на природните красоти, така и от почитатели на археологията. За да се посещава от повече туристи е необходимо да се подновят табелите и маркировката, както и да се направят информационни табели с данни за геоложкото развитие на областта и генезиса на скалните образувания. Това ще допринесе за засилване на интереса към тях и задоволяване любопитството на посетителите към геоложките процеси, протичали в района през Приабона и Олигоцена. Комплексът "Глухите камъни" представлява археологически паметник с висока научна и културна стойност.

Благодарности. Настоящата публикация е резултат от работата по договор ВУ-ОХН-304/07 и ВУ-ОХН-1003/07 с Фонд "Научни изследвания".

Литература

Боянов, И. 1971. Младопалеогенски и неогенски наложени депресии върху източната част на Източнородопския блок. – В: *Йовчев, Й. (ред.). Тектонски строеж на България.* С., Техника, 127-132.

Боянов, И., Д. Кожухаров, А. Горанов, М. Русева, Ж. Шиляфова, Й. Янев. 1989. *Геоложка карта на България в М 1:100000, к.л. Хасково.* Комитет по геология и минерални ресурси, Геология и геофизика АД.

Боянов, И., Д. Кожухаров, А. Горанов, Е. Кожухарова, М. Русева, Ж. Шиляфова. 1992. *Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100000, к.л. Хасково.* С., Jusautor, 70 с.

Делев, П. 1982. Сакар планина и Източни Родопи. – В: *Мегалитите в Тракия. III*, С., 173-262.

Иванов, Р. 1960. Магматизмът в Източнородопското понижение, част I – геология. – *Трудове върху геол. България, сер. Геохим. и пол. изкоп., 1*, 311-387.

Илиев, З., В. Желев. 2002. *Глухите камъни, с. Вълче поле, Хасковска област.* Геофонд, МОСВ.

Кацарова, В., Д. Грозданов 2010. Археологически проучвания на обект "Църква" в м. Глухите камъни, община Любимец. – *Археологически открития и разкопки през 2009 г.* С., 427-429.

Нехризов Г. 2009. Скален култов комплекс в м. Глухите камъни при с. Малко Градище, общ. Любимец. – *Археологически открития и разкопки през 2008 г.* С., 181-184.

Нехризов Г. 2010. Скален комплекс "Глухите камъни". – *Археологически открития и разкопки през 2009 г.* С., 188-191.

Янев, Й. 1981. Вулканизм в Местенском грабене Центральных и Восточных Родопах (Южная Болгария). – В: ПК IX МС, АНСС, р.т. 3.4.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

НОВИ ДАННИ ЗА ГЕОЛОГИЯТА НА ГОЛО БЪРДО, ЗАПАДНА БЪЛГАРИЯ

Елица Илиева, Венелин Желев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; elicailieva@mgu.bg; vjjelev@yahoo.com

РЕЗЮМЕ. Обект на изследване е участък от планината Голо бърдо, разкрит в шкарпа на магистрала "Струма", между селата Студена и Ново село. Тук е установена една брекчоконгломератна задруга, включваща ненаситени валунни брекчоконгломерати, пачки от варовици, пъстри глини и кисели туфи. В разреза преобладават брекчоконгломератни пачки с неясна слестост и сортировка. Ясно наслояване се наблюдава само в глинестите пачки, дребнокъсовите конгломерати и варовиците. Извършеното опробване за микрофауна и последвалата микроскопия показа липса на фораминифери и коколити. В кластите на конгломератите участват главно валуни от триаски варовици и доломити, и рядко кварцови пясъчници и среднокисели вулканити. Като прослойки се наблюдават кисели вулкански туфи, богати на фелдшпат, кварц и биотит. Това дава основание възрастта на задругата да се приеме за синхронна на палеогенския (приабон-олигоценски) вулканизъм в Краищидите и Родопите. Двата контакта на задругата са с доломитни варовици на Боснекската свита (Среден Триас) от Искърската карбонатна група. Югозападният контакт е разлом, потъващ полегато (30-40°) на ЮЮЗ (200-212°), а североизточният е трансгресивен и несъгласен (190/67°). Брекчоконгломератната задруга има континентален (алувиално-пролувиално-лимничен) характер и е корелат на Палеогена (Приабон-Олигоцена) от Пернишкия грабен. Представлява тектонски клин в доломитните варовици на Боснекската свита, образуван след Палеогена (Савска фаза).

NEW DATA ON THE GEOLOGY OF GOLO BARDO, WESTERN BULGARIA

Elitsa Ilieva, Venelin Jelev
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; elicailieva@mgu.bg, vjjelev@yahoo.com

ABSTRACT. The investigated area is a part of the Golo Bardo Mountain, exposed on the escarpment of "Struma" highway between the villages of Studena and Novo Selo. A brecciaconglomerate formation crops out there comprising matrix-supported boulder brecciaconglomerates, packets of limestones, motley clays and acid tuffs. Its section is dominated by brecciaconglomerates of obscure lamination and grading. Distinct layering is observed only in the interbeddings of clays, tiny conglomerates and limestones. The microfauna investigation of the carbonates was negative with respect to foraminifers and coccoliths. Brecciaconglomerate clasts are composed mainly of Triassic limestones and dolomites and rare clasts of quartz sandstones and intermediate volcanics. Intercalations of acidic volcanic tuffs rich in feldspar, quartz and biotite are found as well. They give a reason this formation to be considered synchronous with the Paleogene (Priabonian-Oligocene) volcanism in the Kraishte and Rhodope regions. The formation is bounded by dolomitic limestones of the Bosnek Formation (Middle Triassic) of the Iskar carbonate group. The SW contact is a fault dipping gently (30-40°) to SSW (200-212°) but the NE contact is transgressive and discordant (190/67°). The Brecciaconglomerate Formation is a continental (alluvial-fan-limnic) establishment – a correlate of the Paleogene (Priabonian-Oligocene) sediments of the Pernik graben. It is a tectonic wedge in the dolomitic limestones of the Bosnek Formation, formed after the Paleogene (Sava orogenesis).

Въведение

Районът на Голо бърдо е бил обект на редица картировъчни (Бончев и др., 1960; Стоянов и др., 1977; Загорчев и др., 1991; 1994 и др.) и тематични работи (Бончев, 1931; Моев, 1967; 1971; 1978; Димитров, Димитров, 1931; Стефанов, 1932; Тронков, 1975; 1981; 1983; Гочев, 1983; Budurov et al., 1995; Zagorchev et al., 1998; и др.)

Първите данни за структурата на Голо бърдо дава Бончев (1931), който приема, че триаските материали са силно навлечени на север и представляват един голям навлак, наречен от него "Задвитошка плоча". При движението на "плочата" се създават вътрешни гънки, които полягат на север и се превръщат във второстепенни люспи и възседи. Бончев датира тези движения като ларамийски, а С. Димитров и Ц. Димитров (1931) като младокимерски. Гочев (1983) привежда данни за субхерцински деформации. Бончев и др. (1960) и Стоянов и др. (1977) считат, че триаските материали на Голо бърдо възсядат палеогенските седименти от Пернишкия грабен, т.е. приемат, че Пернишкият разлом има слабо изразен възседен характер, резултат от Савската орогенеза.

При прокарването на магистрала "Струма", при разклона за с. Боснек, бе разкрита нова брекчоконгломератна задруга, чийто състав, възраст и взаимоотношения водят към ново тълкуване на тектониката на Голо бърдо, като доказват значителни савски деформации. Целта на настоящата публикация е да се опише тази задруга и да се интерпретират нейните взаимоотношенията. Основните задачи са: 1) изучаване на състава и генезиса на задругата; 2) определяне на нейната възраст; 3) изследване на нейните взаимоотношенията с вместващите я триаски седименти.

Районът на изследваните разрези се намира на магистрала Струма по посока Кулата на отбивката за с. Боснек. Документирани са два разреза с генерална посока ССИ-ЮЮЗ. Разрез №1 е в ССЗ шкарп на пътя и има дължина 110 m, а разрез №2 е в ИЮИ шкарп на магистралата, има дължина 140 m, като включва и част от отбивката за с. Боснек . Документирани са двата шкарпа на пътя (фиг. 1), тъй-като в тях се разкриват различни литоложки разновидности.

Резултати

Състав. Брекчоконгломератната задруга включва главно брекчоконгломерати и глини, с прослойки от варовици и кисели туфи. Брекчоконгломератите са ненаситени. Размерите на кластите варират от 1 cm до 1 m. В късовият им състав преобладават карбонатни скали (варовици и доломити). Рядко се срещат кварцови пясъчници и среднокисели вулканити. Късовете са слабо загладени до ръбести. Спойката на брекчоконгломератите е пъстра (предимно червеникава), глинесто-песъчлива. В основата на разреза се наблюдава дребнокъсов базален конгломерат с добре загладени карбонатни късове и жълтеникава карбонатна спойка (фиг. 2).

Глините са червено-кафяви, ръждиви, с единични конгломератни късове от варовици, доломити и редки кварцови пясъчници. Глините изграждат отделни прослойки в разреза (фиг. 1, разрез 2) или латерално се съчленяват с брекчоконгломератите (фиг. 1, разрез 1). Те участват и в спойката на брекчоконгломератите. В две нива на разрез 1 в червените глини са установени калкретни конкреции (фиг. 1).

Сред глинестите и конгломератните пачки в ССЗ шкарп (фиг. 1, разрез 1; фиг. 2) се наблюдават два ясни слоя с дебелини 1.0 и 1.30 m, изградени от кисели (риолитови) туфи, богатени на фелдшпат, кварц, биотит и променен фемичен минерал.

В ЮЮИ шкарп (фиг. 1, разрез 2) са установени три пласта от светли, кремави варовици с дебелини 3.2, 0.60 и 1.90 m. Два от тях имат кластичен характер, като карбонатните класти достигат до 1 cm. Третият пласт е изграден от плътни микритни варовици.

Описание на разрезите:

Разрез №1 (ССЗ шкарп на магистралата, фиг. 1 – горе)

0 m: N 42°29.928'; E 023°08.382'

Подложка: Боснекска свита (1)

1) 0-4.50 m – Доломитни варовици (над 4.5 m)

Брекчоконгломератна задруга (2-12):

2) 4.50-5.15 m – Ненаситени дребнокъсови конгломерати с карбонатна спойка (0.65 m)

3) 5.15-12.85 m – Ръждиво-червени глини с калкрети (7.70 m)

4) 12.85-43.15 m – Ненаситени брекчоконгломерати с карбонатни късове и червена глинесто-песъчлива спойка и лещообразни прослойки от червени глини (30.30 m)

5) 43.15-53.45 m – Червени глини с калкрет (10.30 m)

6) 53.45-54.45 m – Кисели (риолитови) туфи (1.00 m)

7) 54.45-58.95 m – Червени глини (4.50 m)

8) 58.95-60.25 m – Кисели (риолитови) туфи (1.30 m)

9) 60.25-66.75 m – Червени глини (6.50 m)

Разломна горна граница: Боснекска свита (10-12)

10) 66.75-68.05 m – Черна карбонатна тектонска брекча (1.30 m)

11) 68.05-69.35 m – Катаклазирани доломитни варовици (2.60 m)

12) 69.35-71-95 m – Доломитни варовици (над 2.60 m).

Разрез №2 (ЮЮИ шкарп на магистралата и отклонението за с. Боснек, фиг. 1 – долу)

0 m: N 42°29.946'; E 023°08.297'

Подложка: Боснекска свита (1)

1) 0-15.40 m – Доломитни варовици (над 15.40 m);

Брекчоконгломератна задруга (2-15):

2) 15.40-15.60 m – Дребнокъсов базален конгломерат с късове от доломити и варовици, и бяла карбонатна спойка (0.20 m);

3) 15.60-31.75 m – Брекчоконгломерати и дребнокъсови конгломерати с отделни валуни с доломитен състав и бяла карбонатна спойка. В основата на интервала се включва тънка прослойка (4.35 m) от пъстри, предимно червеникави глини (16.15 m);

4) 31.75-47.65 m – Сивозелени глини с единични валунни късове от доломити и варовици (15.90 m);

5) 47.65-50.85 m – Кремави кластични варовици – обр. B02 (3.2 m);

6) 50.85-67.15 m – Червени глини с отделни брекчоконгломератни късове от варовици, доломити, редки кварцови пясъчници (16.30 m)

7) 67.15-76.15 m – Брекчоконгломерати, среднокъсови с от доломитни и варовикови късове, и глинесто-карбонатна спойка (9 m)

8) 76.15-76.75 m – Кремави кластични варовици – обр. B03 (0.60 m)

9) 76.75-80.20 m – Червени глини (3.45 m);

10) 80.20-86.05 m – Брекчоконгломерати, ненаситени, с глинесто-карбонатна спойка (5.85 m)

11) 86.05-87.95 m – Кремави микритни варовици (1.90 m)

12) 87.95-93.95 m – Сивозелени глини (6.0 m)

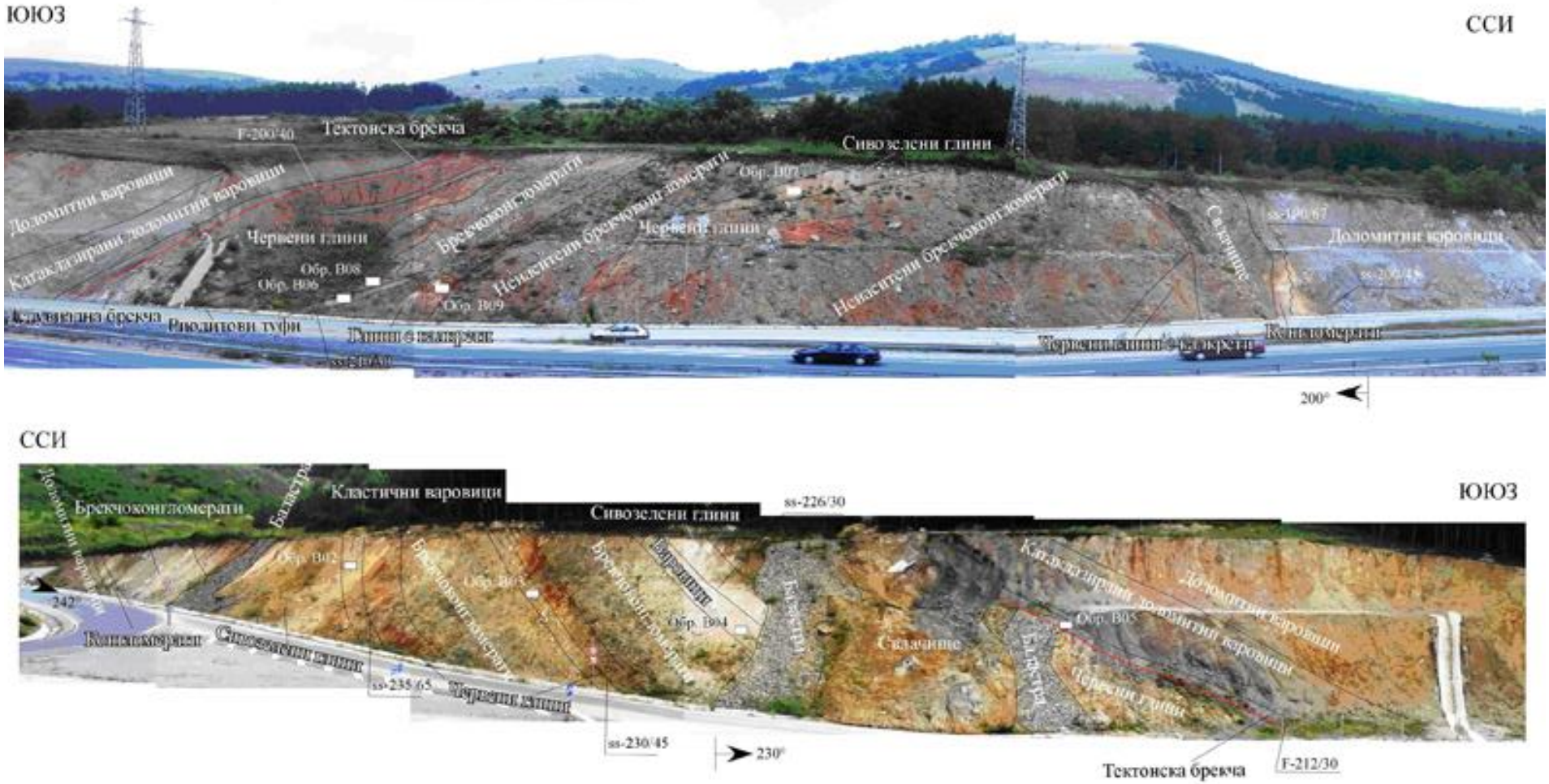
13) 93.95-100.85 m – Червено-кафяви глини с единични късове от доломити и варовици (6.90 m)

Разломна горна граница: Боснекска свита (14-16)

14) 100.85-101.35 m – Тектонска карбонатна брекча (0.5 m)

15) 101.35-103.75 m – Катаклазирани доломитни варовици (2.40 m)

16) 103.75-109.75 m – Доломитни варовици (над 6.0 m)



Фиг. 1. Разрези на шкарпа на магистрала "Струма" при разклона за с. Боснек: горе – разрез №1 (поглед на северозапад); долу – разрез №2 (поглед на югоизток)

Фиг. 2. Детайли от разреза: горе вляво – ъглово несъгласие между доломитните варовици на Триаса (1) и дребнокъсови конгломерати с карбонатна спойка (2) от основата на брекчоконгломератната задруга; горе вдясно – ненаситени брекчоконгломерати с червена глинеста спойка; средата вляво – прослойка от риолитови туфи (1) между червени глини с калкрети (2); средата вдясно – строеж на разломната зона: 1 – катаклазирани доломитни варовици, 2 – тектонска карбонатна брекча, 3 – делувиална карбонатна брекча; долу – фрагменти от тектонската брекча (вляво) и делувиалната брекча (вдясно – 1), под която се разкриват червени глини (2)

Възраст. В двата разреза не бе установена макрофауна. Изследваните 6 проби от карбонатните и глинести пачки на двата разреза (фиг. 1) не показаха наличие на фораминифери и нанофосили. Установените кисели (риолитови) туфи ни дават основание да считаме, че задругата е синхронна на палеогенския (приабон-олигоценски) вулканизъм, характерен за Краищидите и Родопите.

Взаимоотношения. Двата контакта на задругата (фиг. 1-2) са с доломитни варовици на Боснекската свита (Среден Триас) от Искърската карбонатна група. Югозападният контакт е разлом, потъващ полегато (30-40°) на ЮЮЗ (200-212°). Той се маркира от дребнокъсова тъмносива карбонатна тектонска брекча (40-50 cm) и катаклазирана зона (3-4 m). В долната част на шкарпа разломната повърхнина е скрита под тънка делувиална кора (фиг. 2). Североизточният контакт на задругата е трансгресивен и несъгласен (фиг. 1-2). Маркира се от дребнокъсов базален конгломерат с карбонатна спойка, лежащ върху доломитни варовици (190/67°).

Тълкуване на резултатите

Разликите в двата близко разположени разреза показват бързо изклинване на литотелата от задругата. Този факт, заедно с цвета (пъстър, предимно червен) на глините и спойката на брекчоконгломератите, както и присъствието на калкрети, подсказват континентален произход. В подкрепа на това е и липсата на морска макро и микрофауна в карбонатните прослойки. Тези факти дават основание да се приеме езерен произход на глините и варовиците, и алувиално-пролувиален на съчленените с тях брекчоконгломерати. Присъствието на кисели (риолитови) туфи подсказва синхронност с приабон-олигоценския вулканизъм от Краището и Родопите. Литологията и възрастта на задругата позволяват тя да се приеме за корелат на наслагите на Пернишкия грабен. Установеният възсед е сателитен на Пернишкият разлом и няколко широки разломни зони в триаските седименти от Голо бърдо, и най-вероятно е едновъзрастен с тях. Той маркира значителни тектонски деформации след Олигоцена (Савска фаза).

Благодарности. Изказваме благодарността си на проф. дгн Димитър Синьовски (МГУ) за помощта при микропалеонтоложките изследвания.

Литература

Бончев, Е. 1931. Тектонска скица на западната половина от южната окрайнина на Витоша. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 3,* 1, 1-14.

Бончев, Е. и др. 1960. Основи на тектониката в Краището и прилежащите му земи. – *Трудове върху геологията на България, Серия Стратиграфия и тектоника, 1*, 7-92.

Гочев, П. 1983. Субхерцински алохтон в Западното Средногорие. – *Геотект., тектонофиз. и геодин., 18*, 28-54.

Димитров, С., Ц. Димитров. 1931. Указания за младо-кимерска фаза от алпийското планинообразуване в Югозападна България. – *Сп. Бълг. геол. д-во, 3,* 3, 65-74.

Загорчев, И., Р. Маринова, Д. Чунев. 1991. *Геоложка карта на България в М 1:100000, к. л. Перник.* Отпечатан ВТС.

Загорчев, И, Р. Маринова, Д. Чунев, П. Чумаченко, И. Сапунов, С. Янев. 1994. *Обяснителна записка към Геоложка карта на България в М 1:100000, к. л. Перник.* С., КГМР, Геология и геофизика, 92 с.

Моев, М. 1967. Върху тектонския стоеж на Голо бърдо. – *Год. ВМГИ*, *13*, 5, 147-164.

Моев, М. 1971. Върху геоложкия строеж на радомирското поле и Голо бърдо. – *Год. ВМГИ*, *13*, 5, 167-171.

Стефанов, А. 1932. Върху стратиграфията на триасовата система в България с оглед на триаса в Голо бърдо. – *Труд. Бълг. природ. д-во, 15-16*, 227-246.

Стоянов, И., С. Христов, Т. Костадинов, Я. Миланова и др. 1977. *Доклад върху геологията на части от западното Средногорие и Любашката верига в М 1:25000.* Национален геофонд, IV-282.

Тронков, Д. 1975. Бележки върху стратиграфията на триаса в Голо бърдо. – *Палеонтол., стратигр. и литол., 1*, 71-84.

Тронков, Д. 1981. Стратиграфия триасовой системы в части Западного Средногорья (Югозападная Болгария). – *Geologica Balc., 11,* 1, 3-20.

Тронков, Д. 1983. Стратиграфические проблемы Искырской карбонатной группы (триас) Юго-Западной Болгарии. – *Geologica Balc., 13,* 5, 91-100.

Budurov, K., E. Trifonova, I. Zagorchev. 1995. The Triassic in Southwest Bulgaria. Correlation of key sections in the Iskar Carbonate Group. – *Geologica Balc., 25,* 1, 27-60.

Zagorchev, I., E. Trifonova, K. Budurov, K. Stoykova. 1998. Newly recognized Upper Triassic and Jurassic formations in Southwest Bulgaria: palaeogeographic and palaeo-geodynamic implications. – *Geologica Balc., 28,* 1-2, 35-43.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ВЪРХУ СИСТЕМАТИЗАЦИЯТА НА ТВЪРДИТЕ И ПЛАСТИЧНИ ПРИРОДНИ БИТУМИ (ТППБ)

Йордан М. Йорданов

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

Посвещава се на светлата памет на проф. Петко Мандев (1914-1996), поставил основите на изучаването на твърдите и пластични битуми в България

РЕЗЮМЕ. Цел на настоящото изследване е да се анализират новите данни за ТППБ и чрез тяхното систематизиране да се постигне по-ясно структуриране и генетично позициониране на типовете твърди и пластични природни битуми. В преобладаващата част от случаите изходен продукт за образуване на ТППБ е природния нефт. Определено място в семейството на ТППБ заема и група битумоподобни вещества (нафтоиди), които не са свързани генетично с нефта, а са продукт на природен процес на термично разпадане на органично вещество в битуминозни скали ("нафтошисти", битумолити или въглища) и дестилация в природни условия. Иглолистната смола (кехлибар или янтар), макар и с подчертан растителен произход, е също част от ТППБ. Посочените по-горе разнообразни битумогенетични линии са групирани по различни схеми от изследователите, но най-опростена и същевременно информативна е схемата на Баженова и др. (2000), които обединяват ТППБ в три генетични линии (семейства): хипергенни; термално-метаморфни; филтрационно-миграционни, именувани от Jakob (1989) и като "migrabitumen". Най-значително разнообразие се наблюдава за хипергенните ТППБ, които се проследяват по линията: нефт → малт →асфалт→асфалтит→оксикерит→хуминокерит. Термално-метаморфните ТППБ зависят от степента на метаморфизъм и вървят по линията: асфалтити (керити) → импсонити → антраксолити → графити → диамантоиди. Филтрационно-миграционните ТППБ генетично се обвързват със сорбционно-миграционни промени и от фазови превръщания и утаявания. Най-характерно за тази група ТППБ е образуването на озокерит (планински восък) и неговите разновидности. Посочените генетични линии и произтичащите от това класове ТППБ са използвани в работата за изграждане на систематизационен модел. По-голямата част от класовете ТППБ са документирани и в България. Най-значителното концентриране на малт е установено в Гегенската структура (Ц.С.България, край брега на р. Дунав), където горноюрски варовици съдържат около 700000 t неподвижен нефт. ТППБ от тип "асфалти и асфалтити" са установени са в Западния Предбалкан и в Родопската област. ТППБ от клас "озокерити" са документирани в ядчестите горноюрски (малм) варовици в разреза на Преславската антиклинала. Сведения за находки на растителни смоли има за района на височината Козница и по поречието на р. Тополница; в района на с. Дропла (Източен Балкан; в туронски наслаги край с. Врабча, Трънско, а също и в аптски материали край с. Николаево, Плевенско. Посочените находки нямат особена практическа стойност но са предпоставка за по-надеждно оценяване на потенциала за разкриване на изкопаеми горива на територията на страната.

SYSTEMATIZATION MODELS OF THE NATURAL SOLID AND PLASTIC BITUMEN (NSPB)

Jordan M. Jordanov
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; jmjordanov@mgu.bg

ABSTRACT. The purpose of the paper is to review and analyze the current data of solid and plastic natural bitumen in order to construct a new scheme of species systematization. For the majority of the cases the bitumen is the product of natural oil alteration. The autonomy classification position takes the group of bitumen-like products (naftoids), which is assumed not to be directly related to the oil. They are the products of the thermal impact influence (or metamorphism process) on the organic matter of the oil shale, bitumolits or coal seams, with consequent natural cracking-process (natural distillation). Fossil resins (amber, succinite) represent solidified hydrocabonaceous mixture derived from specific trees are also NSPB, coming from fresh water sediments. The mentioned above genetic lines of NSPB are classified by authors in different models (schemes). The most simplified systematization model is presented by Баженова et al. (2000), which subdivided bitumen types of three genetic families: the first group includes products of biodegradation and different scale oil weathering (hypergenetic bitumen). The next group incorporates HSPB of thermal-metamorphic processes, and the third group – products of retrograde condensation and evaporates fractionation. The most widely distributed are the hyperbitumen, subordinated as follows: oil – maltha – asphalt – asphaltite – oxicerite – huminocerite. Thermal-metamorphic bitumen comes as: asphaltite (cerits) – impsonite – graphite – diamantoids. The typical product of the third group is ozocetite and its derivates. The mentioned above genetic lines are used for systematization model construction. The majority of the NSPB are identified also in Bulgaria. The most concentrate amount of maltha is documented at Gigen prospect (C.N.Bulgaria, near Denube river coast), where upper Jurassic limes contain 700000 t of "dead" oil. Asphalt and asphaltite are described at the surface outcrops in West Forebalkan as well as in Rhodope Mountains area. Ozocerite is founded in the upper Jurassic rocks of Preslav anticlinoria. Data of fossil resins are available from Koznitza high and Topolnitza river value; near village Dropla of East Forebalkan; within Turionian successions of Tran area, as well as in Aptian rocks near Nikolaevo village, Pleven district. Described occurrences of NSPB are not of practical importance, but they are an important feature for better petroleum prospectivity assessment.

Въведение

Негативната тенденция в темпа на нарастване на световните запаси и ресурси от конвенционален нефт и газ изостриха интереса към нетрадиционните източници на въглеводородни ресурси. Съществена част от тези ресурси представляват твърдите и пластични природни битуми (ТППБ), които са известни от най-ранната история на човечеството и са били предмет на изследване както от прагматична гледна точка, така и от генетична. Цел на настоящото изследване е да се анализират натрупаните през последните десетилетия нова данни за ТППБ и посредством тяхното систематизиране се постигне по-ясно структуриране и генетично позициониране на широкото разнообразие от типове и разновидности твърди и пластични природни битуми.

Условия за образуване на ТППБ

Изходно вещество

В преобладаващата част от случаите изходен продукт за образуване на ТППБ е природният нефт, с пълното разнообразие на неговото съществуване и условия на залягане. Поради тази причина за ТППБ се използва терминът нафтиди или епинафтиди, възприет и в българската литература (Дешев, 1991). Определено място в семейството на ТППБ заема и група битумоподобни вещества, именувани в руската литература като нафтоиди. Те не са свързани генетично с нефта, а са продукт на природен процес на термично трансформиране на органично вещество в битуминозни скали ("нафтошисти", битумолити или въглища) и дестилация в природни условия. Иглолистната смола (кехлибар или янтар), е също част от ТППБ, обвързана по произход с пресноводни утайки (Jehlinka et al., 2004). Въз основа на изложеното по-горе може да се обобщи, че ТППБ водят начало си от три относително самостоятелни източника: природен нефт с неговото разнообразие); дисперсното и концентрираното органично вещество в седиментни наслаги; изкопаеми растителни смоли, отложени най-често в пресноводни басейни**.**

Природни процеси, които водят до образуването на ТППБ

В литературата са известни многочислени работи по процесите, които водят до образуване на ТППБ (Успенский и др., 1964; Хант, 1982; Лопатин, 1983; Cornelius, 1987; Jacob, 1989; и др.). В най-общ план ТППБ са продукт от: хипергенните процеси (химическо, физическо и бактериално въздействие); регионалното нарастване на термо-баричните параметри (регионални катагенни и метагенни процеси), в това число и в резултат на магматично-контактен и/или восоко температурен хидротермален прогрев; сорбционни процеси в хода на миграцията и фазови превръщания при привнос на нови фракции; термично въздействие с последваща дестилация в резултат подземно химическо изгаряне. Преобладаващата част от упоменатите процеси са добре известни на специалистите. Ще се спрем само на "екзотичния" пример за образуване на ТППБ (нафтоиди) от подземно изгаряне, установено в района на планината Янган-Тау (Горящата планина, Русия). Предполага се, че наблюдаваните в този район нафтоиди са продукт от подземно химическо изгаряне на сапропелови нафтошисти (Успенский и др., 1964; 198). Настоящият преглед няма претенциите да обхване пълното разнообразие на възможните природни процеси и е логично в хода на нарастване на познанията за ТППБ да се появят и нови генетични линии. Продуктите от тях обаче се очаква да заемат "екзотично" класификационно позициониране, най-вероятно в зоната на дълбоки термокаталитични изменения по подобие на диамантоидите (Hunt, 1996).

Посочените по-горе групи процеси следва да се схващат и като битумогенетични линии, които Баженова и др. (2000), които обединяват в три генетични семейства ТППБ: *хипергенни; термално-метаморфни; филтрационно-миграционни, именувани от Jakob (1989) като "migrabitumen".*

Най-значително разнообразие се наблюдава в ТППБ, получени в резултат на хипергенни процеси. Тази група е добре изучена главно поради мащабните изследвания върху тях и ограничената дълбочина на местонахождение. Основните изменения на вещественото състав и структурните характеристики на локализираните продукти в зоната на хипергенните процеси се свеждат до физическо, химическо и бактериално въздействие в условията на крипто, идиохипергенната зона и зоната на директен достъп до атмосферен кислород и аеробни бактерии. Хипергенните ТППБ са субординационно организирани в следната последователност: **нефт → малт → асфалт→ асфалтит→ оксикерит→ хуминокерит** (фиг. 1). Последните два класа се характеризират с дълбока окисленост и почти пълна загуба на приликата с първичния нефт. Налице са и признаци за хумификация с образуване на свободни хуминови киселини.

Следващата обширна по разнообразие група е тази на термално-метаморфните ТППБ, които са установени на множество находища и в България (Мандев, Каменов, 1978; и др.). В литературата е налице съгласуваност по отношение на ролята на степента на метаморфизма за систематизирането на тази група ТППБ. Те най-често се подреждат по линията: **асфалт → асфалтит → импсонит → антраксолит → графит → диамантоиди.** Последните обединяват група продукти (адамантин, диадамантин, тридиадамантин и др.), описани от Wingert (1992). Цитираният автор ги обвързва с високо-температурно въздействие върху газокондензат от формацията Smackover (6098 m, Канада). В случаите, когато изходният продукт е на нафтенова основа, асфалтените са представени от вурцилит и албертит (фиг. 2). Известни различия са налице в практиката на руската школа. По степен на метаморфизъм те въвеждат обширен клас керити (неразтворими, за разлика от асфалтите) и обособяват клас с ниска степен и клас с висока степен (антраксолити). Последните от своя страна също се поделят на три подкласа по степен на промяна. Към най-силно променените са отнесени шунгитите, открити в около селището Шунга в Карелия.

Към разглежданата битумогенетична линия принадлежат и посочените по-горе нафтоиди. В руската литература е прието да се разграничават α, β и γ продукти. Алфа (α) нафтоидите са най-често тъмноцветни (черни) недиференцирани продукти от деструкция на ОВ на сапропелова основа. Те съдържат повече непределни

въглеводороди и по химичен състав показват широко разнообразие – от малт до антраксолит. Бета (β) нафтоидите показват повишено съдържание на парафини, поради което са известни и като парафинити. В тази група са идентифицирани хатчетит, хризматит, алгарит и др. Към тези продукти се отнасят и т.н. олефинити, които има каучукоподобна характеристика. Гама (γ) нафтоидите са продукт от природна пиролиза главно на хумусен първичен материал. Известни са още като кертизити. Описаната по-горе номенклатура не е възприета в англоезичната литература, но ТППБ с такъв произход са установени в множество находища, в това число и в Южна България. По неоспорим начин те са идентифицирани като продукт на моментен интензивен термичен товар от олигоценски риолитови разливи в Родопската област (Мандев, Каменов, 1978). Установени са като включения в риолити (Цанова, 1962) и като резултат от хидротермално прогряване (Велев, Янев, 1965).

Продуктите от термално-метаморфните ТППБ се установяват най-често под форма на жили, гнезда и впръслеци и най-често нямат практическа стойност.

Филтрационно-миграционните ТППБ се приема да са продукт от сорбционно-миграционни промени в структурата и вещественото състав, както и от фазови превръщания, съпроводени с утаявания (деасфалтизация). Вторият процес е вероятно предизвикан от термодинамични промени и/или привност на новогенерирани леки (бензинови) фракции, които предизвикат отделяне на смолисто-асфалтенова маса. Най-характерен случай за тази група ТППБ е образуването на озокерит (планински восък). Специалистите са обединени около схващането че озокеритът е продукт от фазово-ретроградни процеси върху нефт на парафинова основа или тежки кондензати. Формата на присъствие е най-често жилна, макар и да са известни ограничен брой находища с разливи. Освен тази основна линия на миграционните ТППБ, някои автори са склонни да причислят към тях и продуктите от бактериално окисляване на озокерит, с краен продукт, известен като алгаритит и елатеритит (Баженова и др., 2000; и др.). Първият продукт е характерен със склонността си на набъбва във вода, а вторият показва характерна пластичност и консистенция близка до тази на каучука. И двата продукта се срещат в зони на натрупване на озокерит.

Общи принципи на класифицирането на ТППБ. Класификационна практика

Първите опити за систематизация на ТППБ се обвързват с името на H. Amraham, които през 50те години на миналия век дава основите на съвременното класифициране (Abraham, 1960). Към този период са и обобщаващите работи на руската школа и по-точно с изследванията на Успенский и Радченко, които представят познатата класификация в стил "Айфелова кула". По-късно класификационните проблеми се обсъждат от Гольдберг (1981), Лопатин (1983), Баженова и др. (2000), Cornelius, (1987), Jakob (1989) и др. В българската литература те са обобщени от Занева-Добранова (2002). Интересна по своята простота и заедно с това достатъчно информативна е схемата на Бека и Высоцкий (1976), които обособяват три групи ТППБ – сепарационни, оксибитуми и пиробитуми. Тя е възприета и от Трошанов (1986). В прегледа ще се посочи и класификационната работа на Каменов и др. (1984) върху битумолитните находища.

Независимо от множеството варианти все още няма устойчив модел и най-вероятната причина е природното разнообразие на продуктите. Известно е, че класове продукти като асфалти, асфалтити, керити, оксикерити могат да се образуват по различна генетична линия, но се отличават с еднакви или сходни физико-химични параметри (например вурцилит и блещива смола; албертит и грахамит и др.; Jacob, 1989). Най-висока клетъчна диференциация намираме в работите на руската школа, представена от цитираните по-горе автори. Техните модели са базирани на няколко основни признака (геохимия, формата на присъствие на продукта, характера на процесите, довели до неговото образуване и др.). На тази основа са въведени множество генетични "семейства" (общо 10 генетични линии в работата на Успенский и др., 1964). Принципно подходът предоставя възможност за постигане на висока степен на дробност, но заедно с това е налице и неудобство от обстоятелството, че едни и същи продукти попадат в различни класификационни полета (клетки). Това е вероятно причина за резервираност от страна на широк кръг специалисти, които дават предпочитание на по-опростени схеми. Това е причината в настоящата работа да предложим опростен модел, с отделяне на хипергенни; катагенно-метаморфни и ТППБ от фазови превръщания. Принципно предложената схема е опит за актуализиран прочит и съвместяване на моделите на Баженова и др. (2002) и Jacob (1989) (фиг. 2-3). Без претенции за изчерпателност, в таблица 1 са обобщени основните характеристики на по-важните ТППБ, въведени в предложените схеми за систематизация.

По-важни находища на ТППБ в България

В резултат на усилията на поредица изследователи и най-вече на Петко Мандев (1914-1996), са описани множество повърхностни прояви на ТППБ от почти всички класове. Те са установени и в ядков материал в значителен брой сондажи на територията на Северна и Южна България.

ТППБ от клас "малт". Най-значителното концентриране на малт е установено в Гегенската структура (централна северна България, край брега на р. Дунав), където горноюрски варовици съдържат около 700000 t неподвижен нефт (Боков, 1963). Произходът към настоящия момент не е достатъчно изяснен, но близостта до нефта от Тюленовското находище подсказва близък произход, който според автора е свързан с юрски генериращи скали. Впоследствие първичните продукти най-вероятно са претърпели интензивна хипергенна преработка, с активна биогенна деградация. Находки от малт са добре документирани от Мандев и Монов (1977) в ургонски варовици от района на с.с. Лиляче и Стояново (Западен Предбалкан). Малт се описва и от множество находища от Южна и ЮЗ. България (Мандев и др., 1972; Мандев, Каменов, 1978), но произходът е различен. Описани са находки с произход от първичен нефт и находки от импулсно термично натоварване на битуминозни скали. От този тип вероятно са и ТППБ

описани от Драгоманов и др. (1996). Те установяват повишено присъствие на нафтени в нефтена проба от сондаж ХГ-1 Хвойна. В разкрития на повърхността от този район са описани битумонасищания, част от които вероятно са от клас "малт". Освен посочените и документирани находки, множество проявления са установени в сондажни разрези и кариери, но са без надеждна документация.

ТППБ от тип "асфалти и асфалтити". С известна условност може да се приема, че са установени два типа ТППБ от клас асфалти и асфалтити: получени по хипергенен път и получени чрез контактно-метаморфно или хидротермално въздействие на битуминозни скали. Пример от първия тип са находките от кариера в района на с. Лиляче (Западен Предбалкан), с.с Пелатиково и Страдалово (Кюстендилско) (Мандев, Велев, 1965-66), с. Извор (Радомирско) (Мандев и др., 1972-73). Продуктите имат миграционен произход, вероятно свързан с палеогенски генериращи скали и впоследствие хипергенно променени до асфалт и асфалтит (грахамит). Определената плътност е от 1.05 до 1.15 g/cm^3. Подобен произход може да се препише и на ТППБ, установени в ядката на сонд. С-122 и С-78 от района на Смолян (Мандев, Каменов, 1978). По-специфичен е генезисът на ТППБ от тези класове за находищата в разкрития около с. Птичар, Кърджалийско (Велев, Янев., 1964-65). Цитираните автори предполагат хидротермално въздействие върху битуминозни скали и изнасяне на продуктите по миграционни пътища. Образуваните въглеводороди са претърпели и хипергенни процеси, довели до преобразуването на асфалт, гилсонит и албертит. Според нас пробата описана като албертит е по-скоро блещива смола ("glance pitch") или грахамит ("Grahamite"), т.к. показва 14-28% разтворимост. Мандев и Каменов (1978), а също и от Драгоманов и др. (1996), допускат образуването на нафтоидите да е резултат от олигоценските риолитови разливи в Родопската област и съседните земи.

ТППБ от клас "озокерити". Единствената параметрично документирана находка от озокерит е дадена от Мандев (1957; 1964) за находки в района на с. Стража, Търговищко. Проявата е част от мащабно битумопроявление в ядчестите горноюрски (малм) варовици в разреза на Преславската антиклинала, вероятно свързано с нефтогазообразуване от ааленски нефтомайчини скали (Мандев, 1964). Възможно е образуване на озокерит и в транзитните зони при формирането на триаските акумулации в Централна северна България, но към настоящия момент липсват сведения. Макар и неустановени, те вероятно присъстват заради специфичния състав на видовете нефт от района на Дъбниците, с повсеместно незначително присъствие на смоли и асфалтени.

Растителни смоли. Първите сведения за растителни смоли са свързани с обхожданията на Г. Бончев, който в началото на миналия век описва находки в района на височината Козница и по поречието на р. Тополница. Сведения за смоли дава и Е. Коен при своите профилирания през Източна Стара планина ги обвързва с еоценския флиш в района на с. Дропла (Източен Балкан). Минчев (1958) описва по-прецизно туронски растителни смоли край с. Врабча, Трънско, а също и в аптски материали край с. Николаево, Плевенско. Най-обширно проблемът с растителните смоли е разгледан от Тодоров (1974), който описва и аналитично изследва иглолистна растителна смола от аптски пясъчници в района на с. Лютиброд, Врачанско. Установената от него изкопаема смола отнася към класа на кехлибарени смоли, подклас ретинити (свързани с въглищно вещество).

Заключение

Извършеният преглед върху наличните сведения за твърдите и пластични природни битуми позволи да се усъвършенства подходът за систематизиране на широкото разнообразие от тези продукти в природата. Известните генетични линии на образуване на ТППБ са обединени в три основни направления, свързани с: хипергенни изменения на нефт и нефтопродукти; катагенни и метагенни изменения на първичен природен въглеводороден продукт и/или органично вещество в скалите; фазови превръщания от нов импулсен привнос на леки (бензинови) фракции и гравитачно диференциране на въглеводородни продукти в хода на миграционен масопренос.

Анализът на данните позволи да се направи също така извод за многообразието при образуването на ТППБ, без те да са обвързани само с една генетична линия. Това се отнася в най-висока степен за клас "асфалти", "асфалтити" и продукти от клас "керити". По-важните продукти от различните класове ТППБ са установени и в разреза на Северна и Южна България. Макар и да нямат особено практическо значение, тяхното познаване е предпоставка за по-надеждно оценяване на потенциала за разкриване на находища на изкопаеми горива на територията на страната.

Литература

Баженова, О. К., Ю. К. Бурлин, Б. А. Соколов, В. Е. Хаин. 2000. *Геология и геохимия нефти и газа*. М., Изд. МУ, 382 с.

Бека, К., И. Высоцкий. 1976. *Геология нефти и газа*. М., Недра, 592 с.

Боков, П. 1963. Относно геохимичните особености на гигенския нефтен залеж. – *Спис. БГД, 24*, 3, 275-284.

Велев, В., И. Янев. 1965.Твърди битуми от хидротермалната зона при с. Птичар, Кърджалийско. – *Год. СУ, 59, 2, Геология*.

Гольдберг, И. С. 1981. *Природные битумы СССР (закономерности формирования и размещения).* Л., Недра, 195 с.

Дешев, Е. 1991. *Геология, търсене и проучване на нефтени и газови находища*. С., Техника, 308 с.

Драгоманов, Л., В. Велев, С. Йорданова-Вълчева. 1996. Нефт и обогатени с органично вещество седименти на палеогена на Горнотракийската депресия. – *Геология и минерални ресурси*, 8, 31-34.

Занева-Добранова, Е. 2002. *Нетрадиционни източници на въглеводородни рисурси*. С., Изд. къща МГУ, 108 с.

Каменов, Б., Е. Стефанова, Г. Панов. 1984. Основни принципи за класификация на битумолитните находища. – *Тр. НИПИ, 1*, 91-98.

Лопатин, Н. В. 1983. *Образование горючих ископаемых*. М., Недра, 191 с.

Мандев, П. 1957. Битуминозни прояви в юрата при с. Стража, Търговищко. – *Год. СУ, 50, 2, Геол.*, 163-195.

Мандев, П. 1964. Озокерит в малма при с. Стража, Търговищко. – *Спис. БГД, 25*, 3, 295-299.

Мандев, П., В. Велев. 1965-1966. Асфалтът мужди селата Пелатиково и Страдалово в палеогена на Кюстендилско. – *Год. СУ, ГГФ, Кн. 1, Геология*, 351-363.

Мандев, П., К. Маркова, Л. Дончева. 1972-1973. Твърди въглеводороди в палеогена при с. Извор, Радомирско. – *Год. СУ, 65, 1, Геология*, 207-214.

Мандев, П., Б. Монов. 1977. Нефтени прояви в ургонските варовици при селата Лиляче и Стояново, Врачанско. – *Спис. БГД, 38*, 1, 1-11.

Мандев, П., Бл. Каменов. 1978. Газонефтени прояви и битуминозност на палеогена в ЮЗ България, Родопите и съседните области. – *Год. СУ, ГГФ, 70, 1*, 253-270.

Минчев, Д. 1958. Находка на изкпаема смола в туронските въглища при с. Врабча, Трънско. – *Год. СУ, БГГФ, 51, 2, Геология*, 19-108.

Тодоров, Т. 1974. Изследвания върху изкопаемата смола от апта при с. Лютиброд, Врачанско. – *Нефтена и въгл. геология, 23*, 189-197.

Трошанов, В. 1986. *Геология и проучване на нефтени и газови находища.* С., Техника, 354 с.

Успенский, В. А., О. А. Радченко, Е. Н. Глебовая, А. И. Горская, А. П. Шишкова, Г. М. Пиппарова, Л. Ф. Колотова, Т. Н. Мельцанова. 1964. Основы генетической классификации битумов. – *Труды ВНИГРИ, 230*, 267 с.

Хант, Дж. 1982. *Геология и геофимия нефти и газа*. М., Мир, 703 с.

Цанова, Т. 1962. За органичните минерални образувания в Смолянските риолити. – *Спис. БГД, 33*, 2, 216-219.

Abraham, H. 1960. *Asphalts and Allied Substances. 1. Historical Review and Natural Raw Materials*. Princeton University Press, Princeton, NJ, 370 p.

Cornelius, C. D. 1987. Classification of natural bitumen: A physical and chemical approach. – In: *AAPG Studies in Geology, 25*, 165-174.

Jacob, H. 1989. Classification, structure, genesis and practical importance of natural solid bitumen (“migrabitumen”). – *Int. J. Coal Geology*, 11, 65-79.

Jehlinka, J., S. E. Jorge Villar, H. G. M. Edwards. 2004. Fourier transform Raman spectra of Czech and Moravian fossil resins from freshwater sediments. – *J. Raman Spectroscopy, 35*, 761-767.

Hunt, J. 1996. *Petroleum Geochemistry and Geology*. W. H. Freeman and Co., New York, 743 p.

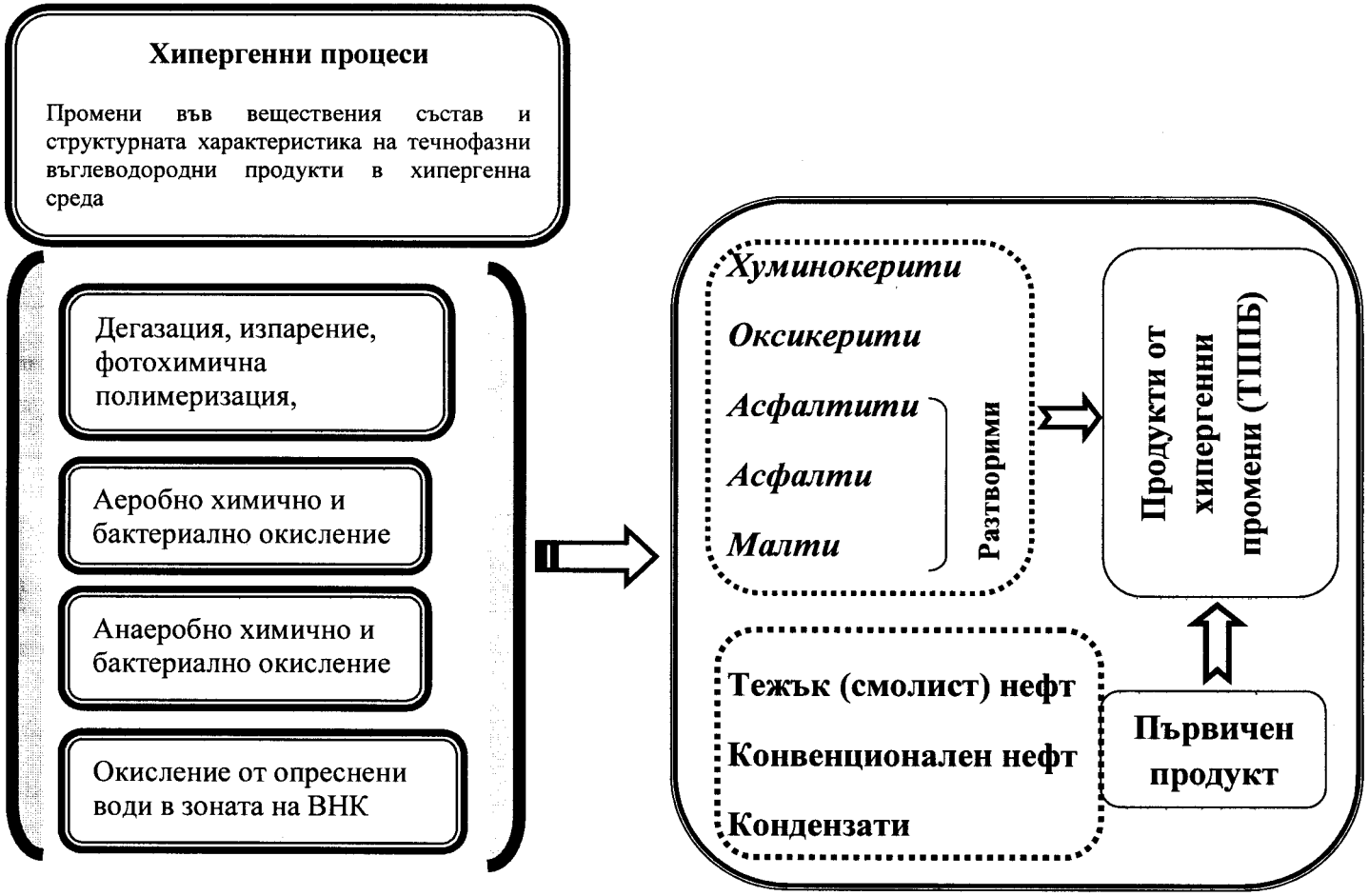
Wingler, W. S. 1992. G.C.-m.s. analysis of diamantoid hydrocarbons in Smackover petroleums. – *Fuel, 71*, 37-43.

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

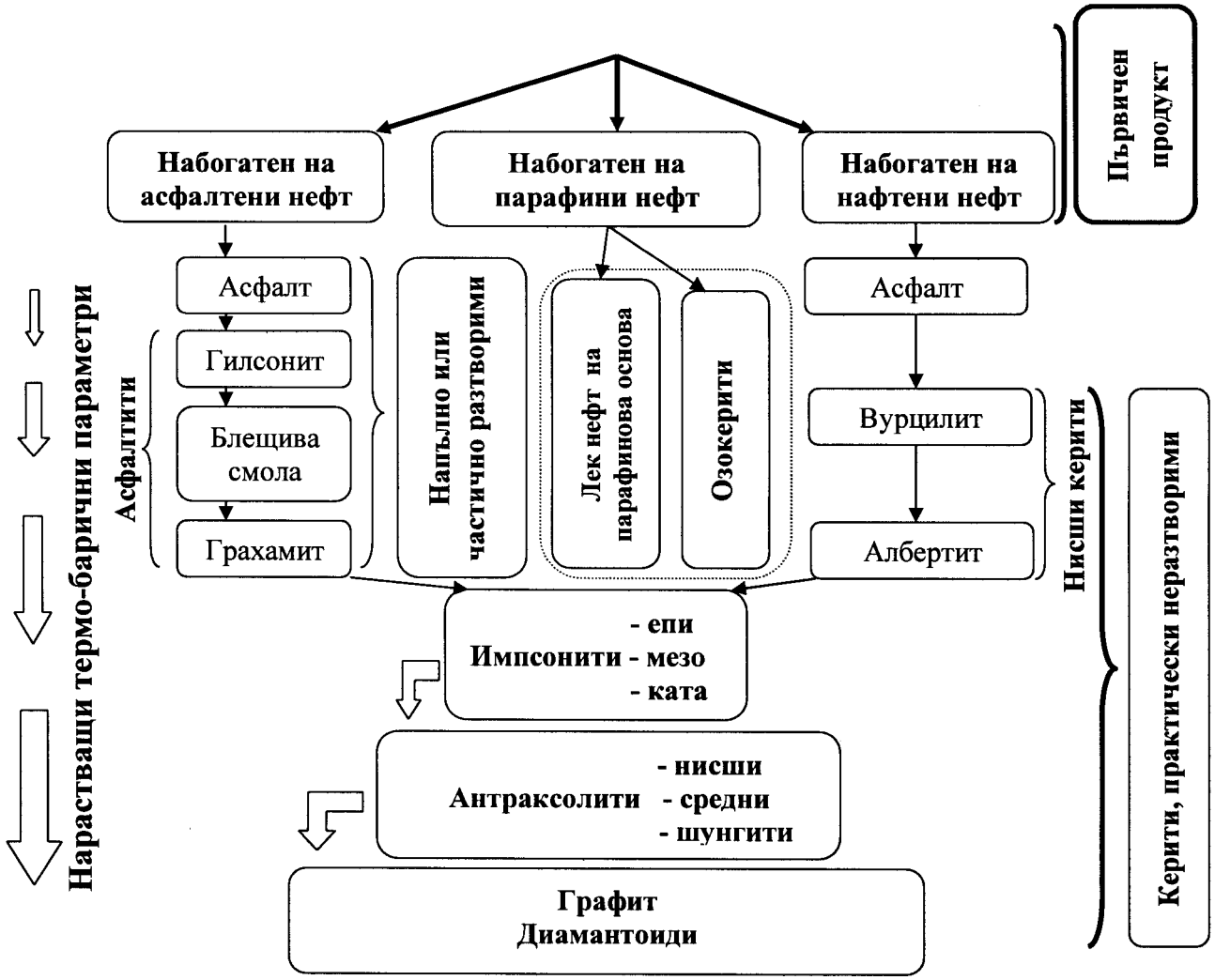
Таблица 1. *Обобщена характеристика на по-важните твърди и пластични природни битуми (ТППБ)*

Генетична група	Клас	Вид	Условия на образуване	Отличителни класификационни белези
ТППБ от хипергенни процеси (оксинафтиди)	Хуминокерити (Елкерити)		Изветряне в най-висока степен на оксикерити	Разтворимост в разтвори на основи; бежово-кафяв цвят; признаци за хумификация
	Оксикерити		Дълбоко изветряне на асфалт и асфалтит	Повишеното съдържание на кислород – 5-6%; непълна разтворимост; характерен цвят на изветрял битумен продукт; не се разтварят в разтвори на основи
	Асфалтити		Изветряне и биодеградация на асфалт.	Маслена фракция под 25 %; плътност по-малка от 1.20 g/cm3; точка на топене – 120-320 °C; 60-90% разтворимост в орг. разтворители
	Асфалт		Изветряне и биодеградация на малт	Маслена фракция от 25 до 40 %; плътност по-малка от 1.15 g/cm^3; точка на топене 65-95°C; напълно разтворим в орг. разтворители
	Малт		Изветряне и биодеградация на нефт	Маслена фракция от 40 до 65 %; плътност 0.97 – 1.0 g/cm^3; напълно разтворими в орг. разтворители
ТППБ от фазови превръщания и фазово диференциране в при миграционен	Озокерити	Озокерит	Сорбционна и гравитационна диференциация, ретроградна кондензация	Плътност по-малка от 1 g/cm3; точка на топене 48-50°C, напълно разтворим
		Алгарит	Въглехидратно-белтъчни вещества, преработени от микроорганизми	Характерна особеност е пълната разтворимост във вода. Среща се като кори с жълто-кафяв цвят
		Елатерит	Част от находките имат гъбеста структура, което може да се тълкува като генетична обвързаност с емулсии	Ккаучукоподобни битуми с ограничена разтворимост, повишено съдържание на водород (до 12%) и повишено съдържание на сяра и азот
		Хатчетит Hatchetite Евенкит	Крекинг-процеси с кристализация на озокерит или нефт (?). Има и други мнения.	Минерален (планински) лой; кристален стоеж; плътност 0.85-0.9 g/cm^3; температура на топене 49-51°C
		Хорсанни озокерити	Неясна природа. Озокеритова руда.	Продукти от изветряне на озокерит, който първично е набогатен на циклични въглеводороди и смоли

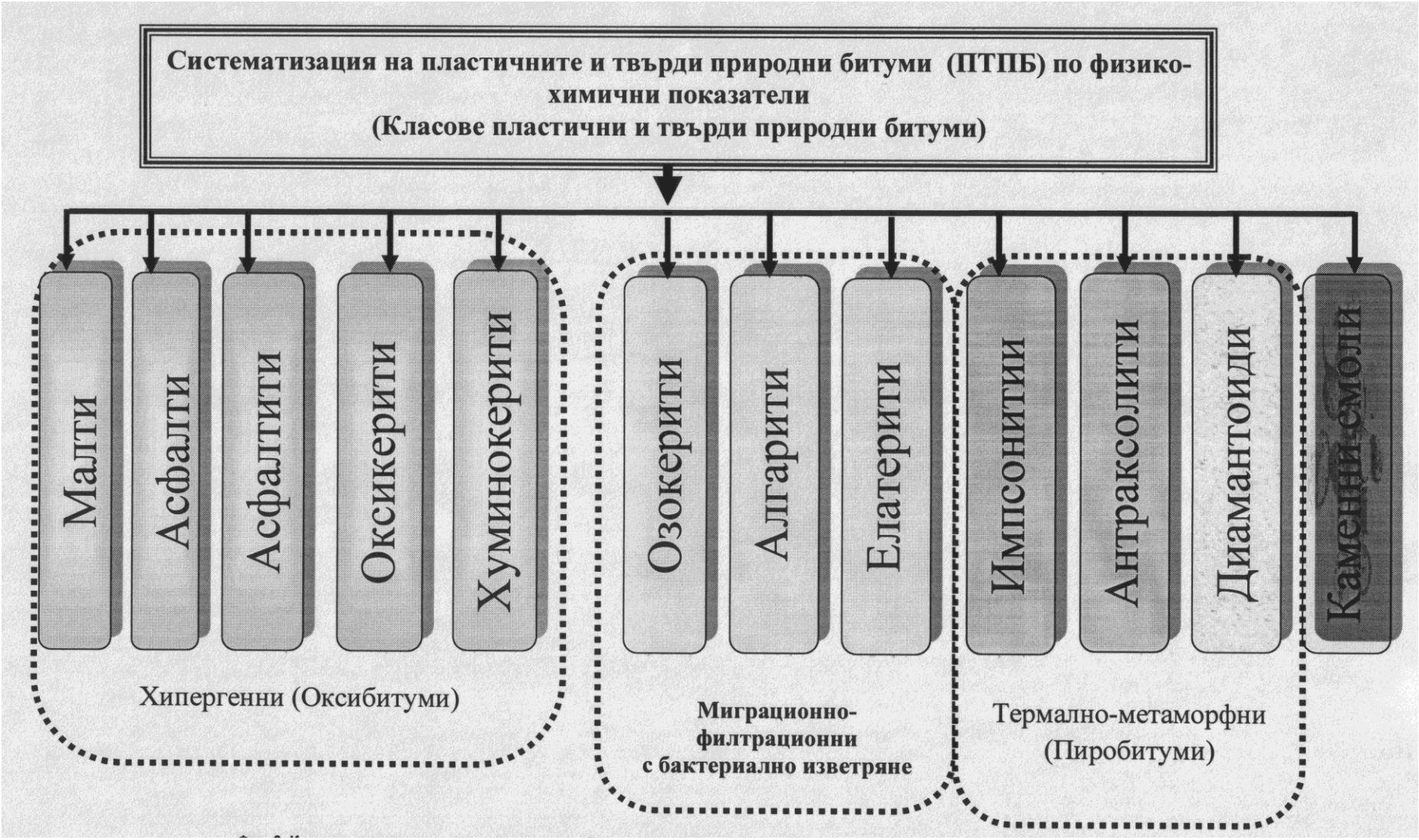
Изкопаеми смоли	Смоли (кехлибар)	Множество местни наименования	Смолисти продукти от иглолистни и хвойнови	Жълто до червеникав цвят; 2-3 твърдост по Моос; водород – до 10%; разтворими в органични разтворители. Плътност 1.05-1.15 g/cm^3
Термално-метаморфни ТППБ (пиробитуми)	Асфалти		Природна деасфалтизация от привнос на нови леки продукти	Аналогична на хипергенните асфалти
	Асфалтити (разтворими в органични разтворители)	Вурцилит	Деасфалтизаця на нефт на нафтенова основа	Пътност 1.0-1.1 g/cm^3; неразтворим; въглерод 72-84%
		Албертит	Деасфалтизаця на нефт на нафтенова основа	Пътност 1.1-1.2 g/cm^3; неразтворим; въглерод 83-92%
		Гилсонит	Термично преобразувн асфалт	Търговското име на уйнтаит (Uintait); плътност 1.0-1.1 g/cm^3; напълно разтворим; въглерод 85-86%
		Блещива смола (Glance pitch)	Термично преобразуван асфалт	Плътност 1.1-1.15 g/cm^3; напълно разтворим; въглерод 85-86%.
		Грахамит Grahamite	Термично преобразуван асфалт	Пътност 1.15-1.25 g/cm^3; частично неразтворим; въглерод 83-90%
	Керити (жилни въглища) (неразтворими в органични разтворители)	Импсонит	Интензивно термопреобразуван асфалтит	Неразтворим; плътност 1.2-1.7 g/cm^3; въглерод 88-93%; плътен, черен на цвят
		Антраксолит	Твърде интензивно термо-барично натоварване на асфалтит	Твърд, черен продукт с плътност 1.3-2.0 g/cm^3, неразтворим, с високо съдържание на въглерод (88-98.8%); по степен на метаморфизъм се отделят нисши, средни и висши антраксолити. При твърде висока степен се достига до съдържание на въглерод повече от 95 % „шунгит" с плътност 1.8-2.0 g/cm^3. Шунгитът е електропроводен.
		Диаматоиди	Екстремален термо-барично натоварване на асфалтит	Плътност около 1.07 g/cm^3; обща формула $C_{4n+6}H_{4n+12}$.



Фиг. 1. Декомпозиция на основните типове хипергенни процеси и класове продукти (ТППБ)



Фиг. 2. Схематична систематизация на основните класове ТППБ от късна катагенеза и метагенеза(по Jacob, 1989, с допълнения на автора)



Фиг. 3. Класове пластични и твърди природни битуми (отделени по физични, химични и физико-химични параметри)

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

СЕДИМЕНТОЛОЖКА ХАРАКТЕРИСТИКА НА КАЛКРЕТИ ОТ ЮИ БЪЛГАРИЯ

Елена Колева-Рекалова[1], Иван Димитров[2], Ева Анастасова[2]

[1]Геологически институт, Българска академия на науките, 1113 София; e_koleva@geology.bas.bg
[2]Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; idim68@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Два основни текстурни типа калкрети са изследвани детайлно в ЮИ България – масивни и нодуларни. По-редки са случаите на пизоидни калкрети и долокрети. Масивните калкрети са изградени предимно от микрит. В някои от тях, освен калцитен микрит, се установява увеличено съдържание на глинести минерали. В двата типа калкрети се наблюдават пукнатини на изсъхване с неправилни форми. Пукнатините са запълнени с микроспаритни и спаритни мозайки. В повечето от изследваните проби не се наблюдават калцитизирани корени или други биогенни структури, така че най-вероятно калкретите са утаени от подземните води. Този тип калкрети се формират чрез изместваща кристализация на калцит в порите, главно поради евапотранспирация и дегазация на водите. Типични педогенни калкрети се наблюдават по-рядко.

SEDIMENTOLOGICAL CHARACTERISTICS OF CALCRETES FROM SE BULGARIA

Elena Koleva-Rekalova[1], Ivan Dimitrov[2], Eva Anastasova[2]

[1]Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; e_koleva@geology.bas.bg
[2]University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; idim68@abv.bg

ABSTRACT. Two basic structural types of calcretes are studied in details in Southeast Bulgaria – massive and nodular. More rarely pizoidal calcretes and dolocretes are encountered. The massive calcretes comprise mainly micrite. In some varieties, in addition to the calcitic and dolomitic micrite, clay minerals are frequent. Desiccation cracks are common in the two types. The cracks are filled with microsparitic and sparitic mosaics. In most of the calcretes, plant roots or other biogenic structures are not observed. This suggests that the calcretes were deposited by ground waters. The ground water calcretes are formed by displacive growth of calcite, mainly because of evapotranspiration and degassing of ground waters. Typical pedogenic calcretes are rarely observed.

Въведение

Палео и съвременни калкретни профили са детайлно изследвани и описани в геоложката, предимно западна, литература (Wright, Tucker, 1991; Alonso-Zarza, 2003; Khalaf, 2007; Wright, 2007; и много други). Палеокалкретите дават информация за климатичните промени в геоложкото минало, а от там и за условията на формиране и особеностите на континенталните отложения. Съвременните калкрети и калкретизираните (карбонатизирани) в различна степен почви също са добри климатични индикатори. Нерядко те се зараждат и нарастват в земеделски площи, оказвайки сериозно влияние върху почвеното плодородие.

Карбонатът е характерен компонент за почвите. Той може да бъде внесен в тях или чрез директното му утаяване в порите на почвите, или чрез изместване и заместване на съществуващи вече скали. Карбонатните почви и калкрети се образуват най-често в райони, в които евапорацията надвишава количеството на валежите.

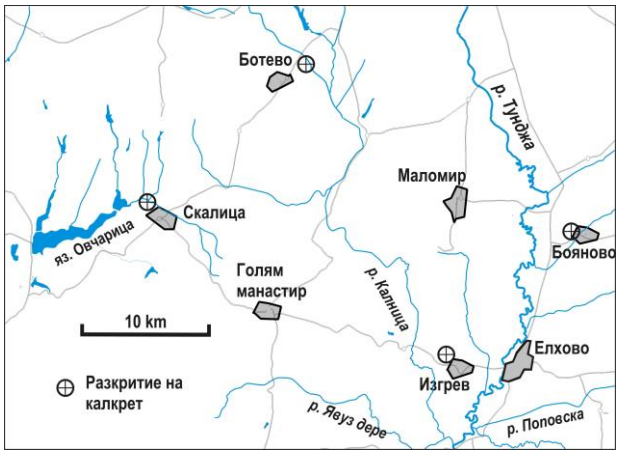
Примерите на изследвани калкретни профили в българската геоложка литература са много малко. Те са предимно от палеокалкрети с триаска възраст от Северна и Северозападна България (Mader, Chatalov, 1988; Ajdanliiski, 2000; Chatalov, 2006) и такива от Струмската единица, Краище (Kolodziej et al., 2006). Млади и съвременни калкрети и калкретизирани почви от Източнотракийската низина (ЮИ България) са описани от Dimitrov (2009), Димитров и др. (2009; 2010). Те са изследвани в геоморфоложко, геохимично, хидрохимично, хидрогеоложко и физикохимично отношение. Установени са педогенни калкрети и такива, които са свързани с разтоварването на подпочвени води в склоновете на местните речни долини или т.нар. базални калкрети (Димитров и др., 2010). Педогенните калкрети формират дисковидни тела, разположени върху локални възвишения, докато базалните калкрети се разкриват като греди, паралелни на някои речни долини. Като базални в изследваната област могат да се класифицират плътните карбонати, разкриващи се в ниските части на долините на реките Калница, Явуз Дере, Поповска Тунджа и техните притоци (фиг. 1). В района освен калкрети има и долокрети (Димитров и др., 2010), съдържащи значително количество доломит. Количеството на магнезиевия окис е неравномерно разпределено и в регионален, и в локален мащаб, така че се наблюдават разнообразни преходни разновидности между типичен калкрет и долокрет.

Досега в българската геоложка литература горе-изброените карбонатни акумулации са интерпретирани като инфилтрационни варовици и са отделени като Дугановски член на Елховската свита (Коюмджиева и др., 1984) и Пръстнишка свита (Ангелова и др., 1991; Ангелова, 1992).

Настоящата работа се явява продължение на изследванията на Димитров и др. (2009; 2010). Обърнато е внимание предимно на микроседиментоложкото изследване на калкретни профили от посочения район. Целта е да се установят микротекстурите, структурите и минералния състав на калкретите във връзка с доуточняване на критериите за тяхната класификация, а от там на условията на образуването им.

Кратки данни за геоложкия строеж и литостратиграфията на района

Изследваният район е в пределите на Източнотракийската низина, Югоизточна България (фиг. 1). Теренът между Ямбол и Елхово представлява грабеново понижение, запълнено с плиоценски и кватернерни отложения (Христов, 1969). Савов (1983) определя плиоценските (неогенски) седименти като късна въгленосна моласа. Кватернерните седименти от Тунджанското понижение и Сливенската котловина са алувиални, пролувиални, делувиални, елувиални, колувиално-свлачищни, смесени, блатни, химично утаени и антропогенни (Ангелова и др., 1991; Ангелова, 1992). Коюмджиева и др. (1984) обединяват неогенските седиментни скали от района в Елховска свита (меот-плиоцен) с два члена – Изгревски и Дугановски. Към Дугановския член авторите отнасят едно тяло от "бели, плътни и ядчести алевритни и песъчливи инфилтрационни варовици" с дебелина 21-28 m. Ангелова и др. (1991) обособяват "инфилтрационните" варовици в района в Пръстнишка свита (еоплейстоцен-плейстоценска възраст).



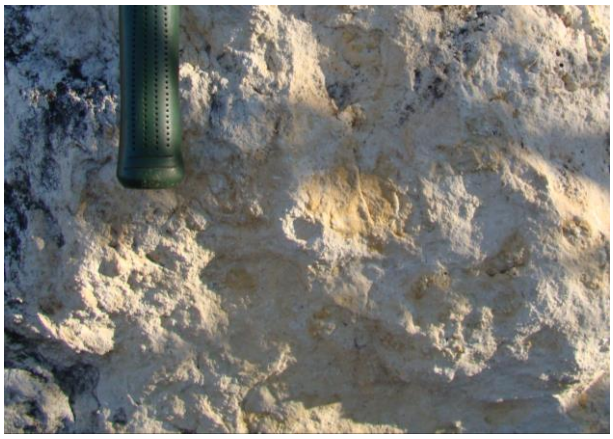
Фиг. 1. Местоположение на изследвания район и калкретните профили

При проведените през 2009 г. и 2010 г. теренни изследвания бе установено, че "Дугановски тип" карбонати се срещат повсеместно в областта, като нерядко са разположени в няколко нива с различна надморска височина и стратиграфска позиция.

Материал и методи

Седиментоложките изследвания са направени на базата на описанието и опробването на голям брой калкретни тела в района на селата Ботево, Бояново, Скалица, Изгрев, и др. (фиг. 1). На разрезите при Бояново (фиг. 2) и Скалица (фиг. 3) е извършено опробване в отделни интервали, за проследяване на развитието на калкретните профили в латерална посока. Значително внимание бе отделено на микроскопското изследване на дюншлифи. Бяха прегледани и описани 60 броя дюншлифи. Това изследване е важно за установяване на микротекстурите, структурите и минералния състав на изследваните калкрети. В допълнение минералният състав на основните карбонатни минерали, както и тяхната форма, бяха определени чрез електронно-микроскопски изследвания (SEM) на 3 броя образци от разрези при селата Ботево, Бояново и Скалица. SEM изследванията са направени със сканиращ електронен микроскоп "JEOL SUPERPROBE 733" и рентгенов микроанализатор "ORTEC-500" и програмата "Sprint III" в електронно-микроскопската лаборатория при Геологически институт на БАН.

Фиг. 2. Калкрет при с. Ботево – долно (базално) ниво; найлоновият плик е с дължина 20 cm



Фиг. 3. Калкрет при с. Бояново – горно ниво; дръжката на чука е широка около 3 cm

Микроскопско изследване

Настоящото микроскопско изследване е проведено на образци от калкретни профили в района на селата

Бояново, Ботево и Скалица (фиг. 1-3). При сравнителните изследвания са използвани и образци от разкритието при с. Изгрев (типов разрез на Пръстнишката свита). Установени са главно масивни и нодуларни, а по-рядко пизоидни калкрети и долокрети.

Масивни калкрети и долокрети

Масивните калкрети са характерни за базалните нива при с. Ботево и Бояново. Те са изградени преимуществено от калцитен микрит (фиг. 4.1 и 4.3). На места микритът прекристализира в микроспарит и спарит, формирайки пелоиди с различни размери и разнообразни форми. В зависимост от степента на калкретизация микритът съдържа в различно количество реликти от глинести минерали и/или черно органично вещество. Количеството на кластичните компоненти (кварц, плагиоклази, калиеви фелдшпати, скални късчета, мусковитови и биотитови люспи) също варира – от единични зърна до максимално 20%, предимно с песъчливи размери. Като правило, количеството на тези компоненти намалява отдолу нагоре в калкретния профил. Част от зърната имат бистри изопахитни (с еднаква дебелина) обвивки, съставени от микроспаритни и спаритни кристали (фиг. 4.1). Често кластичните компоненти са кородирани и подложени в различна степен на вторична калцитизация (фиг. 4.3). По-лесно се калцитизират плагиоклазите и калиевите фелдшпати, а най-трудно – кварцът. В изследваните масивни калкрети се установяват пукнатини на изсъхване с разнообразни форми, които са запълнени с микроспаритни и спаритни мозайки. В тези калкрети не се наблюдават ризолити, алвеоларно-септални структури, *Microcodium* и други реликти от корени на растения. Те обаче се отличават със сравнително голяма пористост – на места до 25%.

За определяне на вида на карбоната в масивните калкрети бяха направени SEM анализи. Беше установено, че микритните и спаритните кристали в калкретите от кариерката при с. Ботево (фиг. 2) са представени от калцит (табл. 1 и фиг. 5, образец BT 1). Тези от помпената станция при с. Бояново (фиг. 3) изцяло са изградени от доломит (табл. 1 и фиг. 1, образец BN 1) и представляват пример за масивни долокрети. По форма калцитните и доломитните микритни и спаритни кристали не се различават (фиг. 4.5, 4.6 и 4.7).

Нодуларни калкрети

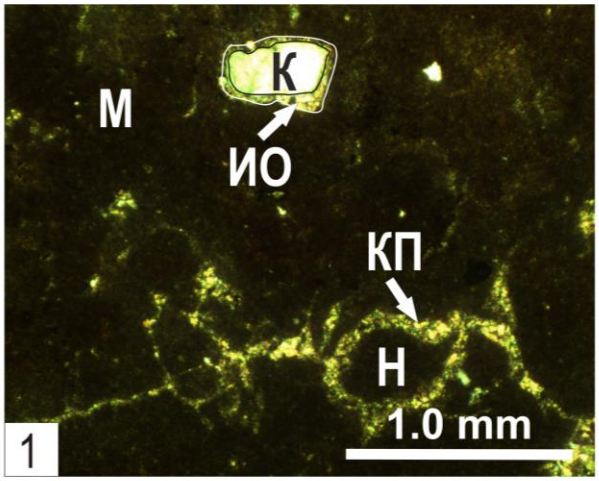
При микроскопското изследване бяха разграничени три вида нодули в калкретите – зараждащи се, транспортирани и образувани на място.

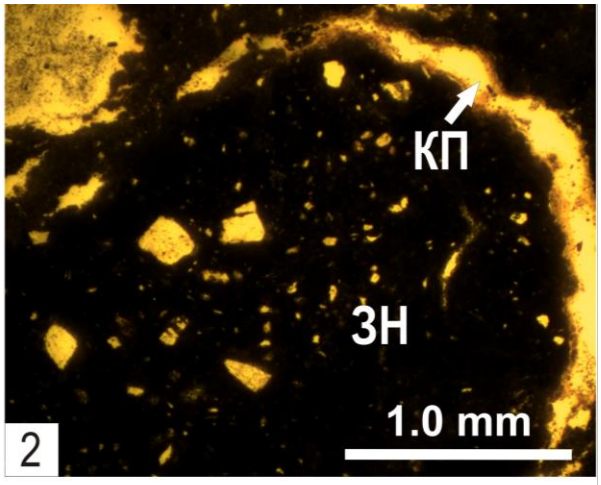
Първите два вида се наблюдават в кариерата при с. Скалица. В интервала 60-80 cm присъстват нодули с максимални размери до 8.0 x 6.0 mm. Повечето от тях са изградени от тъмна маса, набогатена с черно органично вещество (фиг. 4.2). Установява се, че на места тази реликтова маса започва да се замества от сив калцитен микрит. Понякога калцитизацията е по-напреднала и по периферията на нодулите има ивици от сив микрит (формата на микритните кристали се вижда на фиг. 4.8). Това е пример на зараждаща се нодулизация. В материалите от най-горния интервал на кариерата (0-20 cm) присъстват светлосиви карбонатни нодули, които са много здрави и добре заоблени, с елипсоидална и по-рядко сфероидална форма. Те се срещат заедно с жълтеникави кварцови класти. Размерите на нодулите и кластите са разнообразни – от 1.0x1.0 до максимално 10.0x8.0 mm. В дюншлифите се установи, че нодулите са изградени предимно от микрит (само единични от тях от микроспарит), а кластите – от композитен кварц. Добрата литификация и заобленост на нодулите, както и присъствието на кварцови класти, са доказателство, че те са били подложени на транспорт и преотлагане.

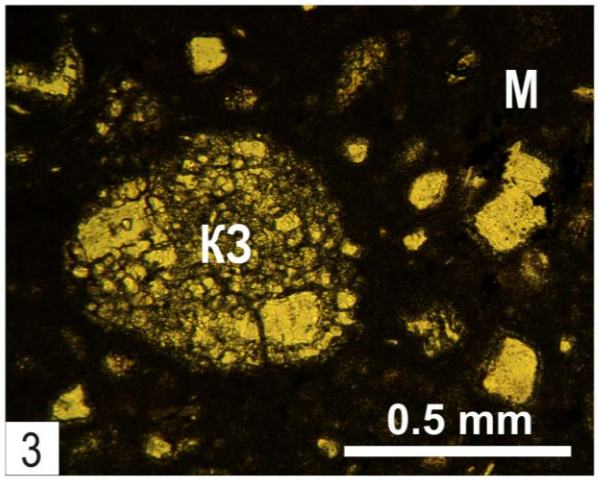
Образуваните на място нодули са най-характерни за калкретните тела при с. Ботево. Понякога в тези калкрети се наблюдават редки нодули, а в случаите, когато количеството им превиши 50% – те вече се отнасят към нодуларните разновидности. Размерите на нодулите рядко превишават 10.0 mm. Някои имат добре обособена форма, а други – по-неясна, на места постепенно преминават в основната микритна маса. Образуването на тези нодули може да се свърже с процеса на вторична прекристализация на микрита в микропарит и спарит. В първичния микрит има рапръснати Fe-оксиди/хидрооксиди. При прекристализацията те се "изтласкват" от растящите кристали и се натрупват в участъците с непрекристализирал микрит. Така нодулите придобиват червено-кафяв цвят. Колкото по-голямо е количеството на формираните нодули, толкова по-наситен е цветът на скалата. За оформянето на нодулите допринасят и концентричните пукнатини на изсъхване (фиг. 4.1), които често възникват около тях. Тези пукнатини са запълнени с микроспаритни и спаритни мозайки.

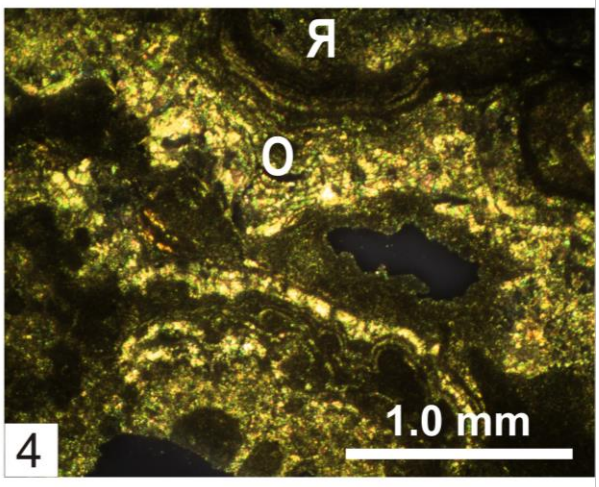
В изследваните от нас нодуларни калкрети не бяха намерени биогенни структури – калцитизирани корени, клетки и др. Пористостта на места достига до 15%.

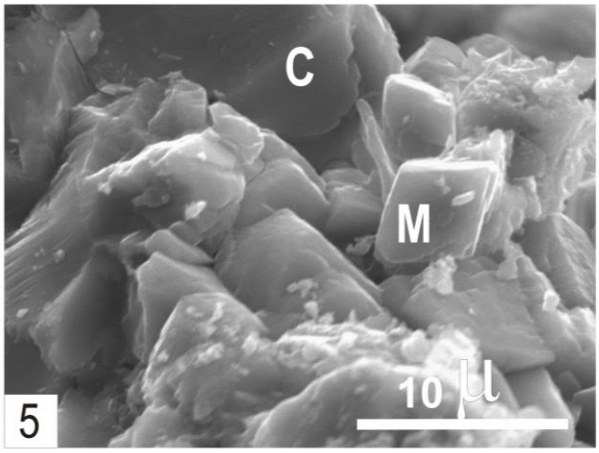
Фиг. 4. Микроскопски фотоснимки (1-4): 1 – концентрични пукнатини на изсъхване (КП), запълнени с бистър спарит, около нодул (Н) в микритна основна маса (М), в горната част изопахитна обвивка (ИО) около кварцово зърно (К), дюншлиф 2-KB-1_p1 (b), x4, 10, X N, кариера Ботево; 2 – зараждащ се нодул (ЗН) с концентрични пукнатини (КП), дюншлиф skal_60-80-1-p1(c), x4, II N, кариера Скалица; 3 – кородирано и частично калцитизирано кластично зърно (КЗ) в микритен матрикс (М), дюншлиф BN-30-2(c), x 10, II N, с. Бояново; 4 – пизоиди с добре обособени ядра (Я) и спаритни обвивки (О), дюншлиф BN-4_p1(D), x4, X N, с. Бояново. SEM фотоснимки (5-8): 5 – микритни (М) и спаритни (С) кристали, образец BN1_01, x4000, кариера Бояново; 6 – микрит (М) и спаритна ивица (СИ), образец BN4_08, X6000, кариера Бояново; 7 – микрит (М), спарит (С) и кварцово зърно (К), образец BT1_03, x 4000, кариера Ботево; 8 – микритни кристали (М), образец S_02, x7800, кариера Скалица

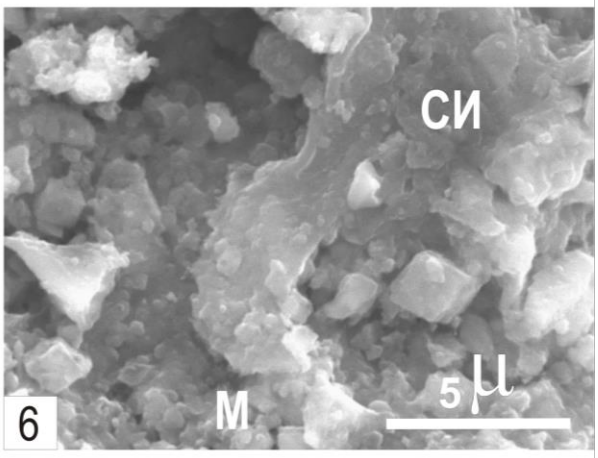

М
К
ИО
КП
Н
1.0 mm
1

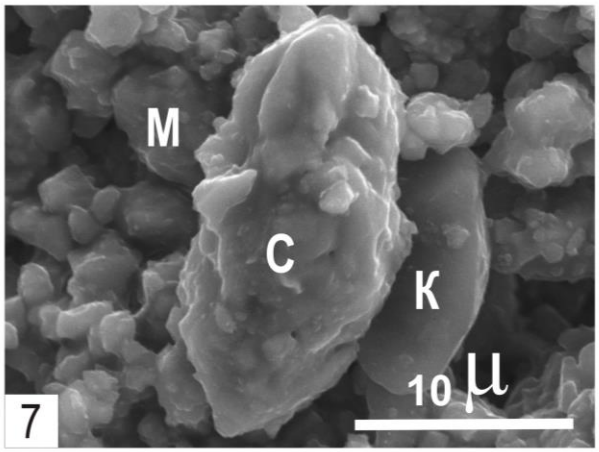

КП
ЗН
1.0 mm
2

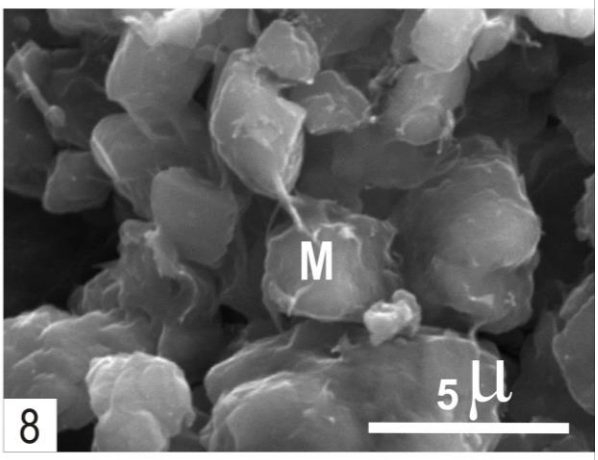

М
КЗ
0.5 mm
3


Я
О
1.0 mm
4


С
М
10 μ
5


СИ
М
5 μ
6


М
С
К
10 μ
7


М
5 μ
8

Пизоидни долокрети

Те са изключително редки. Установяват се единствено в горните части на разреза при с. Бояново – помпената станция. Пизоидите са с разнообразни размери – от 1.0x1.0 до 20.0x11.0 mm. Често около по-големите от тях има концентрични пори. Пористостта е около 10%. Ядрата на пизоидите най-често са изградени от микрит (фиг. 4.4). Има и ядра, в които освен микрит се срещат пелоиди и зачатъчни пизоиди (с една обвивка). Обвивките на пизоидите са с различен брой. Понякога се наблюдават ядра с една обвивка – често микритна (зачатъчни пизоиди). Други ядра имат по няколко обвивки. Те приличат на строматолитни образувания и са изградени от влакнести микроспаритни и спаритни калцитни кристали. Дебелината на единичните микритни обвивки не превишава 0.1 mm, докато дебелината на "строматолитните" обвивки на места достига до 2.0-2.5 mm. Рядко се срещат сложни пизоиди – два или три зачатъчни пизоида, с малки размери, са обвити с една обща по-дебела, обикновено "строматолитна" обвивка.

Често около пизоидите се установяват концентрични пукнатини на изсъхване. Те са запълнени с бистри микроспаритни или спаритни мозайки.

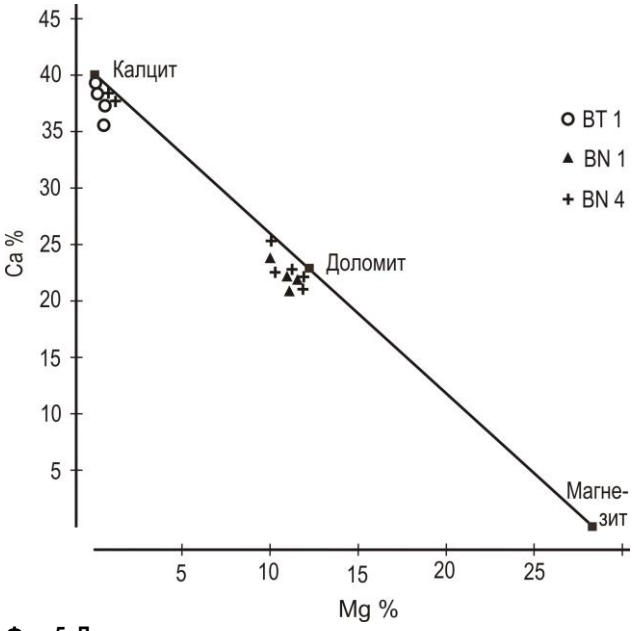
Минералният състав на карбонатите в пизоидните разновидности е определен чрез SEM анализи. Беше установено, че ядрата на пизоидите са изградени от доломит (подобно на масивните долокрети от същия разрез), а обвивките им от калцит (таблица 1, фиг. 5, образец BN 4). Най-вероятно, образуването на обвивките е станало в един по-късен етап и от разтвори с различен състав.

Таблица 1. *Данни от SEM анализи на съдържанията на Ca и Mg (в тегл. %) в калкрети и долокрети от Ботево (BT 1) и Бояново (BN 1 и BN 4) (анализите са извършени от Ц. Илиев)*

Образец №	Анализиран материал	Ca	Mg
BT 1	в точка – спарит	39.24	0.19
	в точка – микрит	37.33	0.66
	площно (16 x 16 μ)	35.88	0.80
	площно (35 x 35 μ)	38.08	0.55
BN 1	площно (12 x12 μ)	24.06	10.64
	в точка – спарит	22.20	12.59
	в точка – микрит	23.29	11.43
	площно (25 x 25 μ)	21.71	11.14
BN 4	в точка – парит, запълващ пукнатина	37.85	0.85
	в точка – микрит	23.40	11.11
	площно (40 x 40 μ)	21.16	11.78
	в точка - микрит	22.88	12.38
	площно (20 x 20 μ) – част от спаритна ивица	38.14	0.71
	площно (20 x 20 μ) – спаритни кристали	26.30	10.87
	в точка – спарит	25.60	11.14

Дискусия

От предходните данни, както и от настоящото микроседиментоложко изследване, беше установено, че повечето изследвани калкрети и долокрети са свързани с дейността на подпочвените води. Тези образувания са наречени базални калкрети от Димитров и др. (2010).



Фиг. 5. Диаграма на съдържанието на калцит и доломит

Калкретите и долокретите в изследвания район най-често са масивни и с относително голяма дебелина, като долнището им обикновено има рязък преход с подложката, а горнището по-често има постепенен преход. Не се установяват добре обособени хоризонти, както е при педогенните калкрети. Нодуларните и пизоидните текстури са редки и обикновено се срещат в горните части на разрезите. Микроскопското изследване установи, че калкретите и долокретите имат т.нар. "алфа-строеж", докато за педогенните е типичен "бета-строежът" (Wright, Tucker, 1991).

Алфа-строежът е характерен с наличието на основна маса (матрикс), изградена предимно от микрит и по-рядко от микроспарит и спарит. Присъстват пукнатини на изсъхване със сложна и концентрична форма. Срещат се редки нодули. Има в различно количество кластични компоненти, някои от които с изопахитни обвивки (или т.нар. корони). Често зърната са кородирани в различна степен и заместени от карбонат. С поляризационен и електронен микроскоп не бяха установени калцитизирани тръби, клетки, сфери или *Microcodium* (фиг. 4), типични за бета-строежа. Педогенните образувания най-често са изградени от калцит, докато тези, свързани с дейността на подпочвените води, могат да бъдат както калцитни, така и доломитни. Пористостта на базалните калкрети е значителна, вероятно защото са засегнати от карстови процеси, докато при педогенните калкрети тя почти липсва.

При базалните калкрети и долокрети обикновено акумулацията на карбонати става чрез утаяване от подпочвени води, главно във фреатичната зона или в капилярната подзона. Те са свързани с дренажни канали.

При педогенните калкрети тази акумулация се осъществява във вадозната (инфилтрационна и перколационна) зона, чрез почвообразователни процеси, свързани обикновено с по-стабилни повърхности в периодично наводнявани райони. Първите се развиват в по-пропускливи и по-грубозърнести седименти, а вторите – в по-финозърнестите материали от алувиалния профил (Pimental et al., 1996). В нашето изследване масивните (базални) калкрети се срещат най-често сред плиоценски глинести пясъци.

Заключение

В настоящото изследване е обърнато особено внимание на микроскопското изследване на механически здрави (уплътнени) калкрети, разкриващи се като дебели от по няколко метра тела сред плиоценските седименти на Източнотракийската низина (ЮИ България). Беше потвърдено, че те са свързани с дейността на подпочвените води. Микростроежът им е от алфа тип, което доказва ролята на подпочвените води за формирането им. Със SEM изследвания беше установено, че те могат да бъдат както калцитни (калкрети), така и доломитни (долокрети).

Благодарности. Изследванията са финансирани от проект Д002 89/13.12.2008 г. към фонд "Научни изследвания".

Литература

Ангелова, Д. 1992. Стратиграфия на кватернерните седименти в Сливенската котловина. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 53*, 2, 78-87.

Ангелова, Д., Н. Попов, Е. Миков. 1991. Стратиграфия на кватернерните седименти в Тунджанското понижение. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 52*, 2, 99-105.

Димитров, И., М. Панайотова, Е. Колева-Рекалова, Е. Анастасова. 2009. Начални геохимични и физикохимични наблюдения на засегнати от калкретизация райони в Източнотракийската низина. – *Год. МГУ, 52, св. I, Геол. и геофиз.,* 55-60.

Димитров, И., Д. Съчков, Б. Вълчев, К. Василева. 2010. Геохимична характеристика на калкрети от Тунджанското понижение, Югоизточна България. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 71* (под печат).

Коюмджиева, Е., С. Стойков, С. Маркова. 1984. Литостратиграфия на неогенските седименти на Тунджанския (Елховско-Ямболски) басейн. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 45*, 3, 287-295.

Савов, С. 1983. Строеж на Елховското структурно понижение. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 44*, 3, 326-331.

Христов, Р. 1969. Речни тераси в долината на р. Тунджа между Ямбол и Елхово. – *Год. ВМГИ, 16, св. II*, 209-219.

Ajdanliiski, G. 2000. Paleopedogenic occurrences in the Petrohan Terrigenous Group of the Berkovitsa Unit, NW Bulgaria. – In: *Geological Conference "Bulgarian Geology at the Threshold of the 21st Century – New Ideas and Prospective",* Abstracts, Sofia, 135-137.

Alonso-Zarza, A. M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. – *Earth-Science Reviews*, *60*, 261-298.

Chatalov, A. 2006. Calcrete paleosols in the Upper Buntsandstein from the Iskur river gorge, Northwestern Bulgaria. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 239*, 1, 1-35.

Dimitrov, I. 2009. Calcrete in southeast Bulgaria – a study in progress. – In: *International multidisciplinary scientific conference SGEM 2009. Conference proceedings volume II*, 457-464.

Khalaf, F. I. 2007. Occurrences and genesis of calcrete and dolocrete in the Mio-Pleistocene fluviatile sequence in Kuwait, northeast Arabian Peninsula. – *Sedimentary Geology*, *199*, 129-139.

Kolodziej, B., E. Koleva-Rekalova, D. Ivanova, I. Zagorchev. 2006. Pedogenic deposits and freshwater oncoids and stromatolites from Strouma Unit (Kraishte, SW Bulgaria). – In: "*Przebieg i zmiennosc sedymentacja w basenach przedgorskich"*, II Polska konferencja sedymentologiczna, POKOS2, Zwierzyniec, 20-23.06.2006, Abstracts, p. 132.

Mader, D., G. Catalov. 1988. Fluvial depositional evolution of Buntsandstein of the Teteven anticlinorium (Central Fore-Balkan, Northern Bulgaria). – *Geologica Balc., 18,* 3-30.

Pimentel, N. L., V. P. Wright, T. M. Azevedo. 1996. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of Portugal. – *Sedimentary Geology*, *105*, 1-10.

Wright, V. P. 2007. Calcrete. – In: *Geochemical Sediments and Landscapes (Eds. Nash D. J., S. J. McLaren).* RGS-IBG Book Series, Blackwell Publishing, 10-45.

Wright, V. P., M. E. Tucker. 1991. Calcretes. An introduction. – In: *Calcretes (Eds. Wright, V. P., M. E. Tucker).* IAS Reprint Series, 2. Blackwell, Oxford, 1-22.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ПЕТРОЛОГИЯ НА ВЪГЛИЩАТА ОТ ГОЦЕДЕЛЧЕВСКИЯ БАСЕЙН, ЮГОЗАПАДНА БЪЛГАРИЯ

Йордан Кортенски, Александър Здравков

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

РЕЗЮМЕ. Въглищният пласт е опробван по 10 разреза. По Международната класификация на въглищата в пласта гоцеделчевските въглища могат да се определят като металигнити според топлината им на изгаряне (средно 15.86 MJ /kg) и показателя на отражение на хуминита (средно 0.246%). Преобладават гелифицирани мацерали, които са представени предимно от подгрупа хумодетринит (атринит и денсинит). Съдържанието на липоидни мацерали е сравнително високо, като основен мацерал се явява липтодетринитът. Изходната растителност е преобладаващо широколистна, тъй като количеството на резинита не е високо. Съдържанието на инертинитовите мацерали е минимално (предимно фунгинит и символично присъствие на инертодетринит). Количеството на минералното вещество е сравнително високо, което заедно с високото съдържание на сяра в отделни части на пласта понижава качеството на въглищата. Според изчислените индекси на въглищния фациес древното торфено блато може да се определи като лимнично до лимнично-телматично реотрофно блато, което е било обводнено, но с понижаващо се водно ниво.
Ключови думи: лигнити, петрология, липоидни масерали, отражение, индекси на въглищния фациес, Гоцеделчевски басейн

PETROLOGY OF THE COAL FROM THE GOTSE DELCHEV BASIN, SOUTH-WEST BULGARIA

Jordan Kortenski, Alexander Zdravkov
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; jordan_kortenski@hotmail.com, alex_zdravkov@yahoo.com

ABSTRACT. The coal seam was sampled in 10 sections. According to the International in-seam coal classification Gotse Delchev coal can be classified as metalignite with combustion temperature – 15.86 MJ/kg and huminite reflectance – 0.246%). The petrographic composition is dominated by Huminite group macerals, among which humodetrinite (attrinite and densinite) is prevailing. The contents of lipoid macerals are relatively high, mainly due to the presence of detritic liptinite particles. Resinite contents are also low, thus suggesting precursor vegetation composed mainly of deciduous trees. Inertinite group is represented by funginite and inertodetrinite in very low amounts. The ash yield is high, which together with the high contents of sulphur in some parts of the coal seam reduces significantly the coal quality. The maceral indices point to peat formation in a seasonally drying limnic to telmatic rheotrophic marsh.
Key words: lignite, petrology, liptinite macerals, reflectance, indices of the coal facies, Gotse Delchev Basin

Въведение

Гоцеделчевският басейн се намира в Югозападна България и попада в границите на Струмско-Местенската въглищна провинция, в която въгленостността е свързана с Неогенската въглеобразувателна фаза. Целта на настоящата работа е да се актуализират петрографските изследвания, като чрез флуорисцентна микроскопия се допълнят данните за липоидните мацерали и чрез резултатите от мацералния анализ да се установи типа на древното торфено блато.

Геология на Гоцеделчевския басейн

Стратиграфия

В района на басейна са установени скали с различна възраст. Въгленосни са неогенските седименти.

Докамбрий

- *Богутевска плагиогнайсова свита.* Разкрива се в запад-северозападната и изток-югоизточната брегова ивица на басейна (фиг. 1). Изградена е от среднозърнести, биотитови, по-рядко мусковит-биотитови и амфиболови гнайси (Кожухаров, Маринова, 1994). В средната част на разреза й се срещат прослойки от лептинити с гранат, двуслюдени и мусковитови гнайси, а по целия разрез са описани неиздържани прослойки от амфиболити и лещи от мрамори. Всички скали от свитата са засегнати в различна степен от мигматизоционни процеси (Кожухаров, Маринова, 1994). Възрастта на свитата е долен протерозой. Дебелината на свитата варира от 600 до 800m.

- *Въчанска свита.* В района се разкрива от изток, запад и от юг на басейна (фиг. 1). Доминират дребнозърнести биотитови и амфибол-биотитови гнайси (Кожухаров, Маринова, 1994). В неравномерна алтерация сред биотитовите гнайси се появяват двуслюдени и амфиболови гнайси, лептинити, амфиболити, мрамори, гнайсошисти и шисти. Възрастта на свитата е долен протерозой. Приблизителната й дебелина в района е

около 700-900m (Кожухаров, Маринова, 1994).

- *Бойковска свита.* Изгражда част от южната брегова ивица на басейна (фиг. 1.1). В състава на свитата влизат двуслюдени и биотитови гнайси, които постеренно прехождат едни в други (Кожухаров, Маринова, 1994). Преобладават двуслюдените гнайси. В разреза се установяват прослойки от мусковитови и амфибол-биотитови гнайси, а понякога и мрамори. Дебелината на свитата достига до 800m.

- *Бачковска свита.* Разкрива се в източните части на басейна.Основна литоложка разновидност в Бачковската свита са еднообразни по състав лептинити, които биват мусковитови, биотитови и двуслюдени (Кожухаров, Маринова, 1994). Дебелината на свитата достига до 900 m.

- *Луковишка гнайсошистова и шистова свита.* Изградена е от разнообразни гнайси, гнайсошисти и шисти, мрамори и амфиболити (Кожухаров, Маринова, 1994). Свитата се разкрива в западните окрайнини на басейна (фиг. 1) и дебелината й достига 500m.

- *Добростанска мраморна свита.* Разкрива се в запад-югозападните и южните части на басейна (фиг. 1). Изградена е от масивни или ивичести среднозърнести мрамори и доломитни мрамори, прослоени от калкошисти, гнайсошисти и амфиболити (Кожухаров, Маринова, 1994). Дебелината на свитата достига 1000m.

- *Комплекс на метавулканитите от Родопската надгрупа.* Представен е от слоисти амфиболити, прехождащи в амфиболови шисти, в алтернация с гнайси, мрамори и амфибол-епидотови шисти (Кожухаров, Маринова, 1994).

Креда

- *Тешовски плутон*. Разкрива се на запад от басейна (фиг. 1). Тешовският плутон е изграден от биотитови гранити с преход към амфибол-биотитови гранити и гранодиорити (Кожухаров, Маринова, 1994). Възрастта се приема от Кожухаров, Маринова (1994) за горнокредна.

Неозой

- *Долна брекчоконгломератна задруга.* Разкрива се север-североизточно от басейна (фиг. 1). В състава й участват конгломерати, брекчоконгломерати, изклинващи пластове от пясъчници. В най-горната част на разреза се установяват въглепроявления (Кожухаров, Маринова, 1994). Възрастта е вероятно горноеоценска (Кожухаров, Маринова, 1994). Дебелината на задругата е до 1000m.

- *Вулканогенно-седиментен комплекс.* Скалите от комплекса изграждат бреговата ивица на басейна от север (фиг. 1). Комплексът е изграден от седименти скали (конгломерати с прослойки от аркозни пясъчници, алевролити и въглища), туфи, туфити и туфозни пясъчници и вулканити (трахириодацити, трахидацити, риодацити и дацити) (Кожухаров, Маринова, 1994). Възрастта на вулканогенно-седиментния комплекс е горноеоценска до долно- средноолигоценска (Кожухаров, Маринова, 1994).

- *Валевишка свита.* Изградена е от валунни конгломерати и едро- до дребнозърнести пясъчници с обща дебелина от 0 до 100 m. Възрастта й е определена като понт-дакска (Вацев, 1980).

- *Балдевска свита.* В състава й влизат средно- до дребнокъсови конгломерати, пясъчници, алевролити, глини, диатомити и въглища. Въглищните пластове са привързани към долната и горната част на свитата и са до 16 на брой. Общата дебелина на наслагите е 100-250 m. Възрастта на свитата е понт-дакска (Вацев, 1980).

- *Неврокопска свита*. Изградена е от разнокъсови конгломерати, от дребно- до грубозърнести пясъчници, алевролити и песъчливи глини с романска възраст (Вацев, 1980). Дебелината й варира от 50-100 до 500 m.

Кватернер. Кватернерните образувания са представени преди всичко от пролувий и алувий. Алувиалните образувания имат значително развитие по долината на р. Места (фиг. 1). Представени са от чакъли, валуни и разнозърнести пясъци с дебелина до 28m. Те са руслови, от заливните тераси и от I и II надзаливни тераси (Кожухаров, Маринова, 1994). Пролувиалните образувания са засебени като наносни конуси в периферията на котловините.

Тектоника

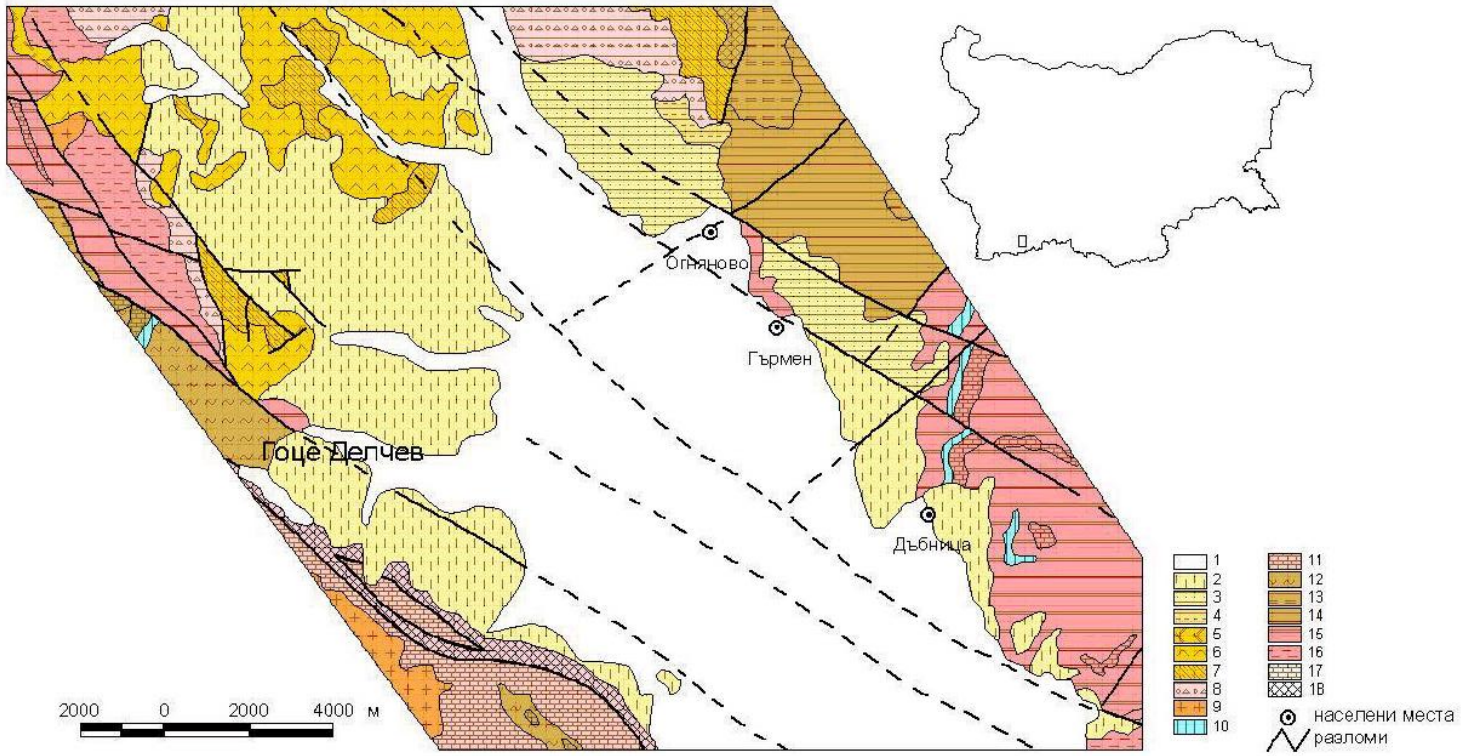
Неогенските наслаги са отложени в южната част на Местенския грабен със северозападна посока. Той е оформен от разломите на Местенската разломна зона с посока 280-290 до 300-330°. По-големи разломи в района са: Огняновски – разделя скалите на Балдевската свита от тези на Бойковската; Гърменски – разделя Балдевската от Неврокопската свита; Вълкоселски; Блатски; Бесленски (Кожухаров, Маринова, 1994).

Материал и методика

Въглищният пласт, който се разработва по открит способ е опробван в 10 разреза по цялата му дебелина, като са взети 10 пластови проби. За изследване на петрографския състав въглищата са смлени до 1 mm, споени с епоксидна смола и полирани. Аншлиф-брикетите са изследвани в отразена бяла и флуорисцентна светлина в маслена имерсия на микроскоп Leica DM250P в Лабораторията по Органична петрология. Мацералният анализ е извършен по т.н. Two Scan метод (Taylor et al., 1998), съобразно изискванията на ISO-7404-3. За да се определи процентното съдържание на мацералите и минералите е използван софтуер за интерактивно измерване на фирмата Leica, като във всяка проба са снемани отчети от минимум 600 точки. На микроскоп Leica DMRX с микрофотометър MPV-SP, при дължина на вълната 546nm, маслена имерсия (nd=1.515), обектив 50x/0.85 и еталон Gadolinium-Gallium-Granat (R=0,899) съгласно стандарта (ISO-7404-5) е измерена отражателната способност на витринита (хуминита) в 100 точки във всеки препарат.

За определяне на влагата въглищните проби са смлени до 3 mm, а за останалите параметри от техническия анализ до 0,2 mm. Всички анализи са извършени според приетите стандарти (ISO – 331, 589, 1015, 1170, 1171,1928).

Геоложка карта на Гоцеделчевския въглищен басейн



Фиг. 1. Геоложка карта на Гоцеделчевския басейн [по Геоложката карта на РБългария М1:100000 (Кожухаров, Маринова,1994)]: 1– Кватернер; 2 – Неврокопска свита; 3 – Балдевска свита; 4 – Валевишка свита; Вулканогенно-седиментен комплекс: 5 – Риодацити и дацити; 6 – Трахидацити; 7 – Туфи, конгломерати, пясъчници; 8 – Долна брекчоконгломератна задруга; 9 – Тешовски плутон – южнопирински гранити; 10 – Комплекс на метавулканитите от Родопската надгрупа; 11 – Добростанска мраморна свита; 12 – Луковишка гнайсошистова и шистова свита; 13 – Бачковска свита; 14 – Бойковска свита; 15 – Въчанска свита; 16 – Богутевска плагиогнайсова свита; 17 – Мрамори; 18 – Тектонска зона

Резултати и дискусия

Петрографски състав на въглищата

В гоцеделчевските въглища преобладават гелифицираните мацерали, при значително участие на липоидни и незначително присъствие на инертинитови мацерали. Много високо е и количеството на минералните примеси – до 42,6% (табл. 1).

Група Хуминит. Съдържанието на мацералите от тази група е от 71,5 до 85,2%, средно 80,6% на органична маса (табл. 1). Не е установен гелинит, или количеството му е незначително и не може да бъде отчетено.

- Текстинит. Количеството на текстинита е незначително. Мацералът е установен само в една от изследваните проби в съдържание едва 0,3% (табл. 1). Единичните лещи от текстинит са със запълнени от корпохуминит (флобафинит) клетъчните отвори (фиг. 2). Те са останки от корени на висши растения.

- Улминит. Съдържанието на улминит и особено на мацералния тип еу-улминит е много ниско. Еу-улминитът преобладава над текстоулминита. Като цяло съдържанието на еу-улминит варира от 1,2 до 10,8%, докато това на текстоулминита е едва от 0,4 до 3,9% (табл. 1). Формата, под която се наблюдават и двата мацерални типа на улминита е като лещи и ивици. Улминитът понякога асоциира с фунгинит и част от клетъчните му отвори са запълнени с резинит.

- Подгрупа Хумодетринит. Мацералите от тази подгрупа са с най-високо съдържание (табл. 1). Количеството на хумодетринит варира от 57,1 до 77,8% и надвишава значително сумарното за всички останали мацерали (табл. 1). Денсинитът (фиг. 3) рязко преобладава над атринита. Последният асоциира предимно с минералното вещество, с липтодетринит и инертодетринит в отделни прослойки (фиг. 4).

- Корпохуминит. Количеството му варира от 0,4 до 7,6% (табл. 1), като в една от пробите не е наблюдаван. От двата му мацерални типа – флобафинит и псевдофлобафинит преобладава вторият. Флобфинитът е установен само в лумените на текстинит (фиг. 2).

Група Липтинит. Присъствието на липоидните мацерали е сравнително високо - от 14,3 до 28,5% и средното им съдържание е 19,1% (табл. 1).

- Споринит. Представен е от микроспоринит, чието количество варира от 1,6 до 4,4% (табл. 1). Той е добре запазен (фиг. 3,4,7), среща се като единични (фиг. 3,4,7,10) или образува струпвания от послойно разположени микроспори (фиг. 6,9). Микроспоринитът често асоциира с кутинит (фиг. 6,7,9), понякога с флуоринит (фиг. 9,10), суберинит (фиг. 10) и фунгинит (фиг. 3,10). На места споринитът се наблюдава и послойно разположен в асоциация с кутинит и денсинит (фиг. 6,9).

- Кутинит. Кутинитът е установен във всички проби, но количеството му не е много голямо – от 0,5 до 1,8% (табл. 1). Наблюдават се единични запазени кутикули (фиг. 9), но по-често кутинитът е разкъсан или силно намачкан (фиг. 5, 7, 6). Дебелината на стените му е различна – от много тънкостенен (фиг. 7, 9) до дебелостенен кутинит (фиг. 5). Често кутинитът е послойно разположен, разкъсан и в алтернация с денсинит и споринит (фиг. 6, 7). Той асоциира и с флуоринит или като отделни лещи (фиг. 9), или струпвания, които понякога го обхващат като ореол (фиг. 5).

- Резинит. Съдържанието на резинит в гоцеделчевските въглища варира от 0,4 до 2,3%, като в четири проби не е установен (табл. 1). Резинитът понякога е отложен в клетъчните отвори на улминит или е в асоциация със суберинит (фиг. 8). По-често резинитът се установява в денсинита, като понякога образува цели струпвания от тела с неправилна форма.

- Суберинит. Суберинитът е установен само в две проби в количество от 1,0% (табл. 1). Наблюдава се като лещообразни тела (фиг. 8) или ивици (фиг. 10). Асоциира с резинит (фиг. 8), флуоринит, споринит (фиг. 10). Мацералът рядко слабо флуорисцира (фиг. 10).

- Алгинит. Алгинит се открива във всички проби, но съдържанието му не е високо – от 0,4 до 2,2% (табл. 1). Установяват се единични малки лещообразни тела без различима структура или добре запазени клетки от водорасли (фиг. 11) в денсинита.

- Флуоринит. Флуоринитът е по-рядко срещан мацерал. В три от пробите не се установява, а в останалите съдържанието му е от 0,4 до 2,2% (табл. 1). Образува лещообразни струпвания, най-често в асоциация с кутинит, споринит, понякога със суберинит (фиг. 9). В единични случаи се наблюдава в големи количества като ореол около кутинита (фиг. 5) или разположен във вътрешността му.

- Липтодетринит. Установява се неравномерно разположен, най-често в атринита (фиг. 4) или в асоциация с разкъсан кутинит и със споринит. Количеството му е сравнително голямо и варира в широки граници – от 7,6 до 16,5% (табл. 1.).

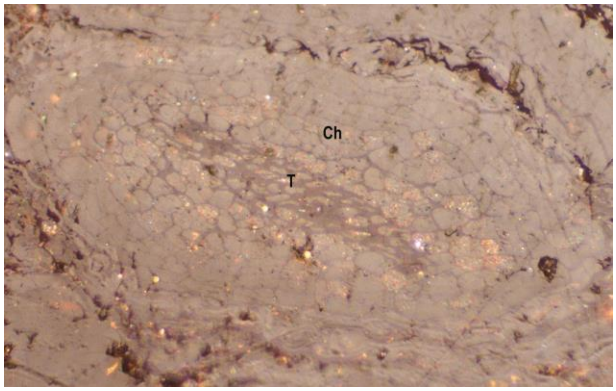
Група Инертинит. Присъствието на мацералите от тази група в гоцеделчевските въглища е почти символично – 0,3-0,9% (табл. 1), като фузинит и семифузинит не се наблюдават. В половината от пробите инертинитови мацерали въобще не се установяват, а в останалите съдържанието им е 0,3 до 0,9% (табл. 1).

- Фунгинит. Присъства в пет от изследваните проби в съдържание до 0,9% (табл. 1). Установяват се тъкани на гъби (мицели, плектенхим) с лещообразна (фиг. 6), лентообразна или неправилна (фиг. 3, F-1) форма. Често се наблюдават и спори на гъби – едно- и многокамерни склероции по ICCP (2001) (фиг. 5).

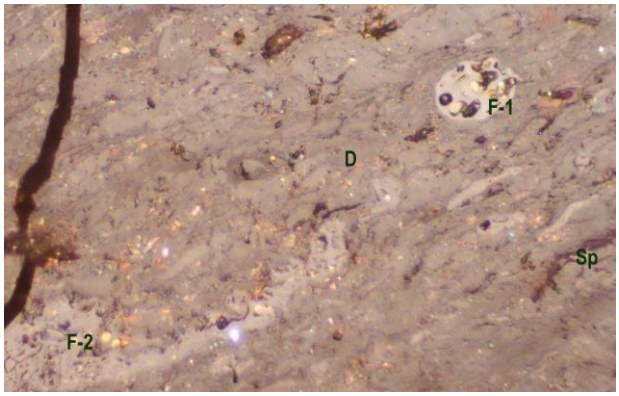
- Инертодетринит. Наблюдава се като единични късчета в атринита (фиг. 4), но количеството му е толкова малко, че не е отчетено при мацералния анализ (табл. 1).

Индекси на въглищния фациес.

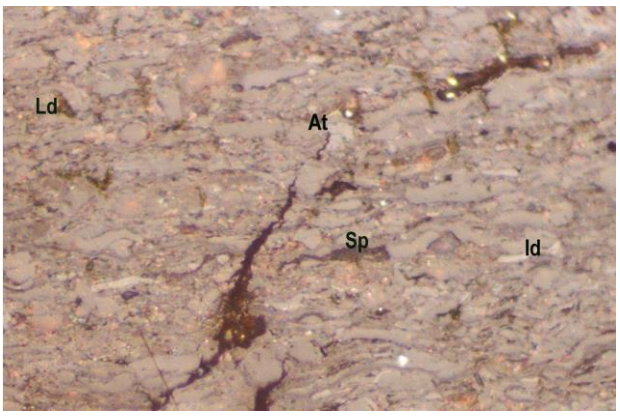
Въз основа на петрографския състав са определени индексите на въглищния фациес: Индекс на грунтовите води (GWI) и Индекс на растителността (VI) по Calder et al. (1991) и: Индекс на запазване на тъканите (TPI) и Гелификационен индекс (GI) по Diessel (1992) (табл. 1).



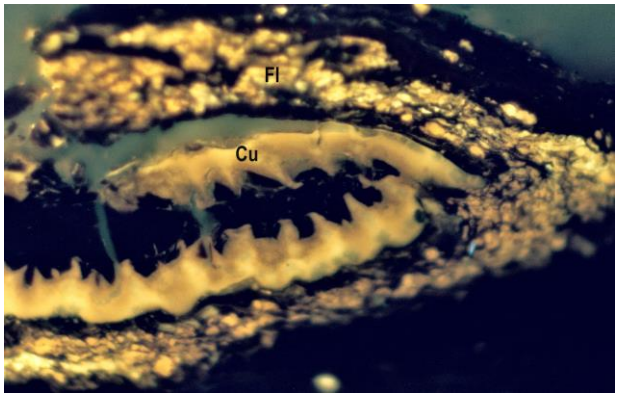
Фиг. 2. Текстинит (T) с корпохуминит (Ch) в клетъчните отвори (маслена имерсия, бяла светлина; увел. X500)



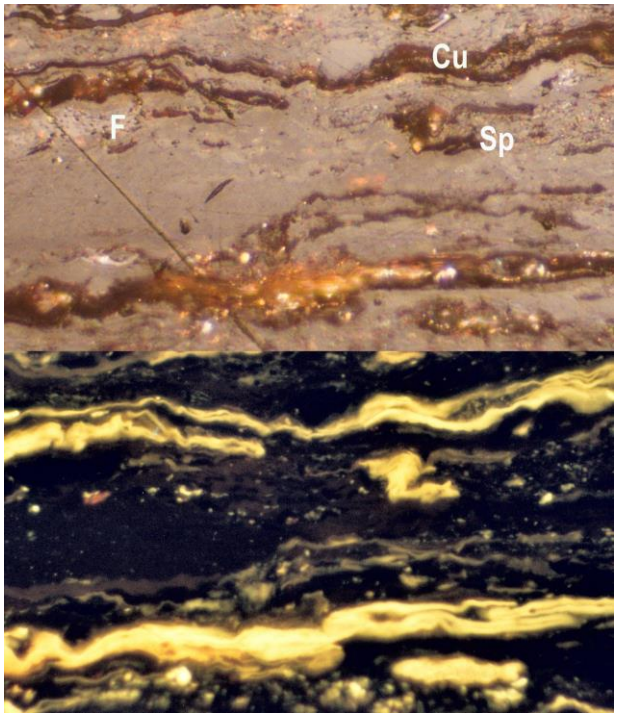
Фиг. 3. Споринит (Sp), фунгинит (F), денсинит (D) (маслена имерсия, бяла светлина; увел. X500)



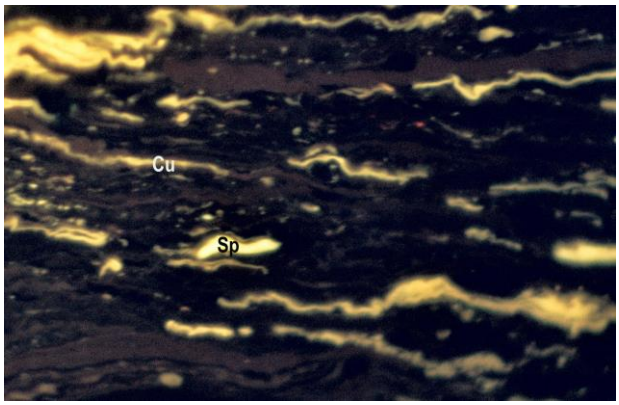
Фиг. 4. Споринит (Sp), липтодетринит (Ld), инертодетринит (Id), атринит (At) (маслена имерсия, бяла светлина; увел. X500)



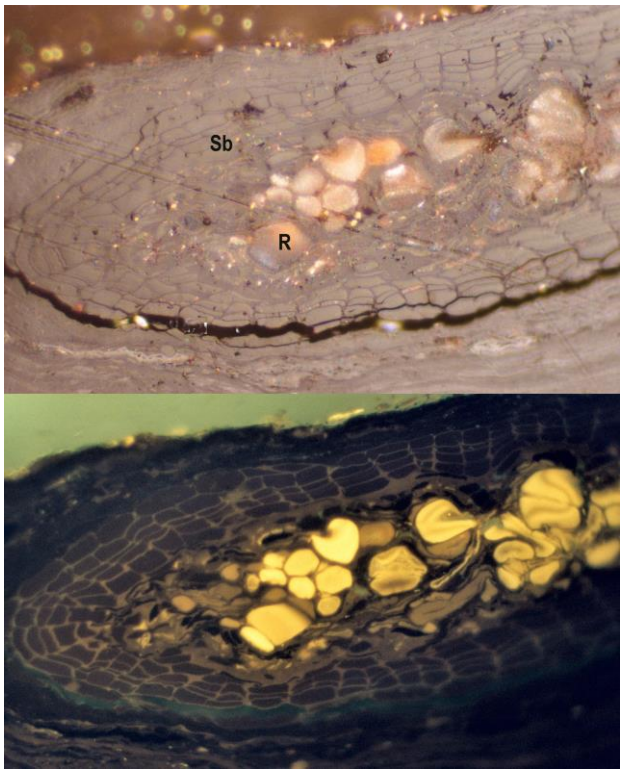
Фиг. 5. Кутинит (Cu), флуоринит (Fl) (маслена имерсия, флуорисцентна светлина; увел. X500)



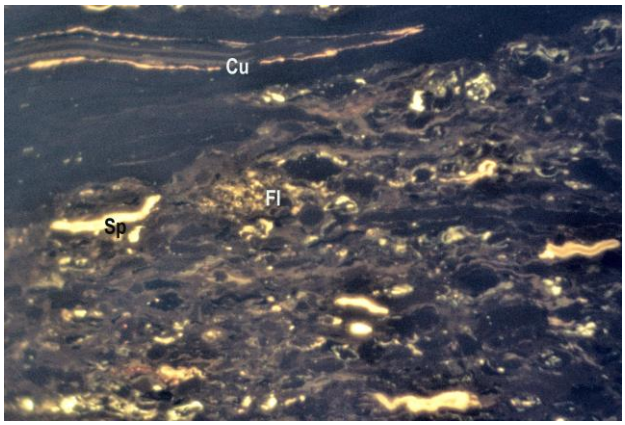
Фиг. 6. Кутинит (Cu), споринит (Sp), фунгинит (F) (маслена имерсия, горе в бяла светлина, долу същото във флуорисцентна светлина; увел. X500)



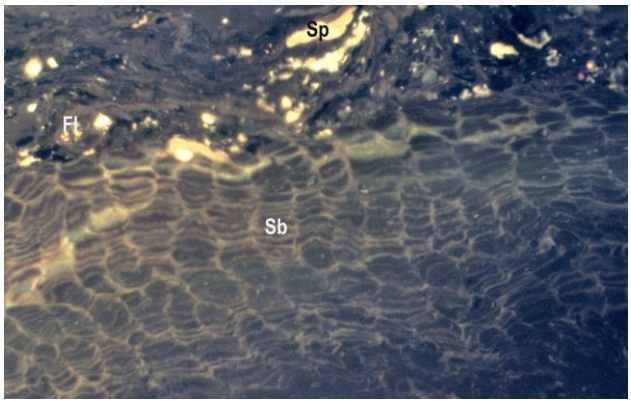
Фиг. 7. Кутинит (Cu), споринит (Sp) (маслена имерсия, флуорисцентна светлина; увел. X500)



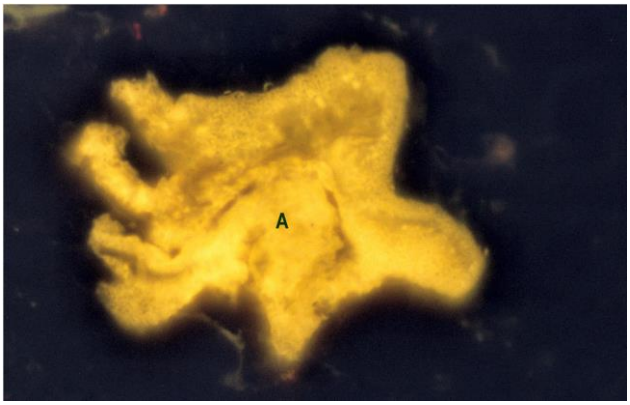
Фиг. 8. Суберинит (Sb), резинит (R) (маслена имерсия, горе в бяла светлина, долу същото във флуорисцентна светлина; увел. X500)



Фиг. 9. Кутинит (Cu), споринит (Sp), флуоринит (Fl) (маслена имерсия, флуорисцентна светлина; увел. X500)



Фиг. 10. Суберинит (Sb), споринит (Sp), флуоринит (Fl) (маслена имерсия, флуорисцентна светлина; увел. X500)



Фиг. 11. Алгинит (A) (маслена имерсия, флуорисцентна светлина; увел. X500)

Таблица 1

Мацерален състав на въглищата от Гоцеделчевския басейн

	Мацерален състав (на органична маса, %)																			GWI	VI	TPI	GI
Проба	T	TU	EU	Ch	G	Hd	*HUM*	Sp	Cu	R	Sb	Al	Fl	Ld	*LIPT*	Id	F	*INERT*	MM				
GD1	0,0	3,9	1,3	3,0	0,0	74,9	*83,1*	3,9	0,5	0,5	0,0	0,5	1,0	9,7	*16,0*	0,0	0,9	*0,9*	33,3	22,1	0,1	0,1	96,5
GD2	0,0	3,4	6,9	2,0	0,0	71,5	*83,7*	3,9	1,7	0,0	0,0	0,6	0,0	10,1	*16,3*	0,0	0,0	*0,0*	42,6	11,5	0,1	0,1	-
GD3	0,0	1,7	9,3	7,6	0,0	64,5	*83,2*	2,7	1,6	0,8	0,0	1,6	0,0	9,8	*16,5*	0,0	0,3	*0,3*	17,8	8,8	0,1	0,2	241,0
GD4	0,0	3,7	10,8	4,7	0,0	65,7	*85,0*	2,2	1,8	0,0	0,0	1,5	0,0	8,8	*14,3*	0,0	0,7	*0,7*	12,1	6,0	0,2	0,2	125,5
GD5	0,0	0,5	3,4	2,0	0,0	77,8	*83,8*	1,6	1,1	0,0	0,0	2,2	2,2	9,2	*16,2*	0,0	0,0	*0,0*	40,8	31,1	0,0	0,1	-
GD6	0,0	1,2	1,2	0,4	0,0	70,0	*72,8*	2,3	1,1	2,3	0,0	4,0	0,6	16,5	*26,8*	0,0	0,4	*0,4*	41,9	46,2	0,1	0,0	179,0
GD7	0,0	2,9	4,6	1,7	0,0	62,2	*71,5*	4,4	4,9	2,2	1,0	1,6	0,5	13,8	*28,5*	0,0	0,0	*0,0*	40,6	14,0	0,1	0,1	-
GD8	0,0	3,8	9,7	5,0	0,0	57,1	*75,6*	2,5	4,4	0,0	1,0	1,0	2,5	12,2	*23,5*	0,0	0,8	*0,8*	34,0	7,5	0,2	0,2	90,0
GD9	0,0	0,4	5,8	0,0	0,0	76,2	*82,4*	2,1	0,8	0,4	0,0	0,4	0,4	13,4	*17,6*	0,0	0,0	*0,0*	23,8	16,1	0,1	0,1	-
GD10	0,3	2,4	7,6	1,8	0,0	73,1	*85,2*	2,8	1,7	0,7	0,0	1,4	0,7	7,6	*14,8*	0,0	0,0	*0,0*	6,0	8,1	0,1	0,1	281,0
Средно	0,03	2,39	6,06	2,82	0,0	69,3	80,63	2,84	1,96	0,69	0,2	1,48	0,79	11,11	19,05	0,0	0,31	0,31	29,29	22,1	0,1	0,1	96,5

Hum – гр. Хуминит: T – текстинит; TU – тексто-улминит; EU – еу-улминит; Ch – корпохуминит; G – гелинит; Hd – хумодетринит; Lipt – гр. Липтинит: Sp – споринит; Cu – кутинит; R – резинит; Sb – суберинит; Al – алгинит; Fl – флуоринит; Ld – липтодетринит; Inert – гр. Инертинит: Id – инертодетринит; F – фунгинит; MM – минерално вещество; GWI – Индекс на грунтовите води; VI – Индекс на растителността; TPI – Индекс на запазване на тъканите; GI – Гелификационен индекс

Таблица 2

Отражение на хуминита във въглищата от Гоцеделчевския басейн

Проба, №	Отражение на хуминита, R_o %			
	Мини-мално	Макси-мално	Средно	Стандартно отклонение
GD-1	0,126	0,334	0,2284	0,0438
GD-2	0,152	0,300	0,2291	0,0413
GD-3	0,169	0,349	0,2455	0,0427
GD-4	0,156	0,347	0,2521	0,0390
GD-5	0,156	0,359	0,2520	0,0521
GD-6	0,162	0,377	0,2533	0,0494
GD-7	0,185	0,383	0,2624	0,0501
GD-8	0,164	0,336	0,2575	0,0400
GD-9	0,157	0,332	0,2404	0,0479
GD-10	0,158	0,315	0,2386	0,0396
Средно за пласта			0,246± 0,012	

Таблица 3

Резултати от химическия анализ на въглищата от Гоцеделчевския басейн

Проба, №	Обща влага W_t^r, %	Пепелно съдържание на суха маса A^{db}, %	Сяра обща на суха маса, S_t^{db}, %	Топлина на изгаряне на влажно безпелно гориво Q_s^{maf}, MJ /kg
GD1	39,5	26,7	4,02	15,67
GD2	37,5	36,3	2,03	15,61
GD3	40,1	21,9	3,13	15,78
GD4	39,5	26,2	2,43	15,92
GD5	40,2	21,8	2,47	15,95
GD6	38,8	28,1	2,30	15,95
GD7	26,9	29,7	3,61	15,99
GD8	25,3	37,7	1,92	16,43
GD9	40,7	26,1	2,27	15,70
GD10	42,8	13,9	1,17	15,61
Средно	37,13±5,98	26,84±6,96	2,54± 0,84	15,86±0,25

Според първите два индекса се определя типа на торфеното блато като лимнично реотрофно блато. Calder et al. (1991) определят условията в блатото, които се характеризират с по-активно грунтово подхранване и по-слабо кисела среда. Според вторите два индекса торфеното блато се определя като лимнично до лимнично-телматично, в което нивото на водата се понижава. Според Diessel (1992) растителните тъкани са подложени на силна гелификация.

Показател на отражение на хуминита

Във въглищата от Гоцеделчевския басейн е измерен показател на отражението на хуминита от 0,126 до 0,383% (табл. 2). Средната отражателна способност в отделните проби варира от 0,228 до 0,262% (средно 0,246%) (табл. 2). Рефлектограмите на пробите от гоцеделчевските въглища се характеризират с непрекъснатост и два основни типа разпределение на замерите на отражението. При първия тип се наблюдават преобладаващи стойности на отражението в интервала 0,20-0,25%. Вторият тип разпределение се характеризира с преобладаващи стойности на отражението в интервала 0,25-0,30%.

Резултати от техническия анализ

Общата влага в гоцеделчевските въглища варира в широк интервал – от 25,3 до 42,8%. Средната й стойност е 37,13% (табл. 3). Значителна е и вариацията на стойностите на обща S – от 1,17 до 4,02% (табл. 3), което означава, че въглищата в някои части на въглищния комплекс са високосернисти. Гоцеделчевските въглища могат да се определят по Международната класификация на въглищата в пласта като такива с ниско качество, тъй като средното им пепелно съдържание е 26,84% (габл. 3). В различните проби пепелността варира от 13,9 до 37,7% (табл. 3). Средната стойност на топлината на изгаряне на влажно безпепелно гориво е 15,86 MJ /kg (табл. 3).

Заключение

По Международната класификация на въглищата в пласта гоцеделчевските въглища могат да се определят като металигнити според топлината им на изгаряне и показателя на отражение на хуминита. Преобладават гелифицирани мацерали, които са представени предимно от подгрупа хумодетринит (атринит и денсинит). Много по-малко е количеството на подгрупа Хумотелинит (почти изцяло улминит) и особено на подгрупа Хумоколинит (почти изцяло корпохуминит). Съдържанието на липоидни мацерали е сравнително високо, като основен мацерал се явява липтодетринитът. Явно изходната растителност е преобладаващо широколистна, тъй като количеството на резинита не е високо. Торфеното блато и било силно обводнено, с ограничен достъп на кислород, тъй като съдържанието на инертинитовите мацерали е минимално и то предимно за сметка на фунгинита при символично присъствие на инертодетринит. Количеството на минералното вещество е сравнително високо, което заедно с високото съдържание на сяра в отделни части на пласта понижава качеството на въглищата. Според изчислените индекси на въглищния фациес древното торфено блато може да се определи като лимнично до лимнично-телматично реотрофно блато, което е било обводнено, но с понижаващо се водно ниво. Поради това растителните тъкани са подложени на силна гелификация, благодарение на по-активната микробиална дейност, обусловена от по-слабо киселата среда. Процесите на фюзенизация са протичали изключително слабо.

Благодарности. Настоящото изследване е осъществено благодарение на финансиране от Министерството на образованието и науката, Фонд "Научни изследвания" по проект ВУ 03/06 и при използване на апаратурата, закупена с инфраструктурен проект ДО02-55.

ЛИТЕРАТУРА

Вацев, М. 1980. Литостратиграфия на неогенските седименти от Гоцеделчевската котловина. – *Год. ВМГИ, 25, 2,* 103-115.

Кожухаров, Д., Р. Маринова 1994. *Геоложка карта на България М 1:100000, к. л. Гоце Делчев. Обяснителна записка*. С., "Геология и геофизика" АД, 58 с.

Calder, J., M. Gibling, P. Mukhopadhyay, 1991. Peat formation in a Westphalian B piedmont setting, Cumberland basin, Nova Scotia: implications for the maceral-based interpretation of rheotrophic and raised paleomires. – *Bull. Soc. Geol. France, 162, 2,* 283-298.

Diessel, C. F. K., 1992. *Coal-bearing Depositional Systems.* Springer, Berlin, 721 p.

ICCP. 2001. The new inertinite classification (ICCP System 1994). – *Fuel, 80*, 459-471.

International Classification of in-Seam Coals. 1998. United Nations, New York, 41 p.

ISO7404-3: 1984. *Methods for the petrographic analysis of bituminous coal and anthracite. Part 3: Method of determining maceral group composition*. International Organization for Standardization, ISO, Geneva. 1984.

ISO7404-5: 1984. *Methods for the petrographic analysis of bituminous coal and anthracite. Part 5: Method of determining microscopically the reflectance of vitrinite*. 11 p. International Organization for Standardization, ISO, Geneva, 1984.

Taylor, G. H., M. Teichmüller, A. Davis, C. F. K. Diessel, K. Littke, P. Robert. 1998. *Organic Petrology*. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 704 p.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

РЕЛИКТОВИ СФЕРОЛИТИ В ДИАБАЗИТЕ ОТ СТРАНДЖА

***Йордан Маляков*[1], *Иван Димитров*[2]**

[1]*Геологически институт, Българска академия на науките, 1113 София*
[2]*Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; idim68@abv.bg*

РЕЗЮМЕ. В текста се описват реликтови сферолитови текстури в базичните диабази от югоизточната част на Българска Странджа. Микроскопските наблюдения показват, че реликтовите сферолити с радиално лъчеста структура са изградени главно от албит, богат на желязо хлорит и епидот. Петрохимичната характеристика на диабазите указва за предимно базалтови до андезито-базалтови състави. На дискриминационните диаграми те заемат полето на калциево-алкалните магмени скали, но сравнени с диабазите на Берковската група от Западна Стара планина са по-близки до толеитовото поле. В югоизточната част на Странджа се разграничават два етапа на деформация и метаморфна прекристализация, които са разрушили първичната микроструктура на скалите, така че е трудно да се интерпретира тяхната еволюция. Най-вероятно сферолитите са формирани в стравнително тънки андезито-базалтови покрови в дълбокоморска обстановка.

RELICT SPEHRULITES IN THE DIABASES OF STRANDJA

***Yordan Maliakov*[1], *Ivan Dimitrov*[2]**
[1]*Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia*
[2]*University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; idim68@abv.bg*

ABSTRACT. Relict spherulitic textures in the diabases from the southeastern part of the Bulgarian Strandja Mountain are described in the text. The microscopic examinations suggest that the relict spherulites with radial-acicular texture comprise mainly albite, iron-rich chlorite and epidote. The petrochemical features of the diabases in Southeast Strandja indicate for primary basaltic, basalt-andesitic or andesitic compositions. On the discrimination diagrams they occupy the field of the calcium-alkaline magmatic rocks but compared to their likely correlative rocks from the Berkovska Group in Western Stara Planina they are closer to the tholeiitic field. In the southeastern part of the Bulgarian Strandja Mountain two stages of tectonic deformation and metamorphic recristallisation have obliterated the primary microstructure of the rocks, so it is difficult to interprete their origin. Most likely, the spherulites have been formed in relatively thin andesitic-basaltic flows in deep marine environment.

Геоложка изученост на диабазите

Диабазовите метамагматити от ЮИ Странджа (фиг. 1) са част от мощен вулканогенно-седиментен комплекс, който има широко разпространение и в съседна Турция. В състава му преобладават филити, сред които залягат зеленошистно-метаморфозирани конгломерати, аркози, грауваки, пясъчници и алевролити. Метамагматитите са предимно базични по състав и се разкриват като силоподобни тела, внедрени паралелно на слоестостта. Като дайки със секущи контакти спрямо реликтовите слоисти и пластови текстури или спрямо контактите на диабазовите силове се наблюдават кератофири и кварцови кератофити. Около контакта на сивозелени калкофилити с черни филити често се наблюдават диабазови силове с дебелина от няколко до 50-60 m. Геоложката ситуация е сложна. На места пласторедът в тази част на Странджа планина е преобърнат (Маляков, 1976), поради което стратиграфската позиция на метамагматитите не е изяснена.

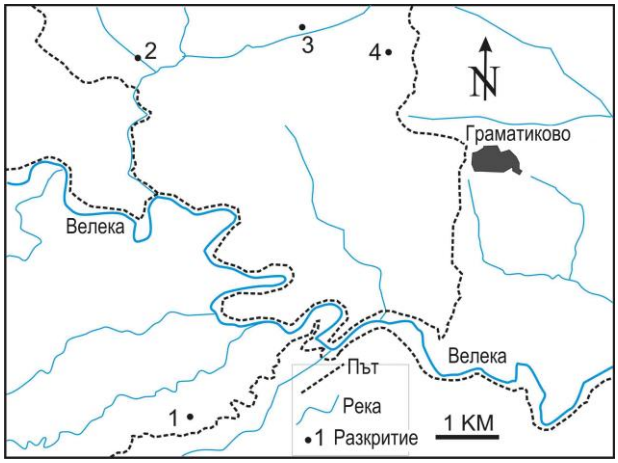
За присъствието на диабазовите метамагматити в Странджа пръв съобщи Pfalz (1927). Тяхното широко разпространение и метаморфизъм станаха известни след обобщаването на резултатите от геоложкото картиране (Чаталов, 1959).

Сведения за петрографския състав, геоложкото положение и петроложките особености на диабазовите тела по северните склонове на долините на реките Велека и Младежка (ЮИ част от Българска Странджа), както и за тяхната възраст и стратиграфска позиция, се съдържат в работата на Бояджиян и др. (1964). В по-ново време сведения за тези метамагматити представи и Чаталов (1990). Според него в Странджа има спилитови диабази, малко диабазови метатуфи, мета-кератофири и кварцови метакератофири.

Сведенията за възрастта са противоречиви. Бояджиян и др. (1964) ги приемат за юрски, а Чаталов (1985; 1990) допуска триаска възраст за скалите на Заберската и Стоиловската свита и съответно същата възраст на диабазовите магматити, вложени сред тях. Той изтъкна,

че се касае само за предположения, но във всички последвали работи ги разглежда като триаски. На тази основа се направиха заключения за възрастта, перспективността, произхода и геохимичната характеристика на Pb-Zn-Cu орудявания сред тези скали. В последствие схващанията на Чаталов бяха отхвърлени, тъй като въз основа на палеонтоложки данни и геохроноложки (Rb-Sr, Ar-Ar) датировки бе доказана долнодевонска възраст на метамагматитите (Сергеева и др., 1979; 1983; Maliakov, Prokop, 1997; Lilov, Maliakov, 2001a; 2001b).

Диабазовите метамагматити са претърпяли етапи на интензивни нашистявания, съпроводени или последвани от зеленошистни прекристализации. Тези процеси са нарушили в значителна степен първичните структурни и текстурни особености на изходните скали. Вероятно поради тази причина за наличие на реликтови сферолити в метамагматитите не е съобщено досега. Няколко находища на метадиадази с реликтова сферолитова текстура бяха установени в Странджа – СЗ от с. Граматиково в Малкораевски дол и в Котвенски дол, в местността Малък извор южно от с. Заберново, както и по стръмния склон на Грахилов дол, западно от местността Каменска бърчина (фиг. 1). Сферолитите са най-добре запазени в последното находище, затова и направените описания се основават на наблюдения върху материали от него.



Фиг. 1. Находищата на диабази с реликтови сферолити от ЮИ Странджа: 1 – Каменска бърчина; 2 – Малкораевски дол; 3 – Котвенски дол; 4 – река Стръвница

Петрографска характеристика на сферолитовите диабази

Макроскопски реликтовите сферолити от находището в мест. Каменска бърчина се наблюдават върху силно изветряли повърности около "лежащия" (?) контакт на диабазово тяло с дебелина 3 m. Скалата е тъмносива със сивозеленикав оттенък, плътна, дребнозърнеста. От изветрянето сферолитите са добили по-светъл цвят и се наблюдават като елипсоидални до сфероподобни, сивобели до бели тела със средни размери 0.5 cm в диаметър. Те са неравномерно разпределени. В едни участъци на скалата са близко разположени и групирани до десетина на площ от около 100 cm^2, докато в други, значително по-големи по площ, те не се забелязват.

Под микроскоп се отбелязва, че основната маса на скалата е изградена от изометрични и безпорядъчно разположени зърна с приблизително еднакви размери от албит, хлорит, кварц и епидот (фиг. 2). Сред тях се срещат единични индивиди албит, силно удължени по [100] и сплеснати по [001] с размери до 1 mm x 50-100 μm, фино ламелирани от срастъци по албитовия, а понякога и по периклиновия закон. На места индивидите са групирани по няколко. Тяхната външна периферна зона е препълнена с праховидни включения. Тя е без ясна граница и прехожда постепенно в основната маса на скалата.

Хлоритът е представен от дребни люспици с разнообразни размери, вариращи между 40x25 μm и 30x15 μm. Заедно с епидота той е локализиран върху повърхнините на най-ранния регионален шистознен кливаж S_1. В микроскопа пререзите, паралелни на [001], показват зонален строеж: вътрешните участъци са изградени от тъмнозелен, силно плеохроитен хлорит, докато външните са от бледозелен по-слабо плеохроитен хлорит. Кварцът се среща като единични зърна без вълновидно потъмнение, които са неравномерно разпределени в скалата. На места те са групирани по няколко и показват праволинейни тройни контакти, които указват за постектонска прекристализация.

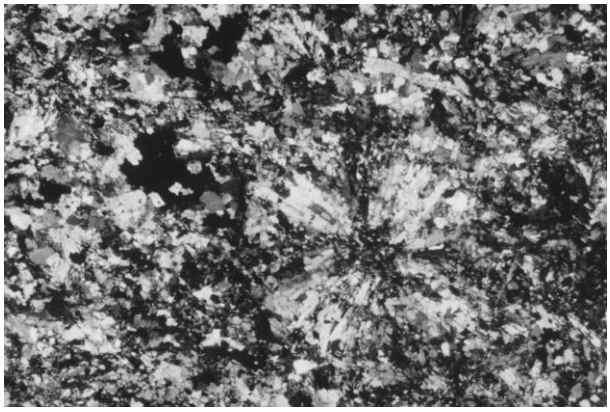
Епидотът се наблюдава като дребни, неправилни, заоблени зърна. Освен върху шистозните повърхнини S_1 епидотовите зърна са развити и в интерстициите между останалите скалообразуващи минерали. Епидотът се наблюдава и като дребни изолирани индивиди във вътрешността на плочестите плагиоклазови зърна. Актинолитът е представен от дребни, удължени призматични кристали, които на места образуват струпвания от по няколко индивида. От акцесорните минерали се среща апатит под формата на силно удължени иглести кристали, най-често във вътрешността на плагиоклазовите зърна. Рудните минерали са представени от единични дребни зърна с неправилна форма и неясни, силно размазани контакти. Тяхното електрон-микроскопско (SEM) изучаване показа присъствието на магнетит, илменит и рутил.

В находището при Малко Раево, СЗ от с. Граматиково, рудните минерали са представени почти изцяло от пирит. Епидотът изцяло липсва в скалата. Сферолитите имат радиално-лъчест строеж (фиг. 2-3). Централната част на всеки сферолит е заета от ядро с размери около 120-150 μm в диаметър. То е изградено главно от дребнозърнеста маса от епидот, хлорит, албит и руден минерал и е без ясни граници с обвивката. Понякога в състава на ядрото участва и актинолит. Отбелязани са единични кварцови зърна. В повечето случаи в ядрата преобладава хлорит и епидот, но са наблюдавани и сферолити, в които албитът достига до 50%. Като правило минералните зърна имат приблизително еднакви размери. Над ядрото следва радиално-лъчеста обвивка, изградена предимно от албит. В състава и участва и незначително количество кварц, единични люспи хлорит и зърна от епидот и актинолит. Те се разполагат по стените на радиалните, плочообразни албитови индивиди, силно удължени по [100] и сплеснати по [010]. Подобно на албита от основната маса,

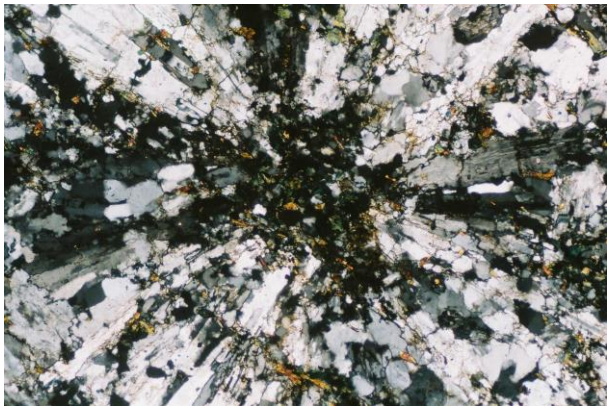
плочообразните албити също са много фино ламелирани от срастъци по албитовия, понякога в комбинация с периклиновия закон. Групирани по няколко те оформят симетричен лъчест строеж, като пространството между тях се заема от дребнозърнестия материал на основната маса.

Сферолитите са преработени от двукратното нашистяване на скалите. Шистозните повърхнини ги пресичат под остър ъгъл и върху последните са кристализирали метаморфни минерали – хлорит, епидот и актинолит (фиг. 2; 4-5). Както изглежда, метаморфната преработка се е осъществила при различен кислороден потенциал на средата. Указание за това е фактът, че в едни находища в минералната парагенеза участва магнетит, илменит и рутил, докато в други, като например находищата Малкораевки дол и Котвенски дол, СЗ от с. Граматиково, желязорудните минерали са заменени изцяло от пирит. Резултатите от микросондовите анализи на образци от нах. Каменска бърчина свидетелстват, че диабазът е изграден от почти чист албит, железист хлорит с X_{Fe} 0,55- 0.70 и сравнително нееднороден по състав епидот с пистацитов коефициент, вариращ между 0.234 за вътрешните зони на индивидите и 0.172 за периферията им. По данни от електронно-микроскопското изучаване на рудните минерали се установява илменит, рутил и магнетит.

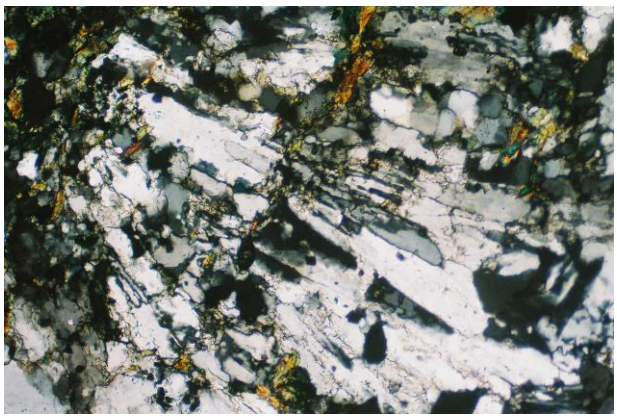
Петрохимичните особености на диабазовите метамагматити от ЮИ Странджа подсказват първични андезито-базалтови и андезитови състави (Le Maitre, 1989) (фиг. 6). На дискриминационните диаграми (Irvine, Barager, 1971) анализите попадат предимно в полето на калциево-алкалните магматити (фиг. 6-7), но стоят по-близо до толеитовото поле в сравнение със скалите от Берковската група от Западна Стара планина (Хайдутов, 1991), които са най-вероятен техен корелат.



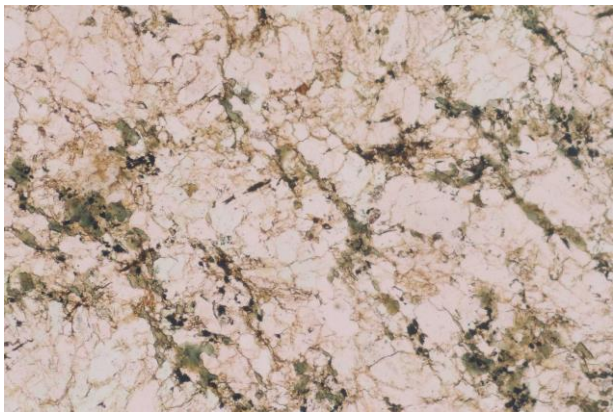
Фиг. 2. Реликтова сферолитова текстура на диабаз от находище Каменска бърчина: сферолитът е изграден от ядро, радиално разположени около него удължени албитови индивиди и периферна обвивка от дребни, почти изометрични хлоритови, албитови и кварцови зърна. (периферната обвивка е запазена частично и прехожда постепенно в матрикса); следи на кливажни повърхнини (S1) преминават от горния ляв ъгъл към долния десен ъгъл на снимката (дългата страна на последната е 7 mm, +николи)



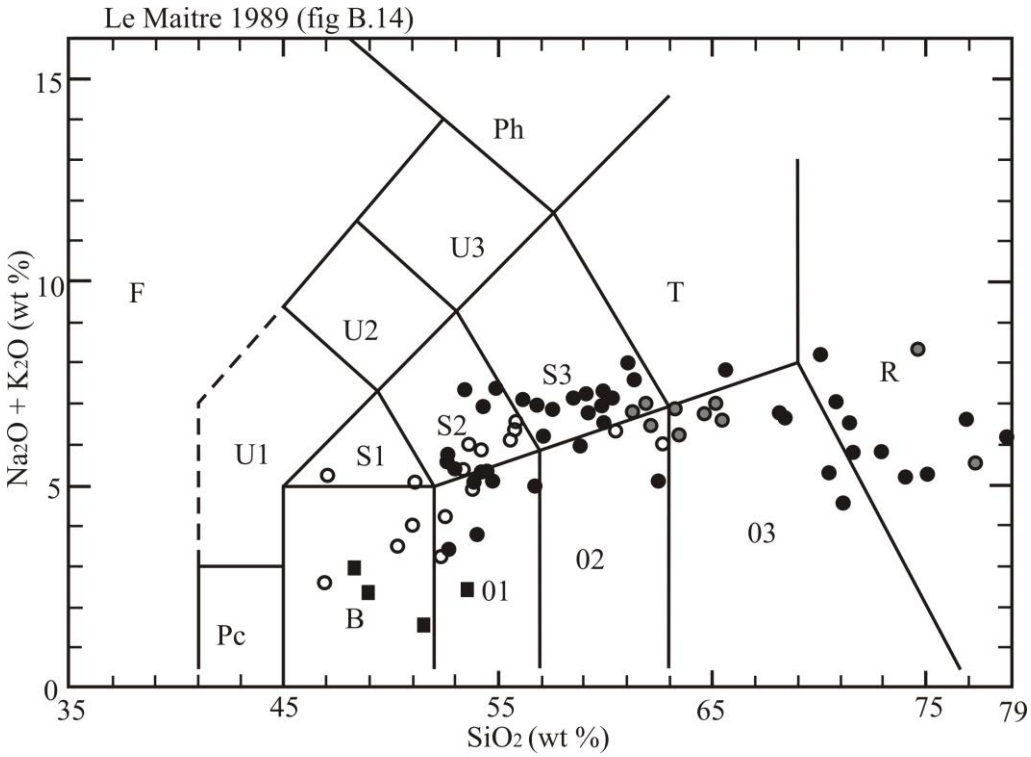
Фиг. 3. Детайл от фиг. 2. Ядрото на сферолита е смес от хлорит, епидот и руден минерал при незначително участие на албит; радиално-лъчестата обвивка е оформена от сложно срастнали сплеснати по [010] и удължени по [100] албитови индивиди; в долния десен и горния ляв ъгъл се забелязва следа на шистозна повърхнина, която пресича сферолита и върху която са кристализирали хлорит, епидот и актинолит (дългата страна на снимката е около 50 mm, +николи)



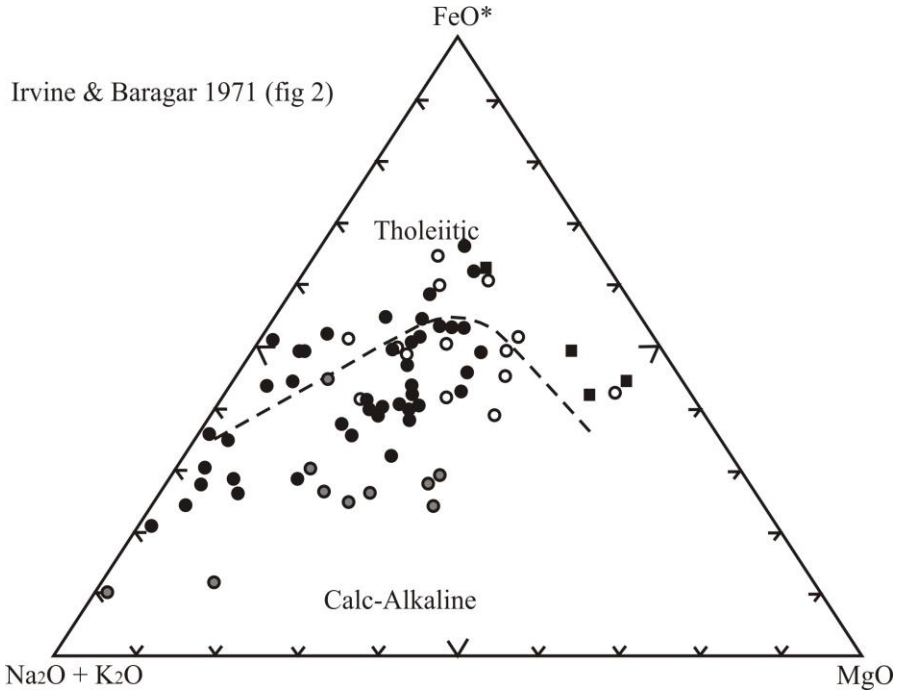
Фиг. 4. Фрагмент от разрушен сферолит със стилолитоподобни контакти между албитови индивиди, около които кристализира тънък филм по-късен албит; шистозната повърхнина (S1) преминава почти напречно на удължените албитови индивиди от фрагмента (+николи, дълга страна на снимката – 5.5 mm)



Фиг. 5. Шистозната текстура на диабаза от Каменска бърчина: повърхнините на първия регионален кливаж (S1) преминават стръмно от ляво горе на дясно надолу и върху тях се наблюдават силно железистия хлорит и епидота; следите на втория кливаж (S2), маркирани от рудни и фемични минерали, преминават полегато от дясно горе на ляво надолу (дългата страна на снимката е 550 μm; без анализатор)



Фиг. 6. Дискриминационна диаграма за диабазите от ЮИ Странджа по Le Maitre (1989). Използвани са публикувани в литературата данни (Бояджиян и др., 1963; Чаталов, 1990), които са отбелязани със запълнени кръгчета. Нови данни на авторите са дадени с квадратчета. За сравнение са включени анализи от Берковската група (Хайдутов, 1991) – кръгчета



Фиг. 7. Дискриминационни диаграми за диабазите от ЮИ Странджа по Irvine and Barager (1971) (данните са същите като тези от фиг. 6)

Дискусия

Реликтови сферолитови текстури в диабазите от Станджа досега не са установявани. Известно е, че те се образуват при отделянето на летливите компоненти от движещата се и застиваща магма, при нейното взаимодействие с подстилащите скали. Поради тази причина, обикновено сферолитите са локализирани в горнището на лавовите потоци. От друга страна, подобни образувания възникват около периферната хиалинна зона на пилоу-лави. В случая със Странджа интерпретацията е затруднена поради тектонската преработка на скалите (Маляков, 1976). Допълнителни усложнения внася двукратната зеленошистна метаморфна прекристализация. Най-вероятно, реликтовите сферолитови текстури са образувани в маломощни, базични по състав (андезито-базалтови) подводни изливи.

В българската геоложка литература за наличието на подобна текстура съобщи Димитров (1929). Тя е представена в диабазово-филитоидния комплекс на Западна Стара планина, чийто корелат е диабазово-филитоидния комплекс от Странджа (Хайдутов, 1991). Тъй като описаните текстури и палеогеографската обстановка, в която са формирани, са характерни за старопалеозойските терени в България, то вероятно ще бъдат намерени и на други места в Странджа.

Благодарности. Изследванията са финансирани по проект №Н315-17/2005 г. на НФ "Научни изследвания".

Литература

Бояджиян, О., В. Панайотова, А. Асланов. 1964. Юрски диабазов магматизъм в района на с. Граматиково, Бургаско. – *Год. Глав. упр. геол., 14*, 153-173.

Димитров, С. 1929. Диабазовите скали в Искърския пролом между жп. спирка Бов и станция Лакатник. – *Год. СУ, ФМФ, 25*, 3,175-237.

Маляков, Й. 1976. Върху възрастта и тектонското положение на нискокристалинните метаморфити от Югоизточна Странджа. – *Геотект., тектонофиз. и геодинам.*, *5,* 57-78.

Сергеева, Л. А., Ив. Начев, Й. Маляков. 1979. Върху палеозойската възраст на метаморфитите в Странджа. – *Спис. Бълг. геол. д-во*, *40*, 1, 10-17.

Сергеева, Л. А., И. Начев, Й. Маляков. 1983. *Ann. Ins. Geol. Geophys., Strat. Paleont.*, *59*, 265-268.

Хайдутов, И. 1991. *Произход и еволюция на докамбрийския Балкано-Карпатски офилитов сегмент*. С., БАН, 179 с.

Чаталов, Г. 1959. Върху стратиграфията, литологията и метаморфизма на юрата в Югоизточна Странджа планина. – *Год. Упр. геол. и мин. проучв.*, *8*, 27-76.

Чаталов, Г. 1985. Стратиграфия триасовых отложений Странджанского типа (Странджанские горы, Юго-Восточная Болгария*). – Geologica Balc., 15*, 6, 3-39.

Чаталов, Г. 1990. *Геология на Странджанската зона в България.*, С., БАН, 272 с.

Irvine, T. N., W. R. A. Barager. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.

Le Maitre, R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms.* Blackwell, Oxford, 193 p.

Lilov, P., Y. Maliakov. 2001a. Données de géochronologie isotopique sur des métadiabases du Strandja. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, *54*, 7, 67-79.

Lilov, P., Y. Maliakov. 2001b. K/Ar datations de métadiabases du Strandja. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, *54*, 10, 95-98.

Maliakov, Y., R. Prokop. 1997. Preuves paléontologiques (Crinoïdes dévoniens) pour l'âge de certaines rocks épimetamorphiques du Strandja bulgare. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, *50*, 5, 59-62.

Pfalz, R. 1927. Die nutzbaren Lagerstätten Südost-Bulgariens. – *Zeitschr. Prakt. Geol.*, *35*, 4, 49-64.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ГЕОЛОЖКИЯТ ФЕНОМЕН "ЧЕРНИТЕ КАМЪНИ" В САКАР ПЛАНИНА

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

РЕЗЮМЕ. Геоложкият феномен "Черните камъни" е най-впечатляващата природна забележителност в Сакар планина. Той е оформен сред долнотриаските метаконгломерати на Пальокастренската свита, отложени преди около 245 млн. г. Разположен е на 4 km южно от Тополовград, Хасковска област, на билото на Сакар планина, източно от шосето за вр. Вишеград. Геотопът е представен от подредени в северозапад-югоизточна посока внушителни скални пирамиди с остри зъбери, стърчащи на височина до 50-60 m над околния ландшафт. Името идва от тъмния облик на метаконгломератите, които са изградени предимно от кварц, фелдшпати, амфиболи, слюди и разнообразни литокласти от интрузивни и метаморфни скали. Минералният състав на скалите и претърпения метаморфизъм предопределят тяхната висока ерозионна устойчивост. Образуването на стърчащите скални пирамиди обаче, се дължи главно на стръмния наклон на пластовете, които са разположени перпендикулярно на наклона на склона. В настоящата статия за пръв път се прави подробна характеристика на този забележителен геоложки феномен от гледна точка на неговата значимост като природна забележителност. "Черните камъни" са отбелязани на всички топографски карти като отделна скална забележителност. Независимо, че не фигурира в списъка на защитените територии на България, геотопът се посещава редовно от местни природолюбители и ученици, и представлява любимо място за отдих на жителите на Тополовград и околните села. Поради слабата населеност на района и отдалечеността му от големи градове и курорти, "Черните камъни" не са включени в туристически маршрути. С откриването на контролно-пропускателния пункт Лесово и осигуряването на директна пътна връзка с Република Турция, този геотоп може да се разработи като притегателно място за локален и международен туризъм. В историческата местност и кота Пальокастро на 2 km западно от Тополовград, на която е наименувана Пальокастренската свита, в същите метаконгломерати са запазени праисторически скално-издълбани кръгове с дискусионна възраст. Съгласно методиката за оценка на геоложки феномени в България геотоп "Черните камъни" съответства на критериите за обект с национална значимост.

THE GEOLOGICAL PHENOMENON "BLACK STONES" IN THE SAKAR MOUNTAIN

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

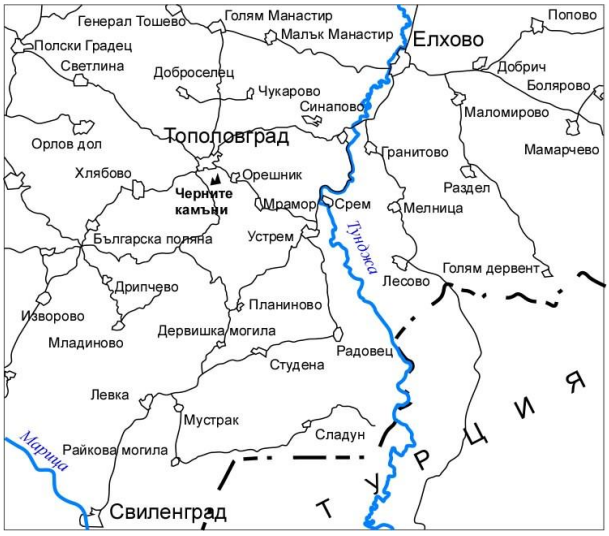
ABSTRACT. The geological phenomenon "Black Stones" is the most impressive natural landmark in the Sakar Mountain. It has been formed among the Lower Triassic metaconglomerates of the Paliocastro Formation, deposited about 245 Ma ago. It is situated 4 km south of the town of Topolovgrad, Haskovo District, on the ridge of Sakar Mountain, east of the road to the Vishegrad Mount. The geosite is represented by spectacular rock pinnacles with sharp cliffs arranged in northwest-southeast direction 50-60 m above the surrounding landscape. Derivation of name is after the dark appearance of the metaconglomerates composed mainly of quartz, feldspar, amphibole, mica and lithoclasts of igneous and metamorphic rocks. The mineral composition of the rocks and metamorphic changes predetermined their erosion sustainability. However, the formation of the upright rock pinnacles is due mainly to the steep angle of the strata disposed perpendicular to the slope. In the present investigation for the first time proper characterization of this remarkable geological phenomenon is given in the lights of its significance as a natural landmark. The Black Stones are present in all topographic maps as a separate rock landmark. Although they are not included in the list of the protected areas in Bulgaria, the geosite is regularly visited by local naturalists and scholar groups, and represents a favorite place for relaxation for the citizens of Topolovgrad and the surrounding villages. Due to the low populated character of the area and its remoteness from big cities and resorts, the Black Stones are not included in tourist destinations. After the opening of the new custom-house Lesovo and providing a direct road to Turkey this geosite could be developed as an attractive place for local and international tourism. In the historical place and peak Paliocastro disposed 2 km west of Topolovgrad, which is the toponime of Paliocastro Formation, among the same metaconglomerates are preserved prehistoric rock-cut circles with an age under discussion. According to the methodology for estimation of geological phenomena in Bulgaria the "Black Stones" correspond to the criteria for geosites of national importance.

Въведение

Сакар планина е една от малките планини в България, която не се слави с особени природни забележителности. Характеризира се с разнообразен слабо разчленен релеф, типичен за нископланинските ландшафти. Поради отдалечеността си от големите градски центрове в ЮИ България, тя е останала в периферията на туристическите дестинации и към нея има слаб туристически интерес. Въпреки интересния си геоложки строеж, Сакарският регион не е представен с нито един геотоп в Регистъра и кадастъра на геоложките феномени на България. В една предишна работа (Синьовски, Димитров, 2009) описахме един геоморфоложки феномен по течението на р. Фишера, южно от селата Радовец и Студена, който представлява добре изразено старо речно корито („старица"), оформено сред Лесовските гнайс-гранити. Старото речно корито е изолирано при проникването на водите през един от завоите на реката и макар да не е необикновено явление,

този байпас се отличава с изразителни черти и може да се счита като добър пример в своя клас.

В настоящата статия ще бъдат разгледани геоконсервационните характеристики на скалните пирамиди, известни под името "Черните камъни", които не фигурират сред природните забележителности на България. Те се намират в северната част на Сакар, в местността "Черните камъни" на 4 km южно от Тополовград, Хасковска област (фиг. 1). Местността е разположена на 700 m източно от шосето за вр. Вишеград между котите Гума (524.2) и Дамкая (435.7) и до нея се достига по черен горски път. Тези скали са оформени сред долнотриаски метаконгломерати, отнесени към Пальокастренската свита. Геоложкият феномен е оформен през Кватернера вследствие на съвременната ерозионна дейност на атмосферните агенти. Значителна роля за образуването им като впечатляващи геоморфоложки форми има и ориентировката на пластовете в метаконгломератите, които потъват стръмно на СИ под ъгъл 70-80°, перпендикулярно на наклона на склона.



Фиг. 1. Геоложкият феномен "Черните камъни" се намира на 4 km южно от Тополовград, Хасковска област, на 700 m източно от шосето за Вишеград и Дервишка могила

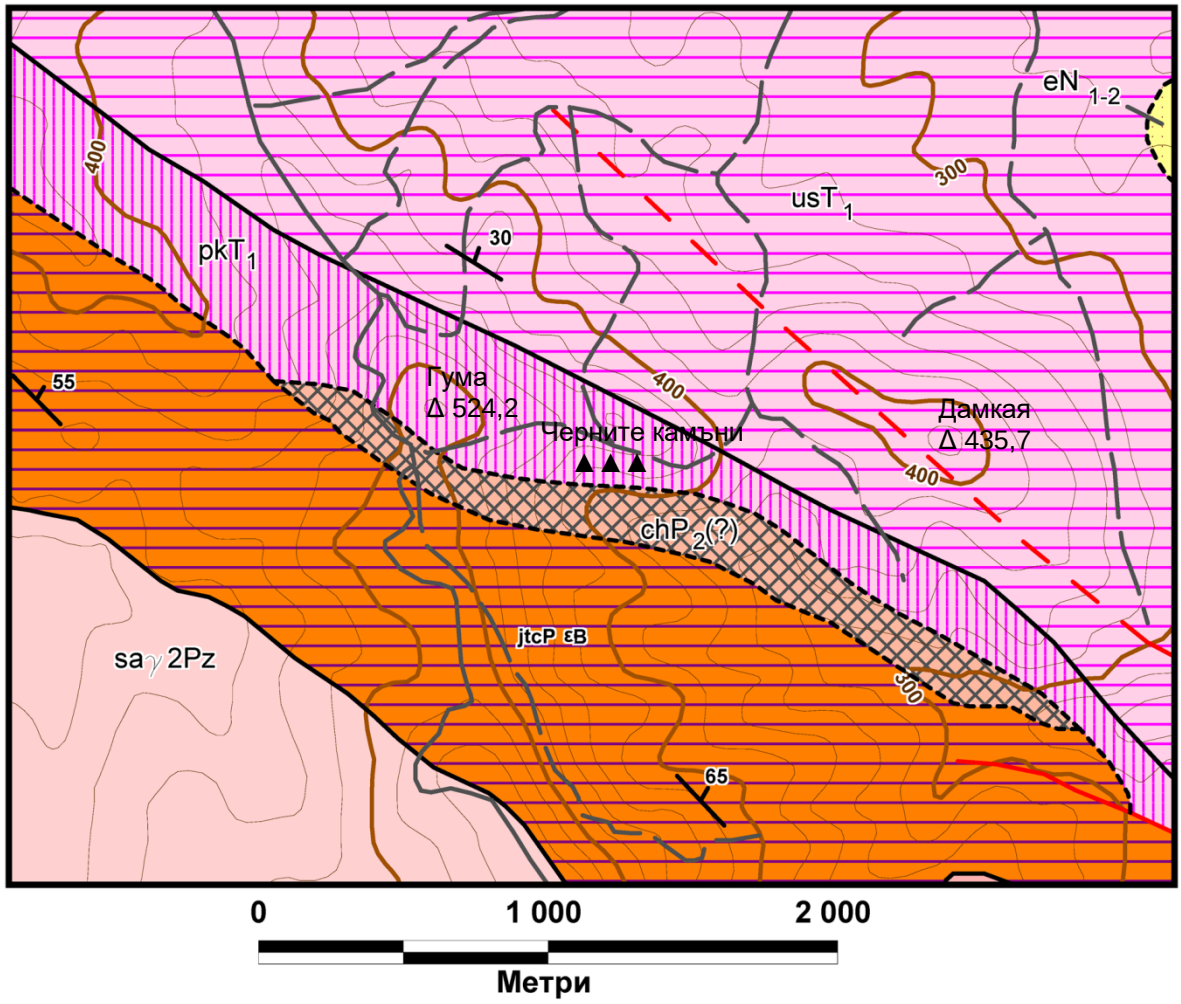
Геотоп "Черните камъни" попада в класа на геоморфоложките феномени и се отличава с изразителни черти, които не отстъпват на редица защитени геоложки феномени от типа на скалните кукли в горнокредно-палеоценските варовици в Северна България (Чудните скали при с. Аспарухово, Варненско, Купените, Чуклите и Скалните кукли при с. Реселец, Плевенско) или скалните пирамиди от типа на Стобските, Кътинските и др. Съгласно методиката за оценка на геоложките феномени в България, геотопът се отнася към феномените с национално значение, независимо че досега не е предлаган за защита.

Кратки данни за геоложкия строеж на района

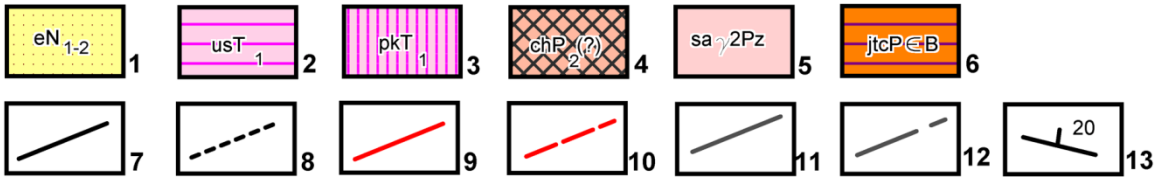
Районът има сравнително сложен геоложки строеж с интересни взаимоотношения между магмени, метаморфни и седиментни скали. Поради тези причини в литературата съществуват редица дискусионни проблеми, които не са предмет на настоящата статия. Като въведение към разглеждания от нас проблем ще се спрем накратко на геоложкия строеж на района на геотопа и схващанията за възрастта и генезиса на вместващите скали.

Скалите, сред които са оформени „Черните камъни", представляват метаморфозирани конгломерати, гравелити, пясъчници и алевролити, обединени в Пальокастренска свита (Čatalov, 1985). Първите данни за тези скали се съдържат в геоложкия доклад за геоложките проучвания на района през 1959 г. (Кулаксъзов, 1959; Кулаксъзов и др., 1960). Там те са означени като "долен верфен" първи и втори хоризонт. Чаталов (1961) ги отнася към "долен триас (верфен) – долна свита", Čatalov (1961) – към "долен триас (скит) – долна серия" а Чаталов, Микова (1961) – към "долен триас (скит) – долна свита". Чаталов (1985а) отнася Пальокастренската свита към Тунджанската група, въведена от него (Čatalov, 1983) за долната част на т. нар. "метаморфен тип триас" (Енчева, Кънчев, 1968) или високометаморфните скали на "Сакарски тип Триас" (Чаталов, в: Бончев и др., 1969) в района на Сакар. Въз основа на минералния състав Чаталов (1960) отнася тях и покриващите ги теригенно-карбонатни метаморфити на по-късно отделената от него (Чаталов, 1985) Тополовградска група (Устремска и Сремска свита) към амфиболитовия фациес. Чаталов (1985б) поделя Устремската свита на четири члена, отдолу нагоре: Гумски, Керимарски, Мраморски и Чанаклийски. Палеонтоложките доказателства за триаската възраст на тези метаморфити са установени от Чаталов (1960) в горната част на Керимарския член на Устремска свита. В тези нива независимо един от друг L. R. Cox (British Museum of Natural History, London) и Л. Д. Кипарисова (ВСЕГЕИ, Санкт Петербург) определят следните бивалвийни видове, намерени от Чаталов сред висококристалинните шисти на Кериманския член в района на развъдника "Св. Иван" и вр. Плочест, южно от Тополовград: *Myophoria costata* Zenker *Gervilleia (Bakewellia) cf. modiola* Frech и *Myalina* sp. Въз основа на тези фосили авторите определят стратиграфската позиция на горните нива на Керимарския член като горна част на Долния Триас. Поради прехода между двете свити, отдолулежащата Пальокастренска свита също се счита за долнотриаска.

Свитата е наименувана на вр. Пальокастро (кота 431.5), разположен на 2 km западно от Тополовград. Името на свитата е въведено от автора като Палеокастренска с уговорката, че върхът неправилно е наречен Пальокастро (Чаталов, 1985). Това наистина е така, тъй като думата "палеокастро" има гръцки произход и означава древна крепост (кале). Топонимът на генералщабните топографски карти обаче е "Пальокастро" и наименованието на свитата трябва да бъде съобразено с него, а не с правилното произношение на думата. Този топоним е популяризиран и на английски език – Paliokastro, чрез натовските топографски карти в М 1:50000 и на руски език – Палёкастро чрез руските топографски карти в същия мащаб, съставени въз основа на българските генералщабни карти.



Координати на горния ляв ъгъл на картата в координатна система WGS84, проекция UTM, в зона 35 - 444596 4657111



Фиг. 2. Геоложка карта на района на геотоп "Черните камъни": 1 – Елховска свита (Миоцен – Плиоцен): песъчливи глини, пясъци; 2 – Устремска свита (Долен Триас): редуване на метапясъчници, кварц-слюдени шисти, слюдени кварц-карбонатови шисти, мрамори; 3 – Палеокастренска свита (Долен Триас): метаконгломерати, метапясъчници, слюдени шисти; 4 – Черногоровска метаконгломератна свита (Перм?): метаконгломерати; 5 – среднозърнести биотитови гранити (Горен Палеозой); 6 – Жълтичалска пъстра свита (Архай? – Долен Протерозой): гнайси, шисти и амфиболити; 7 – установена геоложка граница; 8 – несъгласна (трансгресивна) граница; 9 – установен разлом; 10 – предполагаем разлом; 11 – шосе; 12 – черен път; 13 – знак за ориентировка на пластовете

Пальокастренската свита е изградена главно от метаконгломерати и метапясъчници, като в подчинено количество присъстват метагравелити и метаалевролити, а основната маса е от амфиболови, биотитови, двуслюдени и мусковит-кварцови шисти. Метаконгломератите съдържат главно заоблени и полузаоблени късове от кварц, гранитоиди, кристалинни шисти и кварцпорфири (фиг. 5). Според Кожухаров и др. (1994) първичните седименти имат континентален алувиален произход.

Подложката на Пальокастренската свита се разкрива като дълга ивица от СЗ на ЮИ между водослива на Смесената и Голямата река северно от с. Хлябово и района на с. Устрем, където е ивицата е разместена от Тунджанския разлом. Тя е представена от двуслюдени и мусковитови гнайси, гнайсошисти и шисти, отнесени от Кожухаров (1987) към отделената от него Жълтичалска свита. Преди това в района на Сакар тези скали са описвани като "средна пъстра свита" на средната архайска серия (Кожухарова, Кожухаров, 1973) и Младиновска пъстра свита в състава на Сакарската група (Кожухаров, 1984).

Фиг. 3. Черните камъни са поредица от внушителни скални зъбери, подредени в изток-западна посока на дължина над 300 m и стърчащи на височина до 50-60 m над околния ландшафт

Фиг. 4. Сред метагравелитите е развита фолиация, която личи добре в определени нива на Пальокастренската свита при връх Пальокастро

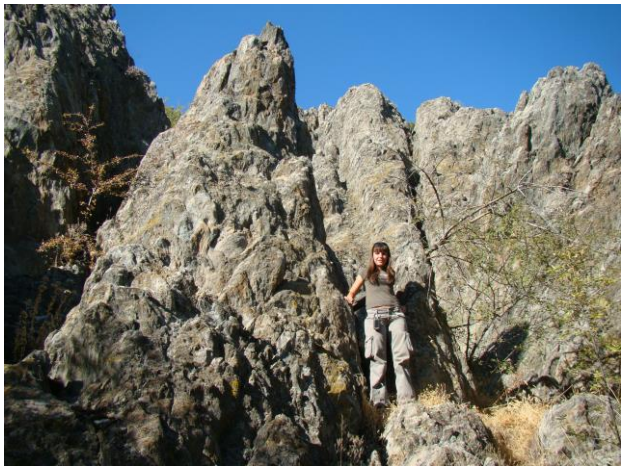
Долната граница на свитата се приема за дискордантна, но в досегашните публикации за района няма данни за директни разкрития. Чаталов (1985) отбелязва, че съществува известна трудност с поставянето на тази граница в интервал с дебелина 1-2 m. Северно от с. Лесово свитата покрива палеозойски гранитоиди (Dimitrov, 1999).

Фиг. 5. Сред метаконгломератите и метагравелитите на Пальокастренската свита се срещат и по-големи късове от гранити, метаморфити и кварц (на снимката – заоблен къс от сакарски гранит)

Горната граница представлява постепенен преход към теригенно-карбонатните отложения на Устремската свита, представени от двуслюдени кварц-калцитови шисти с прослойки от метапясъчници. Сред скалите на свитата е развита фолиация, която личи добре в определени нива сред гравелитовите интервали, например при връх Пальокастро, разположен на 2 km западно от Тополовград (фиг. 4).

Характеристика на геотопа

Въпреки че Сакар планина е ниска и слабо разчленена, в нея се срещат доста интересни от туристическа гледна точка места с подходящо съчетание между геоложки дадености и природен ландшафт. Черните камъни са едно от местата, в които доминират геоложките предпоставки за опазване на околната среда. Те са отбелязани на всички топографски карти като отделна скална забележителност и представляват скални пирамиди, оформени сред долнотриаските метаконгломерати на Пальокастренската свита. Геотопът включва поредица от внушителни скални зъбери, подредени в северозапад-югоизточна посока на дължина над 300 m и издигащи се на височина 50-60 m над околния ландшафт. Най-внушителната част от скалния ансамбъл наподобява крепост с многобройни кули (фиг. 3), а по-ниските части са представени от стърчащи, наклонени на юг зъбери, запазващи ориентировката на пластовете (фиг. 10).



Фиг. 6. Името на скалния ансамбъл идва от тъмния облик на метаконгломератите, които са изградени предимно от кварц, фелдшпати, амфиболи, слюди и разнообразни литокласти

За пръв път тези скали стават обект на внимание в качеството си на забележителни релефни образувания по време на картировката на Сакарския батолит и североизточната част на неговата метаморфна рамка в М 1:25000 от бившето държавно стопанско обединение "Редки метали". Тогава скалите са документирани като природна забележителност в годишния доклад за картировката на района (Данев и др., 1982), участник в която е първият от авторите на настоящата статия.

Името на скалния ансамбъл идва от тъмния облик на метаконгломератите, които са изградени предимно от кварц, фелдшпати, амфиболи, слюди и разнообразни литокласти от интрузивни и метаморфни скали (фиг. 6). Минералният състав на скалите и претърпения

метаморфизъм предопределят тяхната висока ерозионна устойчивост. Образуването на стърчащите скални пирамиди обаче, се дължи главно на стръмния наклон на пластовете (SS 20/75), които са разположени перпендикулярно на наклона на склона (фиг. 10).

Фиг. 7. Откъм северната страна височината на Черните камъни не е така импозантна, но от юг (фиг. 8-9) тя достига до 50-60 m

Откъм северната страна скалите са по-заоблени и не така високи (фиг. 7), но по южния склон се очертава впечатляващ скален венец с височина до 50-60 m (фиг. 8-9). Напречно на слоестостта са развити окварцени пукнатини, които образуват субхоризонтална мрежа от издатини и създават илюзия за магмени скали с тънки пегматитови или кварцови жили. Скалите наистина съдържат кварцови жили по слоестостта и напречно на нея, но те са по-дебели и по-редки, а районът е осеян с късове от бял кварц (фиг. 10).

Фиг. 8. Южният склон на разкритията очертава впечатляващ скален венец, отбелязан на всички топографски карти

В скалите са развити три главни пукнатинни ситеми, по една от които, вследствие на изветрянето напречно на слоестостта са се образували дълбоки проходи, оформящи затревени алеи в целия скален комплекс (фиг. 12).

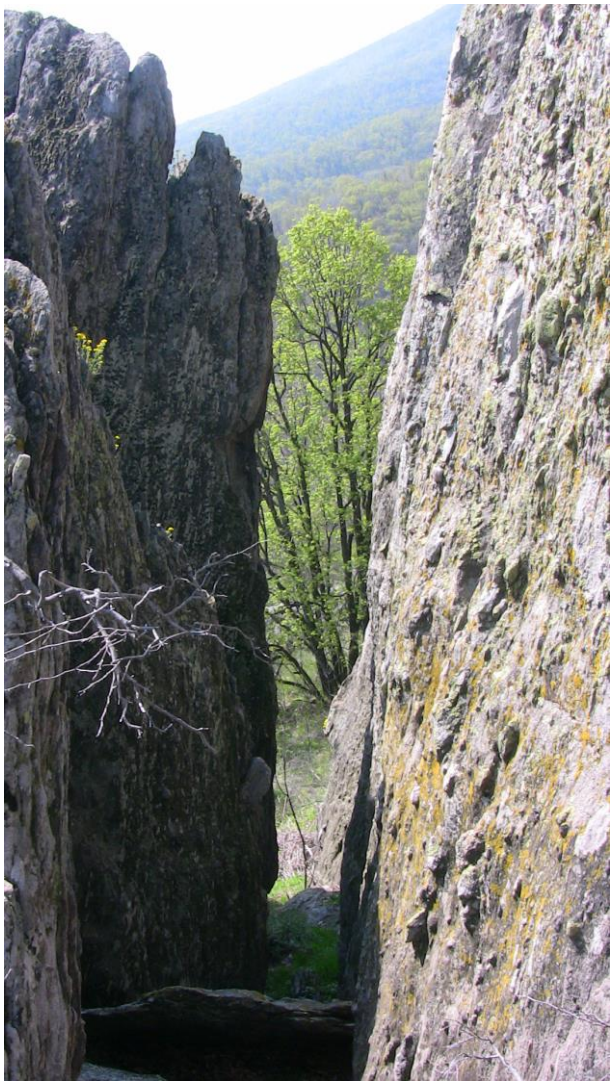
Като препоръчителни мерки за защита и популяризиране на геоложкия феномен могат да се посочат следните мероприятия: маркиране на геотопа с информационни табели на шосето за Вишеград; разработване на геопътека по черния път от ловната хижа на шосето, поставяне на табели с кратка информация за вида и възрастта на скалите и за развитието на геоложките процеси довели до образуването на скалните зъбери. Близостта на обекта до Тополовград и археологическата забележителност "Палеокастро" (Костов, 2003; Господинов, Господинов, 2008) също е от значение за разработването му като туристическа дестинация.

Фиг. 9. Напречно на слоестостта са развити окварцени пукнатини, създаващи илюзия за магмени скали с тънки пегматитови или кварцови жили

Фиг. 10. Стърчащите зъбери запазват субвертикалната ориентировка на слоестостта, а сред тях се срещат останки от кварцови жили, които процепват метаконгломератите на Пальокастренската свита

Фиг. 11. Древните скално-издълбани кръгове по пластовите повърхности на гравелитите в Пальокастренската свита при връх Пальокастро, на 2 km западно от Тополовград

Според разработената методика за оценка на геоложките феномени в България (Синьовски и др., 2002) "Черните камъни" попадат сред геотопите с национална значимост.



Фиг. 12. В скалите са развити три главни пукнатинни системи, по една от които, вследствие на изветрянето напречно на слоестостта са се образували дълбоки проходи, оформящи затревени алеи в целия скален комплекс

Заключение

Независимо че не фигурира в списъка на защитените територии на България, районът на Черните камъни се посещава редовно от местни природолюбители и ученици, и представлява любимо място за отдих на жителите на Тополовград и околните села. Поради слабата населеност на района и отдалечеността му от големи градове и курорти, Черните камъни не са включени в туристически маршрути. В историческата местност и кота Пальокастро на 2 km западно от Тополовград, на която е наименувана Пальокастренската свита, в същите метаконгломерати са запазени древни скално-издълбани кръгове (фиг. 11). С откриването на контролно-пропускателния пункт Лесово и осигуряването на директна пътна връзка с Република Турция, този геотоп може да се разработи като притегателно място за локален и международен туризъм.

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

Литература

Бончев, Е., С. Савов, Г. Чаталов. 1969. Върху блоковото разчленяване на Странджанския антиклинорий. – *Изв. Геол. инст., БАН и КГ, Сер. Геотект., 18,* 143-157.

Боянов И., Д. Кожухаров, С. Савов. 1965. Геоложки строеж на южния склон на Сакар планина между селата Радовец и Костур. *Сп. Бълг. геол. д-во, 26*, 2; 121-134.

Господинов, К., Н. Господинов. 2008. Отново за тъй наречените "слънчеви дискове" в Сакар. – *Археологически и исторически проучвания в Новозагорско. Т. 2. Ист. музей, Нова Загора*, 204-219.

Данев, Д., Д. Синьовски и др. 1982. *Доклад за специализирана геоложка картировка в М 1:25000 в района на Тополовград, Сакар планина*. Геофонд КГ.

Енчева, М., И. Кънчев. 1968. Триас. – В: *Стратиграфия на България (Цанков, В., Х. Спасов, ред.).* С., Наука и изкуство, 167-187.

Кожухаров, Д. 1984. Докембрий Южной Болгарии. – В: *Особенности становления земной коры в докембрий Южной Болгарии.* ПК IX, МС АНСС, 7-14.

Кожухаров, Д. 1987. Литостратиграфия и строение докембрия в ядре Белореческого поднятия в восточных Родопах. – *Geologica Balc., 17,* 2, 15-38.

Кожухаров, Д., И. Боянов, С. Савов. 1968. Геология на областта между с. Клокотница и гр. Марица, Хасковско. – В: *Юбилеен геологически сборник*. С., БАН, 37-50.

Кожухаров, Д., С. Савов, И. Боянов, Г. Шиляфов. 1994. *Геоложка карта на България в мащаб 1:100000, к.л. Тополовград*. С., КГМР, Геология и геофизика АД.

Кожухаров Д., С. Савов, Г. Чаталов, Е. Кожухарова, И. Боянов, Е. Челебиев. 1994. *Обяснителна записка към геоложката карта на България в мащаб 1:100000, к.л. Тополовград.* С., Болид, 73 с.

Кожухарова Е., Д. Кожухаров. 1973. Стратиграфия и петрология на докамбрийските метаморфни скали от Сакар планина. – *Изв. Геол. инст., сер. Геохимия, минералогия и петрография, 22,* 193-213.

Костов, Р. И. 2003. Загадката на "скалните кръгове" при Палеокастро. – *Вселена, наука и техника, 8*, 10, 23-29.

Кулаксъзов, Г. 1959. Триасът в околностите на Тополовград (предварително съобщение). – *Минно дело, 15,* 6, 36-39.

Кулаксъзов, Г., Г. Чаталов, С. Савов, З. Мазников, Г. Тинчева, Г. Мазникова, Л. Минева, Ц. Катева, Д. Дончева. 1960. *Доклад за геоложките проучвания на части от Тополовградско, Елховско и Ямболско, извършени през 1959 г.* С., Геофонд, МОСВ.

Синьовски, Д., В. Желев, М. Антонов, С. Джуранов, З. Илиев, Д. Вангелов, Г. Айданлийски, П. Петров, Х. Василев. 2002. Метод за оценка на геоложки феномени. – *II Международна конференция SGEM, Варна*, 25-33.

Синьовски, Д., И. Димитров. 2009. Геоложият феномен "Сечен камък" по руслото на р. Фишера в Сакар планина. – *Год. МГУ, 52, Св. I, Геология и геофизика*, 99-102.

Чаталов, Г. 1960. Първи находища на висококристалинни шисти с триаска фауна в България. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 21,* 3, 92-95.

Чаталов, Г. 1961. Първи находища на висококристалинни шисти с триаска фауна в България. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 21,* 3, 92-95.

Чаталов, Г. А. 1985а. Принос към стратиграфията и литологията на палеозойските и триаските скали в Светиилийските височини. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 46,* 1, 53-70.

Чаталов, Г. А. 1985б. Принос към стратиграфията и литологията на Сакарския тип триас (Сакар планина, Югоизточна България). – *Спис. Бълг. геол. д-во, 46,* 2, 127-143.

Чаталов, Г., Л. Микова. 1961. Метаморфният триас в Дервентските възвишения в Западна Странджа планина (Югозападна България). – *Тр. геол. България, Сер. Стратигр. и тект., 3*, 67-74.

Čatalov, G. 1961. Triassische kristalline Schiefer und Magmagesteine zwischen Haskovo und Dimitrovgrad. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 14,* 5, 503-506.

Čatalov, G. A. 1983. Lithostratigraphy of the rocks in the western part of the Sveti Ilia Heights (SE Bulgaria). – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 36,* 10, 1319-1322.

Čatalov, G. A. 1985. Notes on the stratigraphy of the Sakar (Metamorphic) type of Triassic (South-Eastern Bulgaria). – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 38*, 6, 711-713.

Dimitrov, I. 1999. Internal structure of the meta-granitoids in the Sakar region, Southeastern Bulgaria. – *Geologica Balc., 29,* 1-2, 111-124.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ГЕОЛОЖКИЯТ ФЕНОМЕН "СТО ОВЦИ" ("РАЗЧЕПАТИЯ КАМЪК"), МОНТАНСКА ОБЛАСТ

Димитър Синьовски, Тодор Маринов, Илиана Цветкова, Надежда Атанасова, Светла Деделянова
Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; sinsky@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. "Разчепатият камък", известен още като "Сто овци", представлява величествена скална композиция, състояща се от разчленени скали с височина 95 m. Основата на скалата е на 800 m надморска височина на билото на хребета между с. Смоляновци и долината на р. Огоста при с. Превала, област Монтана. В геоложко отношение обектът попада в Монтанската единица, в южното бедро на Монтанската антиклинала. Феноменът е образуван сред пъстри пермски брекчоконгломерати на Вранската свита и някои автори го приемат за най-източната група на Белоградчишките скали. Той е с формата на счупен каменен монумент, състоящ се от три стърчащи скали с обща основа. Предпоставките за появата на подобни релефни форми се крият още в образуването на Стара планина през Илирската нагъвателна фаза, когато палеозойските скали се нагъват и шарнирите на гънките се напукват и отслабват. По-късно благодарение на неравномерното изветряне се оформят тези фантастични ерозионни форми, които придават неповторима красота на ландшафта в целия район между Смоляновци и Белоградчик. Въпреки ефектния си изглед досега този геоложки феномен не е бил обект на защита. Съгласно разработената методика за оценка на геоложки феномени в България геотоп "Сто овци" отговаря на критериите за геотоп с национална значимост.

THE GEOLOGICAL PHENOMENON "HUNDRED SHEEP" ("THE SPLIT STONE"), MONTANA DISTRICT

Dimitar Sinnyovsky, Todor Marinov, Iliana Tsvetkova, Nadevda Atanasova, Svetla Dedelyanova
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; sinsky@mgu.bg

ABSTRACT. The "Split Stone", known as well as "Hundred Sheep", is an imposing rock assemblage composed of 95 m high disjointed rocks. The latitude of the rock basement is 800 m on top of the ridge between Smolyanovtsi village and Ogosta River valley near Prevala village, Montana District. Geologically the geosite falls into the Montana Unit in the south limb of Montana anticline. The phenomenon is formed into motley Permian brecciaconglomerate of the Vran Formation and some authors consider it as the most eastern group of the Belogradchik rocks. It has the shape of a broken stone monument, composed of three upright rocks with common basement. The prerequisite for appearance of such relief forms are due to the formation of the Balkan during Illyrian tectonic phase when the Paleozoic rocks were folded and fold axes became cracked and weak. Later due to uneven weathering these fantastic erosional forms were shaped, providing unique beauty of the landscape all over the region between Smolyanovtsi and Belogradchik. Despite of its spectacular appearance this geosite has still not been subject of protection. According to the methodology for estimation of geological phenomena in Bulgaria "Hundred Sheep" meets the requirements for geosite of national importance.

Въведение

"Разчепатият камък", известен още като "Сто овци", представлява величествена скална композиция, състояща се от три разчленени зъбера с височина 95 m. Основата на скалата е на 800 m надморска височина на билото на хребета между с. Смоляновци и долината на р. Огоста при с. Превала, област Монтана. Номинирането на "Сто овци" за геоложки феномен е направено от първите двама автори на настоящата статия при разработването на Регистъра и кадастъра на геоложките феномени в България (Маринов, Синьовски, 2003). Скалата е изградена от пъстрите пермски брекчоконгломерати на Вранската свита. Този забележителен природен феномен досега не е защитаван под никаква форма. Настоящата статия има за цел да популяризира геотопа и да привлече вниманието на природолюбителите към този красив район с впечатляващи разкрития на пъстрите пермски скали, чиито цвят контрастира със зеления горски фон и придава неповторим облик на околния ландшафт.

Кратки данни за геоложкия строеж на района

Скалният феномен "Сто овци" се намира на територията на Западнобалканската структурна зона (фиг. 1), в западния дял на Берковския антиклинорий, чиято ядка е изградена от нискометаморфни палеозойски скали с ордовишка възраст и теригенни младопалеозойски скали, а мантията – от триаски, юрски и долнокредни скали (фиг. 2). Геотопът попада в ядката на Монтанската антиклинала (Бончев, 1940; 1955) или т. нар. Монтанска единица (Кутловишка единица, Цанков, 1995). Наклонът на пластовете в южното бедро е от порядъка на 20-35° на Ю-ЮЗ, а в северната част на района ориентировката е стръмна, повлияна от навлачните разломни линии. Скалната композиция е оформена сред пермските брекчоконгломерати на Вранската свита, коронясващи билните части на релефа между долината на р. Огоста от юг и равнинната част на Предбалкана от север.

Фиг. 1. Геоложкият феномен "Сто овци" се намира на 5.5 km западно от с. Смоляновци, област Монтана, но подходът към него е по разклон от шосе Е 79 между с. Смоляновци и Белотинци

Най-старите скали в района са отнесени към Ордовика и и са отделени като Средогривска свита (Московски и др., 1963) или Средогривски метаморфити (Ангелов и др., 2006). Те са поделени на "долна теригенна задруга" и "горна теригенно-туфогенна задруга". В нея преобладават теригенните скали – метаморфозирани пясъчници, конгломерати и различни видове шисти. Северно от "Сто овци" (р. Карачица) се разкриват конгломерати и пясъчници от "горната теригенно-туфогенна задруга". Долната граница не е установена, а горната се бележи от трансгресивно разположения върху нея Перозки член на Смоляновската свита с пермска възраст. По литоложки състав и стратиграфска позиция свитата е корелируема със скалите на Дългиделската група (Долен Ордовик).

Пермските скали в района са обединени в три свити – Смоляновска, Вранска и Риковска. Смоляновската свита (Долен Ротлингенд) е въведена е от Yanev (1981) и е поделена на 4 члена – Перозки, Гюргички, Карачички и Коритарски. Скалите на свитата лежат с ъглово несъгласие върху метаморфитите на Средогривската свита. Тя е изградена от брекчи, несортирани полигенни брекчоконгломерати, вакови полимиктови пясъчници и конгломерати и малко туфи. Всички скали са оцветени в червени до кафеникаво-червени багри. Горната граница е ерозионна, поради което покриващата я Вранска свита лежи върху различни нейни стратиграфски нива. Общата дебелина е до 1200 m.

Вранската свита (Горен Ротлингенд) е въведена от Янев и Тенчов (1972). Тя е изградена от полигенни, несортирани брекчоконгломерати с вакова глинесто-песъчлива спойка. Късовете са от разнообразни нискометаморфни и кластични скали с участие на гранитоиди, кварцити, лидити и млечнобял кварц. Брекчоконгломератите се прослояват от неиздържани и силно подчинени хипопясъчници и хипоалевролити с глинесто-железо-хидроокисна спойка, която придава червен цвят на скалите. Свитата се разполага дискордантно върху пъстра подложка от старопалеозойски и долнопермски скали. Дебелината при с. Белотинци е до 1000 m.

Тронков (1981, 1995) отнася триаските скали в района към Петроханска теригенна група (Долен Триас) и Искърска карбонатна група (Долен-Среден Триас, Спат-Аниз). Преди това Тронков (1973) поделя долнотриаските скали на три задруги: конгломератово-пясъчникова, пясъчникова и пясъчниково-алевролитова, които впоследствие са включени в състава на Петроханската теригенна група.

Конгломератово-пясъчниковата задруга в Белимелската ивица се състои от едрокъсови конгломерати и по-малко грубозърнести пясъчници с дебелина до 150 m, разположени дискордантно върху пермските скали. Пясъчниковата задруга също се разкрива в Белимелската единица и прехожда с постепенен преход от конгломератово-пясъчниковата задруга. Изградена е от червени пясъчници с дебелина около 200-250 m с отчетлива коса слоестост. Конгломератите, алевролитите и аргилитите се срещат рядко. Пясъчниково-алевролитовата задруга е изградена от редуващи се пясъчници, алевролити и аргилити с дебелина до 50 m. Тя лежи с постепенен преход над пясъчниковата задруга и се покрива с постепенен преход от Свидолската свита.

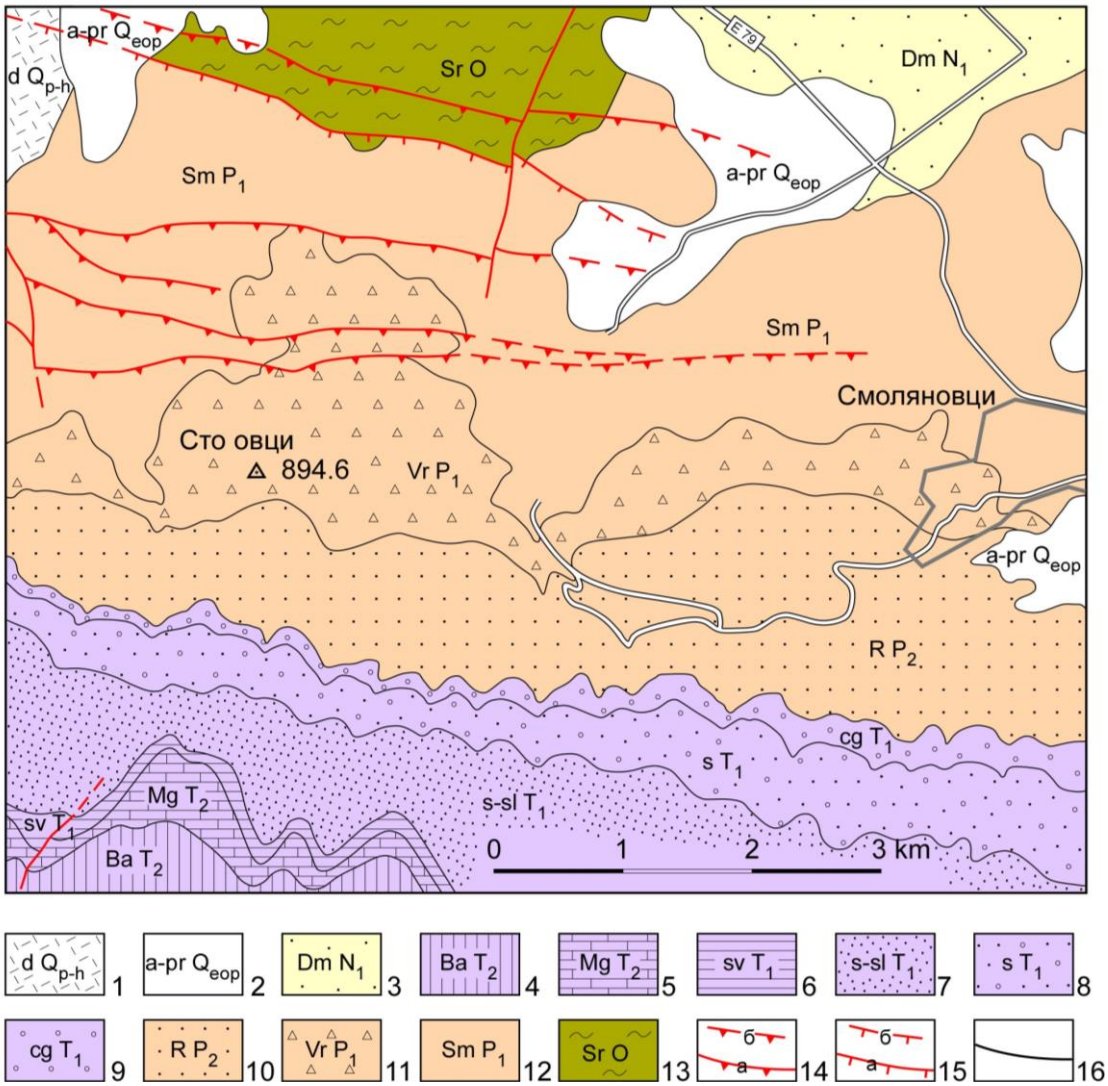
Искърската карбонатна група включва Свидолската и Могилската свита. Свидолската свита (Чаталов, 1974) е изградена от теригенни, карбонатни и смесени скали – червени аргилити и алевролити, пясъчници, варовици и доломити с дебелина до 35 m. Могилската свита (Ассерето и др., 1983) е изградена от сиви варовици, доломити и по-малко смесени доломитно-варовити скали с дебелина до 120 m.

В северозападната част на района се разкриват сарматски глинесто-песъчливи седименти, отнесени към Димовската свита (Коюмджиева, Попов, 1988). Това са сиворъждиви пясъци и пясъчници с прослойки от глини и варовици. Дебелината на неогенските отложения е от 10 до 30 m. Те лежат дискорднтано върху средогривските метаморфити, пермските брекчоконгломерати на Смоляновската свита и триаските пясъчници на Петроханската теригенна група.

Кватернерните отложения са разположени върху пъстра подложка от ордовишки, пермски, триаски и неогенски скали. Алувиалните наслаги (Плейстоцен, V надзаливна тераса) с дебелина до 10 m са изградени от дребнокъсови до среднокъсови чакъли с червеноцветна глинеста спойка. Делувиалните наслаги (Плейстоцен-Холоцен) са представени от несортирани, неспоени полигенни късове и глинесто-песъчливи отложения. Дебелината им е 10-20 m.

Характеристика на геотопа

Геотопът е известен с две имена – "Сто овци" и "Разчепатия камък" или "Чепатите камъни" (фиг. 3-5). На топографските карти името на кота 894.6 m е "Сто овци". Образуването на тази величествена скална композиция е тясно свързано с процесите на изветряне, денудация и ерозия. При нагъването на Стара планина през Илирската нагъвателна фаза преди 25 млн. г., са взели участие по-рано нагънатите палеозойски скали, част сред които са и пермските брекчоконгломерати на Вранската свита. При образуването на гънките билните им части са напукани и отслабени.



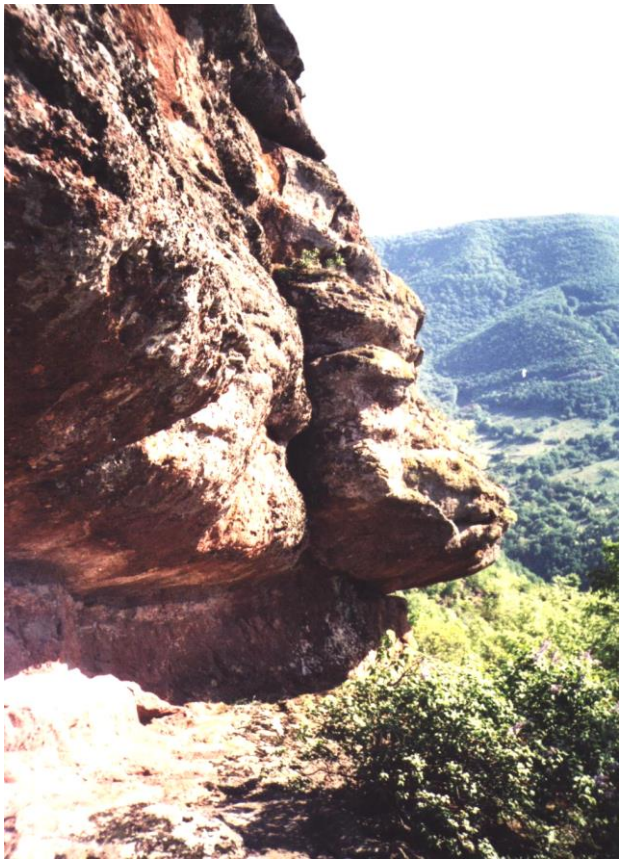
Фиг. 2. Геоложка карта на района на геотоп "Сто овци" (по Ангелов и др. 2006а, 2006б). 1-2, Кватернер: 1 – делувиални отложения (Плейстоцен-Холоцен) – скални късове, песъчливо-глинести отложения; 2 – алувиално-пролувиални наслаги (Еоплейстоцен): гравийни пясъци и чакъли; 3, Неоген – Димовска свита (Горен Волин – Долен Бесараб): пясъци, варовити пясъчници, лещи от песъчливи детритусни варовици; 4-9, Триас: 4 – Бабинска свита (Аниз): тънкослойни ядчести и глинести варовици; 5 – Могилска свита (Аниз): варовици, глинести варовици, доломити; 6 – Свидолска свита (Оленек): аргилити, алевролитиваровити пясъчници, песъчливи варовици, мергели, доломити; 7 – пясъчниково-алевролитова задруга (Долен Триас): пясъчници, алевролити и аргилити; 8 – пясъчникова задруга (Долен Триас): червени пясъчници с коса слоестост; 9 – конгломератова задруга (Долен Триас): конгломерати с прослойки от пясъчници и алевролити; 10-12, Перм: 10 – Риковска свита (Горен Перм): червени пясъчници с редки прослойки от алевролити и лещи от гравелити; 11 – Вранска свита (Долен Перм): пъстри полимиктови брекчоконгломерати с редки пясъчникови прослойки; 12 – Смоляновска свита (Долен Перм): полимиктови брекчоконгломерати, пясъчници, алевролити и аргилити с андеситови и дацитови туфи, лавобрекчи и лави; 13, Палеозой: Средогривска свита (Ордовик): метаморфозирани пясъчници и алевролити, шисти, кисели магматити и гранитоиди; 14-15, разломи: 14 – възсед, (а) установен, (б) предполагаем; 15 – разсед, (а) установен, (б) предполагаем; 16 – геоложка граница

Така в ядката на Михайловградската антиклинала са се образували вертикални пукнатини, които заедно с пластовите пукнатини и нееднородния характер на пермските брекчоконгломерати са предопределили неравномерното изветряне на скалите. Благодарение на това става образуването на фантастични форми сред триаските и пермските отложения в целия регион между Белоградчик и Смоляновци. Част от този скален ансамбъл е и "Разчепатият камък", впечатляващ отдалеч с огромните си размери и причудливата си форма.

Районът се намира на 30 km източно от гр. Белоградчик, където в предпланината на Балкана, заобиколено от планинска верига, е разположено с. Гюргич. Тук е забил в синьото небе връх "Сто овци" ("Разчепатият камък"), който заедно с останалите скални композиции "Бъчвата", "Царския камък", "Викалеца" и "Бабу" представляват един отглас на твореца Време, изваял Белоградчишките скали (Маринов, 2008). Ако Белоградчишките скали говорят за творчество и настроение, то "Сто овци" и заобикалящите го скални скулптури носят спокойствие и приемственост сред зелените планински била.

Фиг. 3. "Сто овци" или "Чепатите камъни" представляват разчленена на три скална композиция, чиято основа е разположена на 800 m надморска височина

От историческа гледна точка районът е много интересен. Между реките Карачица и Нечинска бара е проснала снага "Царската поляна". Тук на прохлада е намирал отдих и спокойствие през горещите летни дни цар Борил, след като е убил сестриния си син Калоян, на когото заедно с престола е заграбил и жената, хубавата куманка. Тук през това място е минавал царският друм, по който от Бдин с коне и въоръжена охрана са пренасяли царската хазна (Попов, Джонов, 1969).



Фиг. 4. Величествената скала се издига на 95 m над билото и заедно с останалите разкрития на пъстрите брекчоконгломерати на Вранската свита се вписва в един неповторим природен ландшафт

В книгата "Шепот от вековете" (Попов, Джонов, 1969) обектът е наречен "Стовци – Купните". В нея се описва драмата на двама влюбени – Огнян и Бойка, които поискали благословия от дядото на Бойка, Данаил, но не за венчило, а за бунт в Балкана срещу турските поробители. Дядо Данаил сам хранел въстанниците и борбата свършила тогава, когато той свършил и стоте си овце. В тази неравна борба паднали и Бойка, и Огнян. Затова тези големи камъни, ЮИ от с. Гюргич се казват "Сто овци", заради големия "курбан", който дядо Данаил дал на въстаниците. А "Купните" е останало като отглас от робството, защото се вярвяло, че в тези каменни купни се таи мъката и копнежа на народа за свобода.

Според друга легенда на местното население от тази величествена скала е паднал овчар, а след него са скочили овенът и стоте му овце, откъдето идва и името на скалата (Маринов, 2008).

Фиг. 5. В западната част на скалната композиция вкаменената глава на овена напомня и до днес за случката, откъдето според легендата е останало името на скалата "Сто овци"

"Сто овци" е твърде интересно място, чиито околности според легендите са наситени с древни съкровища. Основната причина за това е характерната и лесно запомняща се морфология на огромните скални гиганти, които се виждат от международния път Е-79 (фиг. 4-5). Значителната надморска височина от 894.6 m и билното разположение на феномена осигурява поразителна гледка в четирите посоки на света. На север от котата се открива необятната шир на Дунавската равнина и спокойните води на Дунава, в южното подножие на хребета се намира живописната долина на р. Огоста, а на юг и на запад се извисява внушителната снага на Западния Балкан с неговите първенци – връх Ком (2016 m) и връх Миджур (2168 m). При залез слънце на запад се очертават вълшебните скулптури на Белоградчишките скали и облият конус на Врътска чука.

Подходите към върха са по черни пътища от най-близките села – Смоляновци, Белотинци, Гюргич и Превала. До самия скален феномен може да се достигне по черен път от север, който е продължение на асфалтова отбивка от Е 79 между селата Смоляновци и Белотинци с дължина 2.5 km. Пътят е в лошо състояние и завършва до бивши кошари, откъдето след още 3 km се достига до билото.

Фиг. 6. В околностите на величествената скала могат да се наблюдават и други геоложки образувания като скални гъби и разнообразни фигури, изваяни от ерозията

Заключение

Скалният феномен "Сто овци" е една от геоложките забележителности на Западния Балкан, която заедно с Белоградчишките скали оформя облика на този край. Номинирането на Белоградчишките скали за едно от "Седемте нови природни чудеса на света" предизвика небивал туристически поток от страната и чужбина, като много граждани на страната ги посетиха за пръв път. Неповторимият природен ладшафт на региона, богатата история и близостта му до международен път Е79 са добри предпоставки за разработването на "Сто овци" като туристическа дестинация в рамките на един бъдещ геопарк включващ и Белоградчишките скали.

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

Литература

Ангелов, В., М. Антонов, С. Герджиков, И. Климов, П. Петров, Х. Киселинов, Г. Добрев, Д. Синьовски, С. Приставова. 2006а. *Геоложка карта на Република България 1:50000, К-34-22-Б (Ружинци).* С., МОСВ, Национална геоложка служба.

Ангелов, В., М. Антонов, С. Герджиков, Г. Айданлийски, П. Петров, Х. Киселинов, С. Приставова, Н. Рускова. 2006б. *Геоложка карта на Република България 1:50000, К-34-22-Г (Чипровци).* МОСВ, Национална геоложка служба.

Ассерето, Р., Г. Чаталов, Д. Тронков. 1983. Могилская свита (нижний-средний триас) в Западной Болгарии. – *Geologica Balc., 13,* 6, 25-27.

Бончев, Е. 1940. Алпидски тектонски прояви в България. – *Спис. Бълг. геол д-во, 12,* 3, 155-247.

Бончев, Е. 1955. *Геология на България. Том I.* С., 264 с.

Маринов, Т. 2008. *По пътя на съкровищата.* С., "Лице", 200 с.

Маринов, Т., Д. Синьовски. 2003. Сто овци (Разчепатия камък), с. Смоляновци, област Монтана. – *Досие на геоложки феномен. Регистър и кадастър на геоложките феномени в България*. Геофонд, МОСВ.

Московски, С., С. Недялкова, Я. Тенчов, А. Харковска, В, Шопов, С. Янев. 1963. Стратиграфски и литоложки проучвания в ядката и част от мантията на Михайловградската антиклинала между реките Чупренска и Риковска бара (Северозападна България). – *Тр. геол. България, Сер. Стратигр. и тект., 5,* 29-63.

Попов, Г., К. Джонов. 1969. *Шепот от вековете*, С., 232 с.

Тенчов, Я., С. Янев. 1963. Стратиграфия и литология на горния стефан и перма при Белоградчик и с. Киряево (Северозападна България). – *Тр. геол. България, Сер. Стратигр. и тект., 5,* 69-97.

Тронков, Д. 1973. Основи на стратиграфията на триаса в Белоградчишкия антиклинорий (Северозападна България). – *Изв. Геол. инст., Сер. Стратигр. и литол., 22,* 73-79.

Тронков, Д. 1995. Триаска система. – В: Хайдутов, И. (ред.) *Обяснителна записка към геоложката карта на България М 1:100000, к. л. Белоградчик.* С., ЕТ "Аверс", 49-68.

Цанков, Ц. 1995. Тектоника. Алпийски структурни планове. В: Хайдутов, И. (Ред.) *Обяснителна записка към геоложка карта на България М 1:100000, к л. Белоградчик.* С., ЕТ "Аверс", 112-118.

Чаталов, Г. 1974. Фации в Свидольской свите (нижний триас) Тетевенского антиклинория. – *Докл. БАН, 27,* 2, 239-242.

Янев, С., Я. Тенчов. 1972. Стратиграфия и литология на стефан-пермските скали при с. Стакевци, Видински окръг. – *Изв. Геол. инст., Сер. Стратигр. и литол., 24,* 19-39.

Yanev. 1981. The Permian in Bulgaria. – *Proc. Intern. Symp. Centr. Europ. Permian, Jablona, April, 27-29, Warsaw*, 103-126.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

МИНЕРАЛЕН СЪСТАВ НА ЕПИТЕРМАЛНОТО ЗЛАТНО РУДОПРОЯВЛЕНИЕ МАКЕДОНЦИ, КЪРДЖАЛИЙСКО

Страшимир Страшимиров[1], Сергей Добрев[1], Хари Драгиев[2]

[1]Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; sbs@mgu.bg; sergeydobrev@gmail.com
[2]Горубсо-Кърджали АД; hbdragievi@mail.bg

РЕЗЮМЕ. Разгледани са геоложкия строеж и металогената позиция на рудопроявление Македонци, като част от епитермалните нискотемпературни златосъдържащи рудопроявления в Източните Родопи. Проведени са изследване на полирани препарати от рудни образци и е извлечен изкуствен шлих от 52 kg проба от рудопроявлението. Шлихът е подложен на минераложки анализ, като са отделени няколко фрации. След обогатяване на концентрационна маса, концентратът е разделен на едра и дребна фракция, от последната са отделени лека, магнитна и тежка фракции. Тежката фракция е разделена на тежък концентрат и отпадък (чрез обработка на концентрационна масичка Micropanner). Получените концентрат и отпадък са разделени на електромагнитна и немагнитна фракции. От тежкия немагнитен концентрат и от тежкия електромагнитен концентрат след спояване са изготвени полирани препарати. Установена е сравнително ограничена по обем рудна минерализация включваща пирит, халкопирит, марказит, хематит, магнетит, железни хидроокси, галенит, халкозин, борнит, електрум, самородно сребро и йодаргирит (?). С рентгеноспектрален микроанализ е определен количествено химическия състав на електрума, самородното сребро и халкозина, като са регистрирани индикации за присъствието на йодаргирит. Въз основа на изследванията е направено заключение, че в рудопроявлението като носители на злато доминират фази отнасящи се към електрума, направени са и предложения за възможно гравитационно извличане на златото при обогатяване на рудите.

MINERAL COMPOSITION OF THE EPITHERMAL GOLD OCCURRENCE MACEDONTSI, KARDJALI DISTRICT

Strashimir Strashimirov[1], Sergey Dobrev[1], Hari Dragiev[2]
[1]University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia;sbs@mgu.bg; sergeydobrev@gmail.com
[2]"Gorubso-Kardjali" JSC; hbdragievi@mail.bg

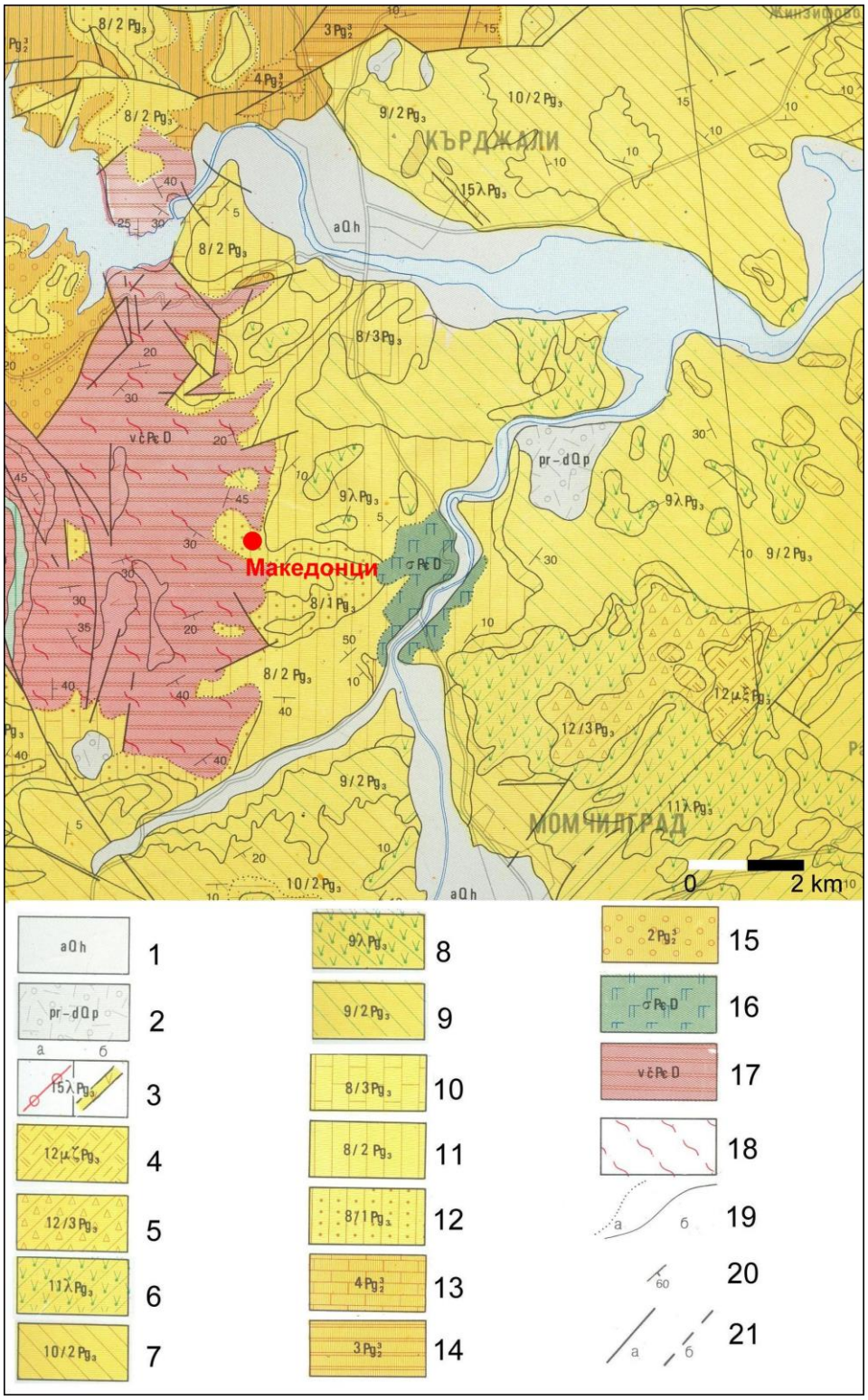
ABSTRACT. Geological structure and metallogenic position of the ore occurrence Macedontzi are discussed as a part of epithermal; low-temperature gold-bearing mineralizations in the Eastern Rhodopes. Studies are performed on polished sections and extracted heavy concentration from 52 kg probe from the ore occurrence. The heavy concentration is investigated by mineralogical analysis of several fractions that are separated from the probe. After processing through concentration table, the product obtained is divided to coarse and fine fractions, from the last one are separated float, magnetic and heavy fractions. The heavy fraction is separated to heavy concentrate and waste (using "Micropanner" concentration table). Heavy concentrate and waste obtaned have been separated to electromagnetic and non-magnetic fractions. From heavy electromagnetic and non-magnetic concentrate fractions after cementing polished sections were prepared. Ore mineralization found in the ore occurrence is very limited in distribution, including minerals such as pyrite, chalcopyrite, marcasite, hematite, magnetite, Fe-hydroxides, galena, sphalerite, chalcocite, bornite, azurite, covellite, electrum, native silver and jodagririte (?). Quantitative microprobe analyses determined the chemical composition of gold nuggets as electrum; native silver and chalcocite are confirmed by microprobe as well. Based on the results obtained, conclusions have been made that the gold is represented mainly as electrum and suggestions for its gravitational extraction during mineral processing were suggested.

Въведение

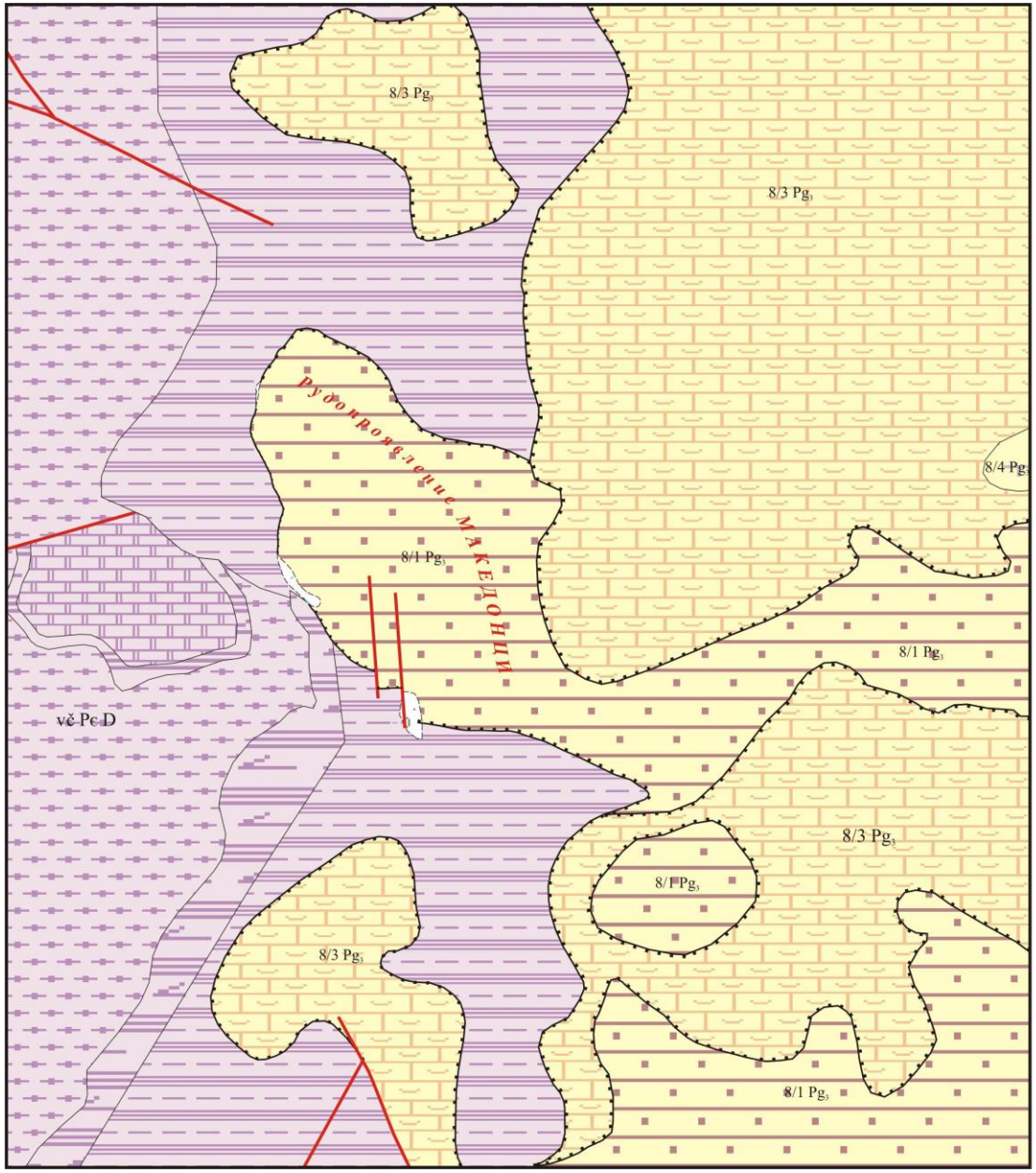
Източнородопският руден район се характеризира с наличието на редица епитермални нискосулфидни кварц-златорудни рудопроявления и отделни находища. При проведените досега изследвания, присъствие на злато се отбелязва и в някои от полиметалните находища в района. Самородно злато под формата на неправилни, удължени или овални индивиди с големина до 10 μm е наблюдавано в рудите от оловно-цинковото находище Пчелояд (Младенова, 1989). В рудите от находище Седефче, повишените съдържания на Au според Младенова (1998; 1999) са свързани с т. н. "невидимо" злато, включено най-често в арсенопирит и в пиритови (марказитови) псевдоморфози по пиротин. В рудите от находище Чала, Au е установено в две парагенези – сулфидна и кварц-спекуларитова. Наблюдавани са електрум и самородно злато под формата на изометрични включения с големина от 0.1 до 100 μm в сулфидни минерали (сфалерит) или в кварц. (Патрикова, 2000). Marinova (2005; 2006; 2007) изследва особеностите на златото в находище "Хан Крум", като установява, че то е разпространено предимно под формата на електрум.

Рудопроявление Македонци, разположено в близост до гр. Кърджали е едно от установените в последните години (1996 г.), проявления на злато в района, за което все още липсват публикувани данни за минералния състав и особеностите на носителите на злато в него.

Предмет на настоящата работа са резултатите от извършените изследвания за определяне на минералния му състав в полирани препарати и във фракции от концентрати, получени при обработка на 52 kg проба, взета от канавни изработки в рудопроявлението.



Фиг. 1. Схематична геоложка карта на района между Кърджали и Момчилград (по Кожухаров и др., 1995). *Кватернер:* 1 – алувиални образувания *(aQh)*; 2 – пролувиално-делувиални образувания *(pr-dQp)*; *Палеоген, Олигоцен:* 3 – латити, андезити, андезитобазалти, шошонити *(λPg3)* – а) дайки, б) тела; *Задруга на трети кисел вулканизъм (12Pg3):* 4 – риолити с перлити, 5 – пачка на агломератови кисели туфи; *Задруга на трети среднокисел вулканизъм (11Pg3):* 6 – базалти, андезитобазалти, андезити, латити, абсарокити, шошонити; *Задруга на втори кисел вулканизъм (10Pg3):* 7 – пачка на риолитови и риодацитови туфи и туфити; *Задруга на втори среднокисел вулканизъм (9Pg3):* 8 – дребнопорфирни латити, 9 – пачка на среднокисели туфи, туфити, органогенни (рифови) варовици; *Задруга на първи кисел вулканизъм (8Pg3):* 10 – пачка на органогенни (рифови) варовици, 11 – пачка на кисели туфи, туфити, алевролити, органогенни (рифови) варовици, 12 – конгломератно-пясъчникова пачка; *Горен Еоцен:* 13 – *мергелно-варовикова задруга* (органогенни варовици, песъкливи варовици, мергели – *4Pg2³*), 14 – *въгленосно-песъклива задруга* (конгломерати, пясъчници, глинести алевролити, въглища – *3Pg2³*), 15 – *брекчоконгломератна задруга* (брекчоконгломерати, конгломерати, гравелити, пясъчници – *2Pg2³*); *Докамбрий, (Родопска надгрупа, Рупчоска група):* 16 – метаморфозирани ултрабазити (метасерпентинити – *σPєD*), 17 – *Въчанска пъстра свита* (биотитови гнайси с прослойки от разнообразни шисти и гнайси, лептинити, железоносни кварцити, мрамори, амфиболити и др. – *včPєD*); 18 – Диафтореза; 19 – литоложка граница – а) несъгласна (трансгресивна), б) нормална литостратиграфска, на магмените скали и на кватернерните образувания; 20 – слоистост и фолиация; 21 – разсед и отсед а) установени, б) предполагаеми



Фиг. 2.

УСЛОВНИ ЗНАЦИ:

ПАЛЕОГЕН
ОЛИГОЦЕН
Задруга на първи кисел вулканизъм 8Pg3

8/4 Pg3 Пачка на кисели туфи

8/3 Pg3 Пачка на органогенни (рифови) варовици

8/1 Pg3 Пачка на пясъчници и алевролиги

ДОКАМБРИЙ
РОДОПСКА НАДГРУПА
Рупчоска група

vč Pє D Въчанска пъстра свита

Кварцови амфиболити и амфиболови шисти

Биотитови гнайсошисти

Лептитови гнайси

Мрамори с прослойки от калкошисти

А Б Геоложки граници: А - нормални; Б - несъгласни

Разломи

Антични минни отвали

Рудопроявление МАКЕДОНЦИ
Геоложка карта

(По геоложката карта в М 1:25000 на Шапатов, 1961; Геоложка карта на България в М 1:100000, 1988 и данни от геолого-проучвателните работи, провеждани от ГОРУБСО-АД, гр. Кърджали)

0 100 200 300 400 500m

Геоложки строеж на района на рудопроявлението

Епитермалните нискосулфидни кварц-златорудни находища и рудопроявления в Източните Родопи са разположени най-често по периферията на депресии, запълнени от вместващите ги палеогенски седименти. Най-много на брой епитермални нискосулфидни рудопроявления и едно находище (Хан Крум) са установени в Момчилградската депресия, главно в района на Крумовград (Крумовградско рудно поле). Орудяванията по югоизточния борд на Момчилградската депресия гравитират около Ирантепенския вулкан (Сърница, Скалак, Хан Крум, Подрумче и др.). Такова орудяване се среща и в теригенни скали от изолирани грабени, наложени върху метаморфитите, които са развити в южните бордови части на Източнородопското понижение (рудопроявление Розино). Формирането на кварц-злато-адуларовите орудявания, според Милев и др. (2007) е предшествало вулканската дейност, но генетично е свързано с вулканизма и най-вероятно представлява негова първоначална изява.

В приабонските седименти, подстилащи вулканитите, са установени пластообразни монокварцови тела тип "sinter", за които се предполага, че са надрудни или горнорудни, по отношение на този тип орудявания. От друга страна установената епитермална нискосулфидна кварц-златорудна минерализация в теригенни скали от задругага на 1-ви кисел вулканизъм в централните части на Момчилградската депресия (рудопроявление Стремци) и в северозападната и периферия (рудопроявление Македонци) подсказват, че златорудната минерализация е най-малкото синхронна с първите прояви на вулканска дейност в съответните вулкански центрове.

Рудните тела са представени от линейни щокверки и зони на интензивно окварцяване (и адуларизация) и по-рядко от пластообразни залежи. Рудните минерали в епитермалните нискосулфидни находища в този район, според Милев и др. (2007) включват спорадични сулфиди (пирит, марказит, халкопирит, арсенопирит, пиротин, сфалерит, галенит), тетраедрит, електрум и Au-Ag телуриди.

Рудопроявлението е разположено в района на вр. Калето и попада в землището на едноименното кърджалийско село. Отстои на около 8 км южно от град Кърджали. То е открито и оценено от MINORKO и впоследствие интерпретирано от GRAMEX като "потенциално епитермално златно рудопроявление, вместено в теригенни седименти и благоприятна геолого-структурна позиция, подобна на доказаната промишлена минерализация в находище Перама Хил, Северна Гърция". Детайлните геолого-проучвателни работи се извършват от ГОРУБСО-АД, гр. Кърджали.

Районът на рудопроявлението попада в западния борд на Момчилградската вулкано-тектонска депресия и е изграден от пясъчници, конгломерати и органогенни варовици, разположени трансгресивно върху метаморфния фундамент (фиг. 1).

Метаморфният фундамент в района е изграден от Въчанската свита (včPєD) на Рупчоската група (Кожухаров, 1984). Върху един основен гнайсов фон от дребнозърнести биотитови гнайси (на места с гранат и графит) се наблюдават различно дебели прослойки от двуслюдени гнайси до гнайсошисти, гранат-кианитови гнайси и шисти, мрамори, амфиболити, калкошисти и по-рядко амфибол-биотитови и амфиболови гнайси. В свитата е проявен базичен до ултрабазичен магматизъм, представен от послойни тела и лещи на метасерпентинити, дребнозърнести гранатови ортоамфиболити, послойни метавулканити и техните туфи. Всички скали са пресечени от послойни пегматити.

Палеогенските седименти са представени от материалите на задругата на първи кисел вулканизъм ($8Pg_3$), които залягат върху пъстра подложка от метаморфните скали на кристалинния цокъл (фиг. 2). В основата си това са пясъчници и алевролити и в по-малка степен базални конгломерати от пясъчниково-конгломератната пачка ($8/1Pg_3$), върху които с ъглов дискорданс залягат варовиците от пачката на органогенните (рифови) варовици ($8/3Pg_3$). Те не са характерните за тази свита – по-скоро това са туфозни варовици, преминаващи често във варовити туфи. Границата между двата структурни етажа е контрастна, с добре проявено ъглово несъгласие.

В конгломератно-пясъчниковата пачка се наблюдават отделни разкрития и обширни блокажи от интензивно епитермално променени пясъчници и конгломерати. Промяната се проявява в кварц-серицитов до монокварцов фациеси. Повсеместно се срещат типично нискотемпературни опал-халцедон-баритови жили, маркирани малко по-високо от рудното ниво. В органогенните варовици не са проявени никакви следи от хидротермална дейност. По всяка вероятност епитермалната минерализация е обхващала значително по-голяма площ, но в по-голямата си част е еродирана, за което свидетелстват широко разпространените (до 4-5 km около сегашните разкрития) аналогични минерализирани блокове и късове.

В пясъчниците (по-често в южния хълм) се разкриват окварцени до кварцити пясъчници – обилно хематизирани и лимонитизирани. Очертани са контурите на две рудни тела – едното под вр. Калето, а другото – под южния хълм. Те са с максимална дебелина около 28 m.

Минерализацията в рудопроявление Македонци се характеризира с наличието на два морфоложки типа орудяване – линеен щокверков тип и пластовидни рудни тела. Макроскопски рудната минерализация е твърде оскъдна и видимо се установяват само участъци с по-интензивна пиритизация, в които пиритът е подчертано финозърнест.

Материал и методика

Изследванията са извършени върху образци от сондажна ядка, канави и от повърхностни разкрития в рудопроявление Македонци. От подбраните представителни рудни образци са изготвени 40 броя аншлифи за изследване в отразена светлина под микроскоп и изучаване състава на рудната минерализация. Извършени са микроскопски изследвания на изготвените аншлифи за изучаване на рудната минерализация. При проведените минераложки изследвания бе установен твърде оскъден набор от рудни минерали и бяха наблюдавани отделни включения с малки размери, твърде сходни по оптически характеристики със самородното злато.

С оглед получаването на допълнителни резултати и най-вече за диагностиране на включенията, носители на злато в рудопроявлението, бе изготвен изкуствен шлих от 52 килограмова рудна проба, върху който бяха направени минераложки ицследвания със стереомикроскоп, а впоследствие бяха изготвени споени препарати за наблюдения в отразена светлина.

Последователността на обработка на изследваната 52 kg рудна проба включва:
- предварително натрошаване до 3 mm, хомогенизиране и квартоване и отделяне на представителна проба от 2 kg;
- смилане на отделената представителна проба в топкова мелница в продължение на 5min;
- обогатяване на концентрационна маса в два цикъла (получаване на първоначален концентрат и повторното му обогатяване до краен концентрат (с тегло 127.3 g).

Получения краен концентрат е разделен на фракции, както следва:
- *едра фракция* (10.1 g) – получена чрез пресяване със сито 1mm;
- *дребна фракция*, от която са отделени, както следва:
- лека фракция (114. 8 g);
- магнитна фракция (1.17 g, извлечена с обикновен магнит);
- тежка фракция – 1.22 g; извлечена е чрез третиране с тежки течности ($CHBr_3$ бромоформ, отн. тегло – 2.92).

Впоследствие тежката фракция отново е разделена с неодимов (NdFeB) магнит с по-силно матнитно поле и е извлечена по-слабо магнитна (магнитно-елекромагнитна) фракция с тегло 0.46 g, в която са установени 2 златинки, едната от които е срастнала с железни хидроксиди, вероятно образувани по пирит.

Немагнитната фракция е обработена на концентрационна масичка Micropanner и е разделена на тежък концентрат и отпадък.

Както тежкият концентрат (0.29 g), така и отпадъка (0.47 g) са подложени на електромагнитна сепарация и са получени съответно тежък електромагнитен концентрат (0.12 g) и отпадък (0.38 g), тежък немагнитен концентрат (0.17 g), и немагнитен отпадък (0.09 g).

Електромагнитният и немагнитен отпадък са изследвани с бинокулярен стереомикроскоп при увеличение до 45х. Златинки в тях не са установени.

След изследване с бинокулярен стереомикроскоп на тежкия електромагнитен и на тежкия немагнитен концентрат и извличането на над 30 златинки за по-нататъшни изследвания от двете фракции са изработени споени полирани препарати за изучаване в отразена светлина.

За изучаване химизма на рудните минерали са проведени количествени рентгеноспектрални микроанализи, с помощта на сканиращ електронен микроскоп JEOL JSM 35CF, с рентгенов микроанализатор Tracor Northern TN-2000, в лабораторията на "Евротест-Контрол", ЕАД. Анализите са извършени с приставка EDEX, като стандарти са използвани чисти метали и природни съединения.

Резултати от проведените изследвания

А) Рудни минерали

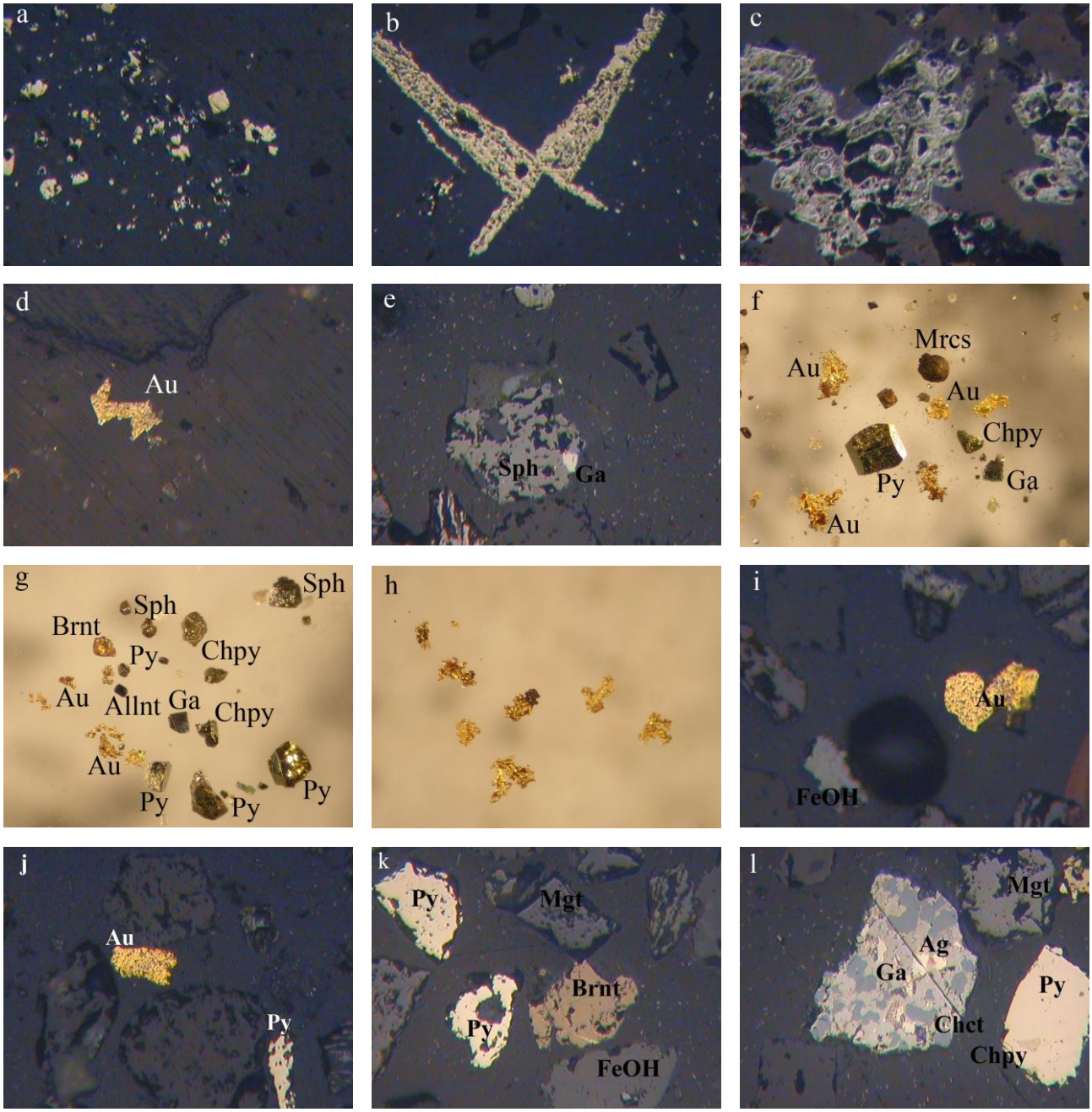
Полираните препарати са изготвени от брекчирани, окварцени и ожелезненини пясъчници и кварцити от рудопроявление Македонци. При тяхното изследване са установени сравнително ограничен брой рудни минерали, представени предимно от пирит и железни хидроксиди (гьотит), марказит, електрум, хематит, магнетит и др. В полирани препарати изготвени при спояване на зърна от различните фракции на изкуствения шлих, освен тези минерали са наблюдавани също така халкопирит, сфалерит, галенит, халкозин, малахит, азурит и пиротин.

Пирит. Пиритът е преобладаващият руден минерал. Често е локализиран в по-късни, окварцени жилки, пресичащи вместващите скали. Представен е от няколко морфоложки разновидности. В някои от препаратите пиритът е изключително финозърнест, с размери на зърната под 20 μm и е локализиран в отделни участъци (фиг. 3а) и линейно изтеглени зони. Финозърнестият пирит на места е концентриран в интерстициите между кварцови зърна и агрегати и вероятно е по-късен, с метасоматичен произход. Наблюдава се и по-едрозърнест пирит с големина на индивидите около 50 μm, като една част от индивидите са идиоморфни, а друга част – хипидиоморфни и ксеноморфни. В централната част на някои от по-големите пиритови зърна се наблюдава излужване. Установени са и реликти от по-големи пиритови зърна, заместени впоследствие от кварц, с типична скелетна структура. Наблюдавани са процеси на марказитизация на пирита. В цвета на пирита, отложен в междузърновите пространства на кварцови индивиди, се установяват вариации – от по-светложълт до по-тъмносивобежов цвят, вероятно в резултат на прекристализация на част от пирита и образуването на марказит, често под формата на удължени индивиди (фиг. 3b). В повечето случаи пиритът е частично или напълно заместен от железни променителни продукти. Установени са единични агрегати с по-големи размери (100-300 μm), които могат да се разглеждат като фрагменти от първичен пирит, заместен впоследствие от железни хидроксиди. В най-външната част на подобни агрегати се наблюдават фини кантове от по-светлосив железоокисен минерал – хематит, а централните участъци са излужени.

Железни хидроксиди (гьотит). Железните хидроксиди образуват отделни агрегати с неправилни очертания с големина до 200-300 μm, в повечето случаи нехомогенни, неравномерно оцветени в сив цвят с различни оттенъци – от светло- до тъмносиво. В някои от агрегатите се наблюдава зоналност – централните части са изградени от по-тъмносиви участъци, а периферията – от по-светлосиви. В резултат на твърде интензивни променителни процеси, често се характеризират с каверни на излужване, като в някои случаи агрегатите показват типични скелетни структури. В други случаи железните хидроксиди имат коломорфен строеж. Наблюдават се и повлекла и жилки от железни хидроксиди, развити по пукнатини във вместващите скали или пресичащи кварцови зърна. В някои от наблюдаваните препарати железните хидроксиди се срещат под формата на налепи и кантове, облицоващи стените на фини пори и малки каверни. В единични случаи се срещат агрегати от железни хидроксиди с правоъгълни очертания, заместващи вероятно идиоморфни кристали от първичен

пирит. В един от изследваните препарати сред железните хидроксиди е установено включение от самородно злато.

Марказит. В изследваните препарати е наблюдаван под формата на срастъци от линейно удължени индивиди, като формата на срастъците е Х–образна или неправилна, до радиалнолъчеста (фиг. 3b). Размерите на индивидите, изграждащи срастъците по дългата ос варират от 50-60 до 200-300 μm. Възможно е образуването на минерала да е резултат от заместването на удължени сулфосолни минерали или пък марказитът е образуван при прекристализация на пирит. Единични марказитови зърна и срастъци, развити по пирит са наблюдавани в някои от изследваните препарати.



Фиг. 3. Микрофотографии на рудни минерали от рудопроявление Македонци (a, b, c, d, e, l, j, k, l – отразена светлина; f, g, h – стереомикроскоп; ширина на видното поле a, b, c, d, e, l, j, k, l – 320 μm; f – 2.5 mm, g – 2.0 mm, h – 1.8 mm): a – участък с обилно развита фина пиритизация (отчетливо личат отделни пиритни зърна с евхедрален строеж, някои са с хипидиоморфозърнеста структура или неправилни очертания); b – Х-образен срастък от два удължени индивида от марказит; c – агрегат от железни хидроксиди развит по пирит и частично излужен (скелетен тип структура); наблюдават се фрагменти от характерни за пирита очертания на зърната; d – включение с неправилна форма, много високо отражение и наситен жълт цвят, вероятно самородно злато; e – зърно от сфалерит с включение от галенит; f – самородно злато сред други рудни минерали в тежката немагнитна фракция; g – характерни рудни минерали, установени в тежката немагнитна фракция; h – различни по форма и размери златинки от тежката немагнитна фракция (най-фината златинка е с размери по дългата ос 0.02 mm, а най-едрата – 0.14 mm); i – две зърна от самородно злато с изометрична форма и недобре полирана повърхност, в резултат на ниската твърдост на златото; j – единично зърно от самородно злато, долу вдясно – удължен фрагмент от пиритов индивид.; k – зърна от борнит, магнетит, пирит, и железни хидроксиди; l – зърно от галенит, сред което се наблюдават самородно сребро и халкоцит, встрани – по-голяма зърно от пирит, с включение от халкопирит, а над тях – магнетит. Съкращения: Ag – самородно сребро, Allnt – аланит, Au – самородно злато, Brnt – борнит, Chct – халкоцит, Chpy – халкопирит, FeOH – железни хидроксди, Ga – галенит, Mgt – магнетит, Mrcs – марказит, Py – пирит, Sph – сфалерит

Електрум. В изследваните препарати са наблюдавани няколко на брой включения от електрум. Включение от електрум е установено в агрегати от железни хидроксиди (фиг. 3c). Вероятно, в случая железните хидроксиди са заместили по-голям първичен пиритов кристал, в централната част на който е присъствала единична златинка с изометрична морфология. При окислението на пирита минералът е бил напълно заместен от променителните продукти, докато електрума е останал непроменен. Наблюдавано е включение от електрум с неправилна морфология, с големина около 10 µm, отложено по фина пукнатина в кварц (фиг. 3d). Наличие на златинки с неправилна морфология, с големина от порядъка на 20-30 µm, е установено в основната маса на окварцени и ожелезнени вместващи скали. Електрумът в отразена светлина се характеризира с високо отражение и специфичен жълт цвят. Разнообразни по форма, но със сравнително фини размери зърна се наблюдават в тежката немагнитна фракция (фиг. 3f, g, h, j, i). Химизмът на установените златинки е изследван с количествен рентгеноспектрален микроанализ, като резултатите са показани по-долу (табл. 1). От тях се вижда, че златото е представено под формата на електрум, т. е. във всички анализирани златинки съдържанието на сребро е над 17 тегл. % (варира между 21-28 тегл. %). По-широкото присъствие на сребро в минералната асоциация се подчертава и от установяването на самородно сребро, диагностирано като включения в галенит.

Самородно сребро. Установено е в единичен случай като малки капковидни включения в галенит (фиг. 3l). Фазата е изотропна и се характеризира с твърде високо отражение и бял цвят в отразена светлина. В Табл. 1. са показани получените количествени резултати от рентгеноспектралния микроанализ по отношение на състава на самородното сребро. Като примеси в него се установяват Fe, Cu, As и Sb. Възможно е анализираното зърно да е с твърде малка дебелина и тези елементи да се регистрират от разположен в дълбочина халкозин или сулфосолен минерал.

Хематит. Наличие на хематит е установено в няколко от изучаваните препарати. Хематитът се среща под формата на малки агрегати със сив цвят, с размери до около 100 µm, включени в основна маса от кварц. Минералът се среща и във вид на плочести индивиди, разположени в централната част на агрегати, съставени от железни хидроксиди или е развит под формата на по-светъл сив кант по периферията на железните хидроксиди. Наблюдавани са и единични зърна от плочест хематит с размери под 150 µm.

Магнетит. Присъствие на магнетит е установено в единични случаи. Минералът е с наситеносив цвят, слаб кафеникав оттенък, с относително висока твърдост и е изотропен. Наблюдаваните магнетитови зърна са често изронени, встрани присъстват фрагменти от железни хидроксиди.

Халкопиритът е рядък минерал в асоциацията, среща се като фини капковидни или слабо удължени включения с микронни размери сред по-големи зърна от пирит (фиг. 3-i), както и като самостоятелни зърна с неправилна форма (фиг. 3к, i).

Сфалеритът асоциира с галенит като оформя неправилни по форма изометрични зърна (фиг. 3e).

Галенит. Освен като срастъци със сфалерит, галенитът се среща и като отделни по-големи индивиди в асоциация със самородно сребро и халкоцит (фиг. 3l).

Борнитът има ограничено разпространение, установен е като единични зърна с неправилна форма (фиг. 3g, k).

Халкоцит е наблюдаван в единични случаи в асоциация с галенит (фиг. 3l). Възможно е да се касае за вторично образуван халкоцит по халкопирит.

Азурит и ковелин са наблюдавани единствено в тежката немагнитна фракция. Вероятно са образувани като вторични минерали, заместващи халкопирит.

Йодаргирит(?) е наблюдаван при рентгеноспектралните изследвания като малко зърно с неправилни очертания, в което се регистрират като основни линиите на среброто и йода, но поради отсъствие на подходящ еталон за йод, минералът не е диагностиран количествено.

Б) Разпределение на минералите в различните фракции на изкуствения шлих

Резултатите за минералния състав на изследваните фракции, могат да бъдат обобщени по следния начин:

Магнитно-електромагнитна фракция

При изследването в бинокулярен стереомикроскоп се установява голямо количество магнетит, хематит, железни хидроксиди, гранат, амфибол, илменит, пиротин, хромит и две златинки. Във фракцията се установяват единични зърна от пиротин и късчета с жълт цвят, с по-големи размери (1-2 mm), които след проверка на електронен микроанализатор, се оказаха артефакти (късчета от месингови стружки, попаднали в пробата, вероятно още в процеса на сондиране). Двете наблюдавани златинки са с неправилна дендритовидна форма, срастнали железни оксиди и хидроксиди (хематит, гьотит).

Тежък електромагнитен концентрат

Наблюдения в бинокулярен стереомикроскоп:

Преобладават късчета от железни хидроксиди (хидрохематит, лимонит, гьотит и др.), сред които се установяват единични включения от самородно злато, най-често в срастъци с железните хидроксиди. Във фракцията присъстват също така турмалин, хромит(?), илменит, марказит, голямо количество гранати, амфибол, рутил, биотит.

Наблюдения на споен полиран препарат

В препарата изобилстват включения от железни хидроксиди, магнетит, както и единични срастъци на железни хидроксиди с пирит и халкопирит. Съвсем рядко се установяват единични зърна от халкопирит и сфалерит. Рядко се наблюдават коломорфни текстури, развити най-вероятно по агрегати от гьотит или псевдоморфози на железни хидроксиди по кристали от пирит. Пирит се среща съвсем рядко, като срастъци с железни хидроксиди. В пробата са наблюдавани и единични късчета от артефакти (месинг).

Тежък немагнитен концентрат

Наблюдения в бинокулярен стереомикроскоп

При наблюденията във фракцията са установени следните минерали: пирит, барит, самородно злато,

Таблица 1. *Количествени рентгеноспектрални анализи на електрум (1, 2 и 3), самородно сребро (4 и 5) и халкоцит (6)*

Анализ, №	Елементи (тегл. %)							
	Au	Ag	Fe	Cu	As	Sb	S	Сума
1	69.93	26.98	1.71	0.54	0.0	0.0	0.0	99.16
2	73.27	25.63	0.73	0.0	0.0	0.0	0.0	99.62
3	70.10	28.84	0.40	0.0	0.0	0.0	0.0	99.34
4	2.23	91.63	0.12	2.74	1.84	0.89	0.0	99.01
5	2.00	92.35	0.0	2.85	2.82	0.0	0.0	100.01
6	0.0	0.0	1.50	75.95	1.00	0.0	21.43	99.85

Кристалохимични формули: 1 – $Au_{0.55}Ag_{0.39}Fe_{0.05}Cu_{0.01}$*; 2 –* $Au_{0.60}Ag_{0.38}Fe_{0.02}$*; 3 –* $Au_{0.57}Ag_{0.42}Fe_{0.01}$*; 4 –* $Ag_{0.90}Cu_{0.05}Au_{0.01}As_{0.03}Sb_{0.01}Fe_{0.002}$*; 5 –* $Ag_{0.90}Cu_{0.05}Au_{0.01}As_{0.04}$*; 6 –* $(Cu_{1.89}Fe_{0.04}As_{0.02})_{1.95}S_{1.05}$

галенит, циркон, рутил, анатаз, апатит, корунд, шеелит(?), халкопирит, сфалерит, азурит, борнит, марказит, арсенопирит, каситерит. На фиг. 3-g са показани типични форми на златинки, установени в тежкия немагнитен концентрат в асоциация с други рудни минерали. На Фиг. 3-h са показани отделни характерни златинки, отделени от общата маса на тежкия немагнитен концентрат. Преобладават златинки с дендритовидна форма и размери между 50 и 150 μm. В немагнитния отпадък (след обработка с Micropanner) са установени единични зърна от азурит и ковелин.

Наблюдения на споен полиран препарат

При микроскопските наблюдения в препарата са установени следните рудни минерали: самородно злато, самородно сребро, йодаргирит(?), пирит, халкопирит, галенит, сфалерит, борнит, халкоцит, магнетит, железни хидроксиди и единични късчета от артефакти (месинг). Самородното злато е представено от малки зърна с характерен жълт цвят и високо отражение. Наблюдавани са срастъци на самородно злато с пиритни кристали и агрегати. На фиг. 3i и 3j са показани наблюдавани златинки в споения препарат от тежката немагнитна фракция.

Изводи

В резултат на проведените изследвания може да се заключи, че наблюдаваните носители на злато са представени от дендритовидни златинки със сравнително фини размери (от 20 до 240 μm), които по химичен състав показват високи съдържания на сребро и могат да се номинират като електрум. По-широкото присъствие на среброто се подчертава и от наблюдаваните включения от самородно сребро и йодаргирит (?). Като цяло асоциацията от рудни минерали включваща освен златото и минерали като галенит, сфалерит, халкопирит и др. насочва към типичен хидротермален произход на златната минерализация, която най-вероятно е свързана с проявление на ниско до среднотемпературно орудяване от епитермален нискосулфиден тип. Особеностите на носителите на злато дават основание да се предположи, че е възможно голяма част от него да се извлече чрез гравитационна концентрация, което следва да се провери със съответните лабораторни и полупромишлени тестове, с прилагане на непрекъснат минераложки контрол на междинните, отпадните и крайни продукти

Благодарности. Изказваме нашата благодарност на фирмата "Горубсо – Кърджали" АД за предоставената възможност за провеждане на изследванията, както и на А. Хаджиев и Т. Добрева за съдействието при извличането и изучаването на изкуствения шлих.

Литература

Кожухаров, Д., А. Горанов, И. Боянов, Е. Кожухарова, Ж. Шиляфова, М. Русева. 1995. *Геоложка карта на България М 1:100000, к.л. Кърджали.* С., КГМР, Геология и Геофизика, АД (карта и обяснителна записка).

Куйкин, С., Ю. Христова, К. Петрова, И. Георгиева, Т. Тодоров. 1996. Златоносни рудни комплекси в България. – *Геология и минерални ресурси,* 4, 4-9.

Милев, В., Н. Обретенов, В. Георгиев, А. Аризанов, Д. Желев, И. Бонев, И. Балтов, В. Иванов. 2007. *Златните находища в България*. С., "Земя, 93", 208 с.

Младенова, В. 1989. *Минералогия и генетични особености на Звездел-Пчелоядското рудно поле, Източни Родопи.* – Автореферат канд. дис., С., СУ "Кл. Охридски", ГГФ, 26 с.

Младенова, В. 1998. Минералогия и проблемът на златото в находище Седефче, Източни Родопи. – *Год. СУ "Св. Кл. Охридски", ГГФ, 90*, *1*, 101-130.

Младенова, В. 1999. Благородните метали в находище "Седефче", Източни Родопи. – *Минно дело и геология, 1-2,* 36-40.

Патрикова, В. 2000. Минералого-геохимични и генетични особености на орудявания в Спахиевското рудно поле, Източни Родопи. – *Автореферат канд. дис., С., СУ,* "*Св. Кл. Охридски", ГГФ,* 38 с.

Marinova, I. 2005. Hypogene and supergene minerals in "Khan Krum" gold deposit, "Stenata" site (Eastern Rhodopes), at Tokachka detachment fault contact. – *Proc. Jub. Intern. Conference "80 Years Bulgarian Geological Society",* 168-170.

Marinova, I. 2006. Preliminary data on the morphology of electrum from the layer-like pervasive silicification in Stenata outcrop, Khan Krum gold deposit, SE Bulgaria. – *Proceedings, Geoscience 2006,* 113-116.

Marinova, I. 2007. Morphometry of electrum from layer-like pervasive silification in Stenata outcrop, low-sulfidation Khan Krum gold deposit, SE Bulgaria. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 60,* 983-990.

Mladenova, V. 1989. Mineral parageneses from the Zvezdel-Pcheloyad ore fields periphery, East Rhodopes. – *Geologica Rhodopica, 1*, 487-490.

Mladenova, V. 1994. Gold and its parageneses in the volcanic hosted Zvezdel-Pcheloyad ore field (Eastern Rhodopes, Bulgaria). – *International Volcanol. Congress IAVCEI, 12-16 September, 1994, Ankara, Turkey, Abstracts.*

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

КАНЬОНЪТ НА РЕКА ДРЯНОВСКА, ГАБРОВСКА ОБЛАСТ

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

РЕЗЮМЕ. Каньонът на река Дряновска се намира на 4 km западно от гр. Дряново, около Дряновския манастир. Реката пресича варовиковото плато "Стражата", което попада в ядрото на голяма синклинална гънка, изградена от ургонски варовици. Каньонът е с дълбочина над 250 m, като долните по-полегати части на склоновете са сред скалите на Камчийската и Горнооряховсата свита, а горните 150 m представляват скален венец от варовиците на Крушевската и Еменската свита. По билото на платото се разкриват теригенните скали на Българенската свита. Районът на река Дряновска притежава изключително красив и впечатляващ ландшафт. Във фокуса на тази невероятна природна красота стоят скалните венци, каньона на самата река и ждрелото на нейния ляв приток река Андъка, чиито води образуват каскада от водопади. Двете реки са изсекли три скални венци – "Стринава" от изток, "Поличките" от запад, и "Боруна" от юг. Благодарение на карстификацията в цялата площ се срещат разнообразни скални образувания, сред които над 35 пещери и повърхностни карстови полета. По-значими от тях са пещерата Бачо Киро – 3500 m и пещерата Андъка – 5000 m. Освен своята природна красота, те притежават висока научна стойност. В дебелите на места над 5 m културни пластове са открити повече от 6000 археологически находки. Пещерата Бачо Киро е една от първите в България, пригодени за туристически посещения, а пещерата Андъка е защитена заради популациите на редки и защитени видове прилепи и друга фауна.

THE CANYON OF DRYANOVO RIVER, GABROVO DISTRICT

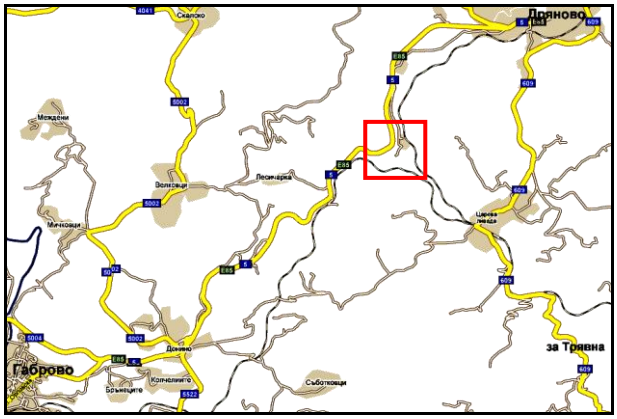
Dimitar Suchkov, Dimitar Sinnyovsky
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; sinsky@mgu.bg

ABSTRACT. Dryanovo River canyon is situated 4 km west of Dryanovo town near Dryanovo Monastery. The river crosses limestone plateau "Strazhata" disposed in the core of a great syncline built up of Urgonian limestones. The canyon is over 250 m deep and the more slanting lower part of the slopes are among the rocks of the Kamchia and Gorna Oryahovitsa Formations whilst the upper 150 m represent a rock arc in the limestones of the Krushevo and Emen Formations. On the top of the plateau crop out the terrigenous rocks of Balgarene Formation. The area of Dryanovo River has a very beautiful and impressive landscape. In the focus of this incredible natural beauty are the rock arcs, the canyon of the river and the gorge of its right afflux Andaka River where a cascade of waterfalls have been formed. Three rock arcs have been incised by the rivers – "Strinava" from the east, "Polichkite" from the west and "Boruna" from the south. Due to karstification great variety of rock formations are encountered all over the area including 35 caves and karst fields. More significant of them are the Bacho Kiro Cave – 3500 m and the Andaka Cave – 5000 m. Besides their natural beauty these caves are of high scientific value. Among the cultural layers with thickness more than 5 m have been discovered more than 6000 archaeological findings. The Bacho Kiro Cave is one of the first Bulgarian caves adapted for tourist visiting and the Andaka Cave is protected for the sake of rare and protected populations of baths and other fauna.

Въведение

Варовиците са едни от най-здравите скали в природата и обикновено изграждат позитивни релефни форми. Те обаче лесно се разтварят от повърхностно течащите води, поради което в тях се образуват ефектни карстови феномени като скални венци, проломи, ждрела, водопади, понори, вълтопи и пещери. Не случайно почти половината от геотопите, описани в Регистъра и кадастъра на геоложките феномени на България са в карбонатни терени. Сред тях са едни от най-ефектните природни забележителности у нас, като Чудните мостове, Божите мостове, Лакатнишките скали, Вратцата, Ритлите, Черепишките скали, Чудните скали, скалните кукли по долината на р. Ръчене и Реселец, Проходна, Шуменското плато и много други. Ургонските варовици са една от най-забележителните карбонатни формации, която се разкрива широко в Западния и Централния Предбалкан. Освен с високата си научна стойност в качеството си на едно от най-богатите фосилни нива, Ургонският комплекс се характеризира и с уникални естествени релефни форми, сред които е и първият защитен геотоп в България – Ритлите. Те са обявени за защитен обект още през 1938 г. и фигурират под № 2 в стария Регистър на природните забележителности на България. На територията на Централния Предбалкан Ургонският комплекс е представен главно от биодетритусни варовици и теригенни разновидности, обединени в Ловешка ургонска група. Карбонатната част на комплекса е представена от варовиците на Крушевската и Еменската свита, сред които реките от водосбора на р. Янтра образуват живописни каньони и карстови образувания. Предмет на настоящата статия е един забележителен скален венец образуван по горния ръб на каньона на р. Дряновска в околностите на Дряновския манастир, ЮЗ от гр. Дряново. Този район досега не е предлаган за защита под никакава форма. Поради високата си естетическа и историческа стойност той заслужава да бъде номиниран за геоложки феномен и

да бъде включен в Регистъра и кадастъра на геоложките феномени в България.



Фиг. 1. Пътна схема за достъп: обектът се намира на 4 km западно от гр. Дряново, като до него се достига по отклонение от републикански път I-5

Кратки данни за геоложкия строеж на района

Каньонът на река Дряновска попада в Централния Предбалкан и по-точно в седнопредбалканското хълмисто и платовидно структурно стъпало.

Река Дряновска пресича почти цялата Долна Креда, от Валанжина до Апта. Скалите са в нормален пласторед с плавни преходи помежду си и субхоризонтално положение на пластовете, които изграждат източната периклинала на Стражанската синклинала (Бончев, 1937) с изток-западна ориентировка на оста. Тя е основната австрийска структура, която се очертава от компетентните ургонски карбонатни скали на Ловешката ургонска група. Структурата е описана подробно от Карагюлева (1971). Цанков и др. (1995) отнасят района към отделената от тях Троянска единица. Основна част от скалния обем на тази единица съставляват долнокредните скали, които се разкриват широко в описвания район.

В каньоните на р. Дряновска и р. Андъка се разкриват шест долнокредни литостратиграфски единици: Камчийска, Горнооряховска, Кормянска, Крушевска, Еменска (Дебелцовски клин) и Българенска свита.

Най старата единица - Камчийската свита, е въведена е от Николов (1972). Тя е изградена от мергелно-песъчливи седименти с валанжин-баремска възраст. Представителни разрези на свитата има североизточно от гр. Дряново по път I-5 към гара Соколово. Съставът и дебелината на единицата са изключително променливи. Основните литоложки разновидности са пясъчници и мергели. Пясъчниците изграждат пачки с дебелина до 10 m, а мергелните интервали са с дебелина 20-120 m. Дебелината на свитата варира от 300 до над 1000 m, като най-голяма е в района на гр. Дряново.

Горнооряховската свита се разполага върху Камчийската, като на места те частично се зацепват латерално. Единицата е въведена като "горнооряховски мергели" (Бончев, 1957), а Николов (1969) я издига в ранг на свита. Типовият разрез се намира при с. Асеново, Горнооряховско. Възрастта на свитата е баремска, а дебелината се изменя от около 500 m на северозапад, до 50-100 m в площта на геоложкия феномен.

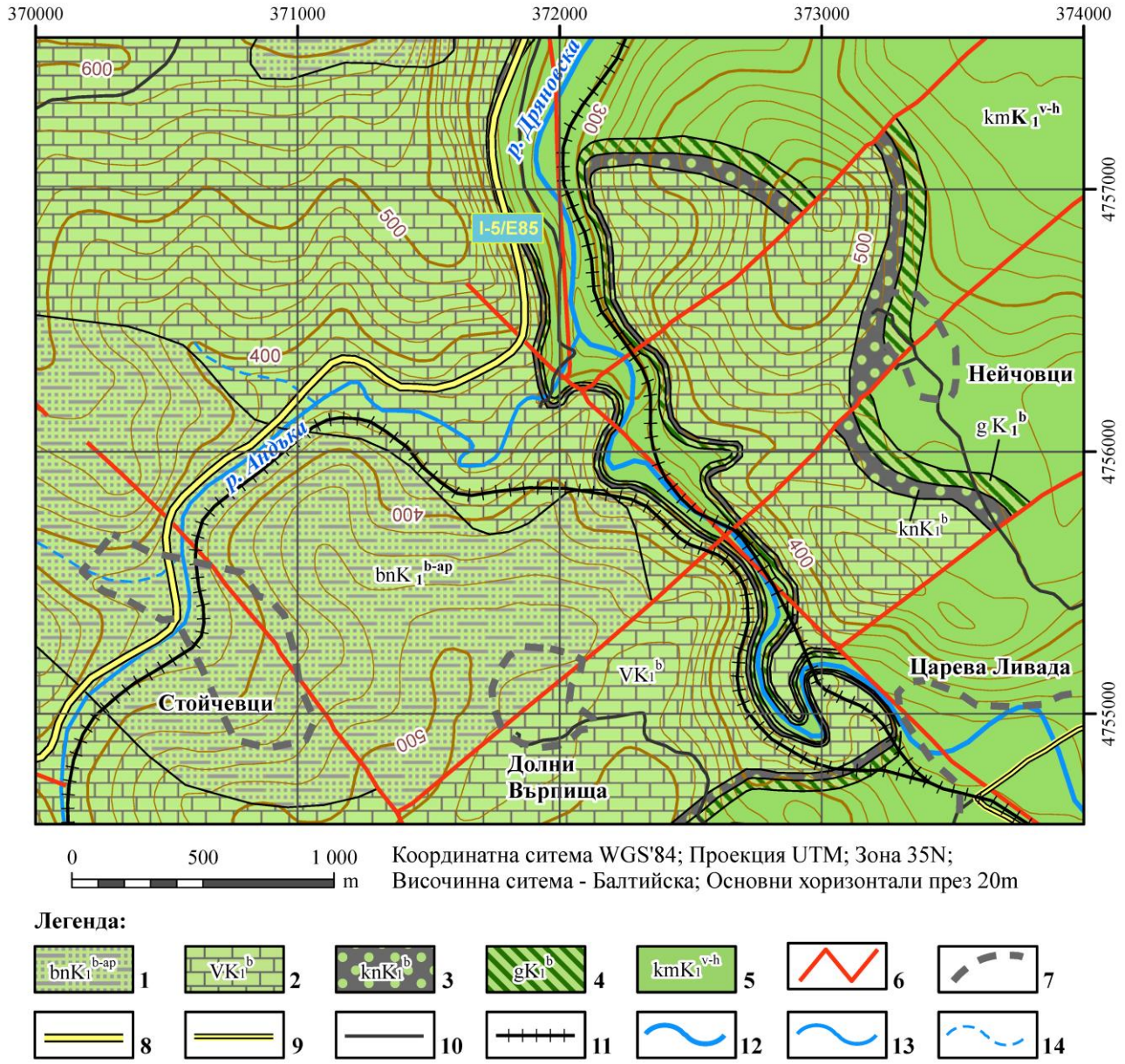
Над мергелите на Горнооряховската свита следват отложенията на Ловешката ургонска група, включваща четири свити: Кормянска, Крушевска, Еменска (Дебелцовски клин) и Българенска свита. Тези скали реално оформят скалния венец "Стражата", в източната част, на който се намира каньона на река Дряновска. Възрастта на единиците е баремска, като само Българенската теригенна свита обхваща и долните части на Аптския етаж.

Кормянската пясъчникова свита е отделена от Хрисчев (1966). Типовият разрез се намира източно от с. Кормянско и южно от с. Крушево. Долната граница при Стражата има характер на бърз литоложки преход от мергелите на Горнооряховската свита. Горната граница също представлява бърз преход към карбонатите на Крушевската варовикова свита. В разреза на Кормянската свита преобладават пясъчници и алевролити с глинеста спойка. Дебелината е от порядъка на 50 m.

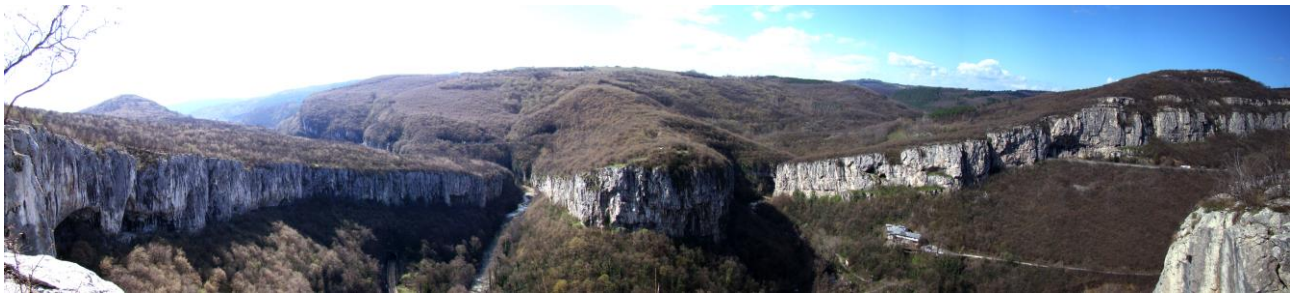
Крушевската варовикова свита е отделена от Хрисчев (1966). Типовият разрез се намира северно от с. Крушево, но той е непълен, поради което Хрисчев (1969) предлага спомагателни разрези. Долната граница е плавен преход от Кормянската свита, а горната е неясна поради сходния литоложки състав с този на Дебелцовския клин на Еменската свита. Разрезът на Крушевската свита е представен от разнообразни по състав и структура варовици. Преобладават афанитовите биодетритусни разновидности с корали, бриозои, орбитолини и бивалвии. Дебелината на свитата е приблизително 40 m, но точно не може да бъде измерена.

Дебелцовският клин на Еменската варовикова свита е въведен от Хрисчев (1966). Типовият разрез се намира до яз. "Александър Стамболийски". Долната граница е неясен контакт с варовиците на Крушевската свита, а горната представлява постепенен преход с бързо количествено налагащите се теригенни скали на Българенската свита. Литоложкият състав е представен предимно от чисти, светли, порцелановидни варовици. Срещат се и типични ургонски пахиодонтни варовици. Дебелината на клина е около 40 m, а общата дебелина с Крушевската свита е 80 m.

Най-горната единица в каньона на р. Дряновска - Българенската теригенна свита (Хрисчев, 1966), е с типов разрез е в долината на р. Осъм при с. Българене, Плевенско. Долната граница на свитата е постепенен преход от варовиците на Дебелцовския клин, а горната е ерозионна. Българенската свита се характеризира с разнообразен литоложки състав, включващ разнозърнести пясъчници, глинести скали и варовици. Наблюдава се коса слоестост и рипъл марки. По-меките пластове са представени от алевролити и мергели. Варовиците са разнообразни по състав и структура – оолитни, биодетритусни, биоморфни и др. Дебелината на свитата е 150 m, а стратиграфският обхват е Барем – Долен Апт.



Фиг. 2. Геоложка карта на района по Цанков и др. (1992) с изменения и допълнения: 1 – Българенска свита (Барем-Апт) от пясъчници, мергели, и алевролити с пачки от варовици; 2 – Дебелцовски клин на Еменската свита и Крушевска свита (Барем) от биоконструирани и биоморфни варовици, органогенни и оолитни варовици; 3 – Кормянска свита (Барем) от пясъчници; 4 – Горноряховска свита (Барем) от мергели с пясъчникови прослойки; 5 – Камчийска свита (Валанжин-Барем) с пачки от пясъчници и мергели; 6 – разлом; 7 – населено място; 8 – първокласен път; 9 – третокласен път; 10 – общински път; 11 – жп линия; 12 – Дряновска река; 13 – приток Андъка; 14 – пресъхващи притоци



Фиг. 3. Реките Дряновска и Андъка са изсекли сред ургонските варовици три скални венци – "Стринава" (вляво), "Боруна" (в средата) и "Поличките" (вдясно), с многобройни карстови форми – над 35 пещери и повърхностни карстови полета, по-значими от които са пещерата "Бачо Киро" – 3500 m и пещерата "Андъка" – 5000 m

Морфоложки особености на геотопа

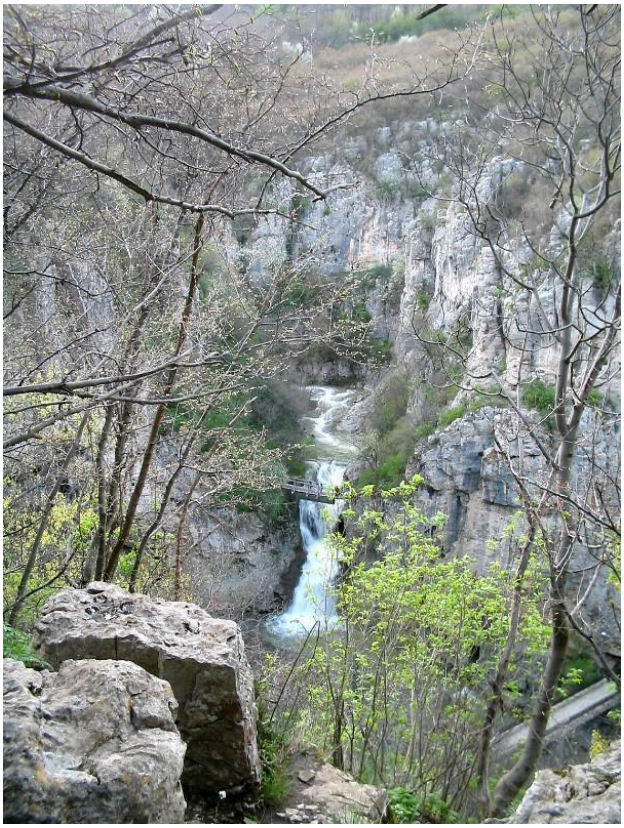
Реките Дряновска и Андъка са изваяли две много красиви ждрела сред карбонатното плато, разположено югозападно от гр. Дряново (фиг. 3-6). Вследствие на геложката дейност на водите през Кватернера денивелацията между речните русла и най-високите части на платото е достигнала 250 m, а скалният венец, оформен сред ургонските варовици, представлява 150 метрова стена точно под горния ръб на платото (фиг. 3-4).

Фиг. 4. Горната част на каньона представлява забележителен скален венец с височина 150 m оформен от варовиците на Еменската и Крушевската свита

Фиг. 5. Вследствие на геоложката дейност на водите на р. Дряновска през Кватернера е образуван каньон с дълбочина 250 m

Варовиците на Еменската и Българенската свита са силно окарстени, като в радиус от 7-8 km около Дряновския манастир има открити над 35 пещери. Според съществуващите данни най-големи от тях са пещерата Андъка (5000 m) и пещера Бачо Киро (3500 m). Те се намират в скалния масив между двете реки, известен под името "Боруна" (фиг. 3, в средата).

Пещерата Андъка е предимно водна пещера, като по голямата част от водите и идват от минаващата наблизо едноименна река. Дебитът на преминаващата през пещерата вода е голям, поради което в една от галериите има изградена пречиствателна станция, функционирала до 1979 г. за водоснабдяване на гр. Дряново.



Фиг. 6. Водите на р. Андъка, ляв приток на р. Дряновска, образуват тясно и живописно ждрело с каскада от водопади

Пещерата е защитена поради популациите на редки видове прилепи в нея, някои от които са вписани в червената книга. По своите размери тя е на шесто място в България.

Пещерата Бачо Киро до скоро е смятана за пещерата, приютила най-старото население на Европа (фиг. 8). В нея са намерени множество кости, като например от пещерна мечка, елен и др., както и множество сечива и рисунки. На практика това е най-старата изучена пещера в България, която има благоустроена част и привлича непрекъснат туристически поток.

Фиг. 7. Една от историческите забележителности на района е средновековната църква "Св. Архангел Михаил" в едноименния Дряновски манастир

Фиг. 8. Пещерата "Бачо Киро" е една от най-дългите пещери в България и доскоро е смятана за убежище на най-старото население на Европа

Фиг. 9. Костницата на героите от Априлското въстание в Дряновския манастир

Социална, духовна и историческа стойност на обекта

Територията около каньона на река Дряновска е тясно свързана с живота на хората от Дряновския регион. Още през раннокаменната ера, древният човек е намирал подслон в множеството пещери и храната си по богатото на диви животни плато. Траките са оценили предимствата на образуваните от течащите реки скални венци за издигането на укрепления. Открити са също и останки от римска крепост, а най-голяма по размери е крепостта Стринава, където според някои е основана Втората българска държава с победата на Асеновци над Исак Ангел. Поради възловата позиция на крепостта и изградените наблюдателни кули по платото, тя осигурява сигурността на столицата Търновград чак до османското нашествие. Съществуват мнения, че тук е разгромена българската армия, в подкрепа на което е фактът, че именно по това време крепостта е срината до основи. От времето на Втората българска държава тук се намира и Дряновският манастир "Св. Архангел Михаил" (фиг. 7), основан по времето на цар Калоян, около 1200 г. По време на Априлското въстание в него се скрива четата на Бачо Киро и поп Харитон, които водят 9-дневна битка с многократно надвишаващата ги турска армия и почти всички четници загиват, а по църквата още личат следи от турската артилерия. В тяхна чест в двора на Дряновския манастир е издигната костница (фиг. 9).

Строителството в региона продължава и до днес, В близост до манастира се намират няколко хотела, хижа и къмпинг, които целогодишно приемат туристите, идващи да посетят облагородената пещера Бачо Киро, Дряновския манастир и изградените над ждрелото на р. Андъка и по скалните венци Боруна и Стринава екопътеки.

Заключение

Съгласно експертната карта за оценка на геоложките феномени (Синьовски и др., 2002), описаната природна забележителност се нарежда сред геоложките феномени с континентална значимост. Каньонът на р. Дряновска е впечатляващо геоморфоложко образувание, което само по себе си представлява туристически интерес. Вътрешните карстови образувания в карбонатния масив на Ургонския комплекс и неповторимият природен ландшафт допълват притегателната му сила. Във фокуса на тази невероятна природна красота стоят трите скални венци – "Стринава", "Поличките" и "Боруна", каньонът на р. Дряновска и ждрелото на нейния ляв приток р. Андъка, чиито води образуват каскада от водопади. В пряка връзка с природните образувания са и историческите артефакти, установени в пещерите Бачо киро и Андъка, както и средновековното строителство, което не случайно е осъществено на това естествено красиво място. Близостта на района до столицата на Втората българска държава е причина за наличието на средновековни останки, свидетелстващи за борбите на българския народ за свобода и независимост. Всичко това прави района изключително интересен в туристическо отношение и благоприятен за развиване на геотуризъм.

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

Литература

Бончев, Е. 1937. Върху геологията на Страженската синклинала. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 9,* 1, 32-45.

Бончев, Е. 1957. *Геология на България*. С., Народна просвета, 252 с.

Боянов И., Д. Кожухаров, С. Савов. 1965. Геоложки строеж на южния склон на Сакар планина между селата Радовец и Костур. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 26,* 2, 121-134.

Николов, Т. 1969. Относно възрастта на ургонските седименти в Предбалкана. – *Изв. Геол. инст., Сер. Стратигр. и литол., 18,* 73-82.

Николов, Т. 1972. Новые данные о стратиграфии нижнего мела Центральной Болгарии. – *Докл. БАН,* 957-960.

Карагюлева, Ю. 1971. Етърско понижение. – В: *Тектоника на Предбалкана*, С., Изд. БАН, 523-526.

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.

Хрисчев, Х. 1966. Литостратиграфия на Ловешката ургонска група. – *Изв. Геол. инст., Сер. Стратигр. и литол.,15,* 231-246.

Хрисчев, Х. 1969. Литоложки строеж и условия на образуване на Еменската варовикова свита (Ловешка ургонска група). – *Изв. Геол. инст., Сер. Стратигр. и литол., 23,* 65-89.

Цанков, Ц., И. Хайдутов, С. Янев, И. Сапунов, П. Чумаченко, Н. Рускова, Х. Хрисчев, К. Аладжова-Хрисчева, Л. Недялкова, Т. Николов. 1992. *Геоложка карта на България в М 1:100000, к.л. Габрово.* С., КГМР, Геология и геофизика АД.

Цанков, Ц., И. Хайдутов, С. Янев, И. Сапунов, П. Чумаченко, Н. Рускова, Х. Хрисчев, К. Аладжова-Хрисчева, Л. Недялкова, Т. Николов. 1995. *Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100000, к.л. Габрово.* С., 90 с.

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

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

RISK ASSESSMENT MODEL FOR INDIVIDUAL PETROLEUM PROSPECTS

Jordan M. Jordanov

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

ABSTRACT. The estimation of the oil and gas resources includes practically two phases: 1) construction of the general geological model of the prospect and 2) determination of the potential volume hydrocarbons distribution or so called "unrisked curve". The second phase is to assess the chance that this estimate is correct or the model is right. For this reason assessors must considering the basic group of factors (and their elements), that control the hydrocarbon occurrences: reservoir, trap, seal, charge, retention; P sr - weighed source rock group probability); Pt – weighed trapping group probability); Ps – weighed sealing group probability); Pr - weighed preservation group probability). The listed controls are independent during and after the oil and gas occurrences have taken place. For the final evaluation of the prospect probability or chance factor of existence (chance factor Pch) we implement the multiplication rule and express calculated value in range of 0 to 1.0 (or percent): Pch = Pr * Psr *Pt * Ps * Pp . An important practical piece of advice is to subdivide risk groups into 2 packages in order to deal with them in a proper manner. The author's suggestion is to aggregate reservoir, source and trap factors into one charging package – I package. The remaining seal and preservation factors could be the II package. Such a need is clear when we have unfavorable conditions for charging elements. Let us assume bad favorability for I package – then weighted probability will be below the critical value and practically there is nothing to be sealed. The described above procedure is applied on the prospect Kozarevets, situated into the Tarnovo depression, which is part of the south Moesian platform margin. The critical control on the reservoir properties is thought to be the post sedimentary compaction that has led to the strong porosity reduction. All the proposed above assessment steps have been implemented and the final result is that expected probability for the charging group risk factors occur under lower critical probability value – 0.12. Irrespective of the favorability of the preservation risk factors (above critical probability value), the prospect is inferred to have no chance to be charged. This pre-drill estimate is completely confirmed by the drilling results and well productive tests. No flows, only shows have been registered.

ОЦЕНКА НА ГЕОЛОЖКИЯ РИСК ПРИ ПРОУЧВАНЕ ЗА НЕФТ И ГАЗ НА ИНДИВИДУАЛНИ СТРУКТУРИ (ПРОСПЕКТИ)

Йордан М. Йорданов
Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; jmjordanov@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Съвременната практика за оценка на ресурсите от дадена проучвателна структура включва два основни етапа (стъпки): конструиране на геоложки модел на проспекта и построяване на вероятностна (безрискова) крива на очакваните обеми от въглеводороди. Втората стъпка изисква анализ и очертаване на основните критични фактори, които определят формирането на дадена акумулация. Прието е това да са фактори, контролиращи присъствието и ефективността на: резервоар, геокапан, механизъм на екраниране, зареждане и съхраняване на локализираните продукти. Крайната оценка за адекватност на модела се представя като произведения на посочените фактори, изразени във вероятностна скала от 0 до 1.0. С цел постигане на по-голяма надеждност авторът предлага посочените фактори да се обединят в два пакета: група фактори контролиращи зареждането (резервоар, зареждане и геокапан) и група фактори контролиращи съхраняването. Приоритет се дава на първата група и при негативна оценка на нея се приема, че проспектът е некондиционен. Изложената в работата процедура е приложена за проспект Козаревец, разположен в Търновското понижение. Тази структурна единица принадлежи на южната окрайнина на мизийската платформа и разкрива значително по-голяма дебелина на долно-среднюрските скали, характеризиращи се с надкритично съдържание на органично вещество. Анализът обаче на геоложкото развитие показва висока степен на следседиментационно уплътняване, в резултат на което е налице съществена редукция на резервоарните свойства. След приложение на възприетия методичен подход е пресметната подкритична стойност на първи пакет, което определя проспекта като подкондиционен. Проведените впоследствие проучвателни сондажни работи потвърдиха негативната оценка.

Introduction

Modern petroleum resource assessment methods are focused on the petroleum-play system components using the probabilistic approach for calculation the resource size uncertainty, as well as the chance that the model is correct or the chance that the occurrence really exist. From this standpoint, the risk analysis appears to be an important attribute to every exploration "wild cat" drilling venture. It should be implemented as equal importance for prospect evaluation as well as for play resource assessment. The purpose of this paper is to review the risk assessment procedure (models) for individual prospect and promote its key aspects, with respect to increase the efficiency of the petroleum exploration practice within the Bulgarian onshore and offshore territory, where a lot of wells have been drilled, but the level of success-ratios is quite unsatisfied.

General principles of a prospect risk assessment

The estimation of the oil and gas resources includes practically two phases (Meneley, 2003). First, we construct the general geological model of the prospect and then determine the potential volume hydrocarbons distribution or so called "unrisked curve", multiplying the certain volume factors

together, implementing Monte Carlo simulations. As we assume that the geological model is right the received unrisked curve reflects the range of all possible values of hydrocarbons, recoverable at surface or available in-place. The second phase is to assess the chance that this estimate is correct or the model is right. For this reason assessors must fulfill the risk assessment procedure, considering the basic group of factors (and their elements), that control the hydrocarbon occurrences: reservoir, trap, seal, charge, retention. This procedure defines the risk as a measure of an uncertainty of the predictions, expressed as probability values ranging from 0 to 1. If any of these controls are missing, the result from drilling venture will be failure – dry hole. Thus, we can discount the unrisked curve, implementing the results of performed risk analysis. In the text below we will concentrate only on the basic concepts of risk assessment elements.

Database adequacy

The common approach for the prospect evaluation is based on the geophysical and geological data. The reliability of its interpretation depends on the database adequacy with respect to data quality, data density and relevance to the current geological setting upon the individual prospect under assessment. Consequently, the database extent and quality is critical for the every geological factor that should be assigned the probability value and finally to calculate the average waited probability. There are number of approaches for data adequacy definition and proper interval of the probability assignment, independent of each factor is under consideration. An appropriate for the Bulgarian practice could be the model, developed on the base of CCOP (CCOP, 2000) and Otis and Shneidermann (1997) concept. It states that data should be qualified as direct or indirect according to the existence (or not) in the near vicinity well confirmed analogue. If the objects are situated in the vicinity of 5-10 km and the controls are favorable - >0.8 value of probability may be assigned; if the distance is >10-15 km – 0.6-0.8. In the case of limited well and/or seismic data, the concerned factor may exist but may not exist – the probability interval is expected to be between 0.4-0.6. Occasionally direct data points that the geological factor is not known to exist within the trend. In this case the assessor must assign the value of probability < 0.3 - 0.4.

Prospect risk-matrix

In recent years leading exploration companies and organizations (World Petroleum Resources 2000 of the U.S.G.S.; Canadian Gas Potential Committee, Chevron Overseas Petroleum) register remarkable positive results implementing the play fairway analysis, describing the hydrocarbon occurrences as a sequence of processes, over the organic matter transformation into hydrocarbons, localized in pools (fields). These processes include inherent uncertainty, therefore the probability theory have to be applied in order to assess the arising risk. Risk evaluation must be performed under the one of the fundamental rules: the probability of the simultaneous occurrence of several independent events is equal to the product of their probabilities multiplication:

$$P = P_a * P_b * P_c * P_d * \ldots P_n;$$

P – probability value; **a, b, c, d….n** – input parameters (geological factors, controlling petroleum occurrences).

This rule is common for risk assessment of a prospect or plays in unknown areas. The important is that involved input parameters must be independent. Otherwise another analytical technique must be fulfilled.

In current company's practice there is varying opinion about which attributes (geological controls) have to be involved. A brief review on the check lists (Table 1) shows some differences. Fife alternatives are listed on the table, ranged from 3 to 5 attributes, but all the sited authors attached attributes to the same processes – reservoir forming, reservoir charging, trapping and preservation of the trapped hydrocarbons.

Discussing differences, special attention should be paid to the position of the migration which is described as an autonomy attribute or as a part of reservoir charge subsystem. It must be consider very carefully because of certain relationship between source rock maturation and expulsion processes. Cooles, Mackenzie and Quigley /1986/ have investigated this relationship and have shown strongly dependence between richness (kerogen concentration) of the source rock and expelled amount of petroleum, confirmed also by Allen & Allen (1990). Consequently, in order to be in accordance with probability theory, migration has to be discussed as a part of the petroleum charge subsystem. Therefore in our risk assessment model we consider migration together with source rock as an element of one risk group factors.

The next questionable problem is the position of the trap and seal. Some authors and companies recommend block assessment, describing them as a reservoir-trap-seal subsystem. This approach is also acceptable, but it is a little coarse, because eliminates the differences between reservoir, trap and seals. From practical view it is better they to be assessed autonomy, expecting to increase objectiveness of the estimates. This is because some basins illustrate independent development of the reservoir, trap and sea and their describing as individual factors seems to be more correct. Typical example is the section of the West Forebalkan area (Bulgaria), where we have well defined reservoir rocks, but intensive vertical fracturing is the main cause for absence of valuable topseal, consequently absence of large commercial fields (Монов, 2005). Almost the same is the situation within the tertiary section of the Lower Kamcia depression - onshore and offshore (West Black Sea basin). Absence of topseal, as well as distribution of a local reliable overlying cap rocks has led to a large number of dry holes within this area. Substantial distinction between reservoir, trap and seal we can see among the Triassic-Jurassic unconformity in the central part of the North Bulgaria that control the oil and gas occurrences (Georgiev, Atanasov, 1993; and others). That is why we recommend in the scheme for risking procedure to choose separate appraisal of the reservoir, trap and seal (Table 2).

The timing of trap formation versus timing of charge is also a questionable factor. Some authors describe it as a part of petroleum charge subsystem (CCOP, 2000) or as an autonomy attribute together with migration (Otis, Schneidermann, 1997). White (1993) offers to assess it in combination with trap and seal risking. Rostirolla et al. (2003) includes it into preservation group factors.

Considering this control we will relay on the Rose (1987) observations on drilling activity, showing the very limited importance of this control. Less then 3% of dry holes are due to incorrect hydrocarbon charge prediction, including timing of trap formation. Based on mentioned above we do not attribute timing as an individual group of factors in risk assessment procedure. Summarizing, we construct a scheme for Bulgarian practice on the base of five group factors for assessment of adequacy (Table 2): factors controlling reservoir existence and effectiveness – (**P_r** - weighed reservoir group probability); factors controlling existence of source rock and effectiveness of its maturity and migration processes - (**P_{sr}** - weighed source rock group probability); factors controlling mapped structure (geometry) and trap mechanism - (**P_t** - weighed trapping group probability); factors controlling seal existence and seal mechanism effectiveness - (**P_s** - weighed sealing group probability); factors controlling effective preservation after accumulation - (**P_r** - weighed preservation group probability).

We assume that listed controls are independent during and after the oil and gas occurrences have taken place. For the final evaluation of the prospect probability or chance factor of existence (**chance factor P_{ch}**) we implement the multiplication rule and express calculated value in range of 0 to 1.0 (or percent):

$P_{ch} = Pr * P_{sr} * P_t * P_s * P_p$ (abbreviations are according to the text above)

Practical recommendations for the risk assignment procedure (assessment practice)

An important step in the risk assessment procedure is the establishment of a set (system) of general qualitative descriptions of the responsible geological factors. It will help to assign the relative probability scale of their natural variation and operate in more objective and repeatable manner. Difficulties of description arise through lack of data and uncertainty introduced mainly by the technique of data acquisition (White, Gehman, 1979; Lerche, 1997; Ампилов, Герт, 2006; and others). In order to avoid multiple interpretations some common rules are recommended. They are derived from the practice and reflect the methodologies implemented by leading companies and institutions. That's why a parameter behavior pattern should be constructed for every individual factor, accounting for its existence and effectiveness. The base milestone is focused on the relation between proven (existing) geological model and constructed analogue. Besides direct correlation, assessor very often uses interpolation and extrapolation. Then the stress should be addressed to parameter mapping. Stacking all the maps, a play fairway analysis can be fulfilled and finally a probability value can be assigned.

The main disadvantage of all these practical recommendations is the problem of bias. It cannot be avoid completely. It is well known that no one approach is appropriate for all situations and each one has particular advantages and disadvantages. Probability assignment procedure must be explicit, transparent, and systematic while dealing with data available. Peer review is also vital. Postdrill calibration adjustment will be appreciated. Mentioned above explanations and recommendations could be summarized into a simple work plan that will help assessor to operate in the better manner with database available for a prospect. Recommended steps (totally 7) are only the author's suggestion and the real practice certainly will verify and improve them:

I step *– collecting relevant geological, geophysical, petrochemical etc. data, and its adequacy assessment;*

II step *– prospect geological model construction (maps, profiles, burial history etc), accounting for every control that is responsible for oil and gas occurrences);*

III step *– estimation of the prospect in-place resources (volumetric calculations, presented by unrisked volumetric curve);*

IV step *– assignment of probability value for every individual risk factor accounting for existence and effectiveness and then estimation of the risk group probability;*

V step *- assignment of probability value for prospect entirely;*

VI – step *– risk-adjusted cumulative volumetric curve (risked resources curve);*

VII step *– decision tree analysis for company strategy formulation.*

An important practical advice is to subdivide risk groups into 2 packages in order to handle with them in proper manner. Author's suggestion is to aggregate reservoir, source and trap factors into one "charging" package – I package. The rest seal and preservation factors could be the II package. Such a need is clear when we have unfavorable conditions for charging elements. Let's assume bad favorability for I package – then weighted probability will be below the critical value and in fact there's noting to be sealed. If in such a case we have excellent favorability for the seal and preservation, the assessor will introduce false into the assessment for a prospect entirely by weighting the probability over both risk packages. Enclosed example at the end of this paper is an attempt to illustrate the described approach. As it can be seen, the probability calculations for the charging package show the probability below the critical value (Table 4), irrespective of the preservation favorability.

Conclusion

One of the technological progresses in prospect resources assessment during the last decades is the petroleum-play concept using the risk analysis techniques. Common approach for the appraisal of the prospect associated risk is to deal with number of risk-factor groups (four of five) related to generation, migration and preservation of hydrocarbons. With respect to increase the efficiency of the exploration ventures, a model (set) of five group factors is constructed. The base group factors for assessment of adequacy are as follows: factors controlling reservoir existence and effectiveness; factors controlling existence of source rock and effectiveness of its maturity and migration processes; factors controlling mapped structure (geometry) and trap mechanism; factors controlling seal existence and seal mechanism effectiveness, and factors controlling effective preservation after accumulation. We assume that listed controls are independent during and after the oil and gas occurrences have taken place. For the final evaluation of probability or chance factor for the individual prospect (*prospect chance factor P_{ch}*) multiplication rule is implemented, assign a value in range of 0 to 1.0 (or percent). Practical estimate of the Kozarevets prospect associated with North Bulgaria Lower-middle Jurassic petroleum play illustrates a good appliance of the proposed procedure.

Appendix

Case test. Described above procedure is applied on the prospect Kozarevets, situated into the Tarnovo depression, which is a part of the south Moesian platform margin (Fig. 1). The depression is filled by tick lower-middle Jurassic sedimentary deposits (near 800 m), including kerogen reached black shale, widely known as source rocks. Number of geological and geophysical investigations has been fulfilled, as well as 3 "wild cat" drillings, spudded during the 1980-1984: R-1 Kozarevets, R-2 Djolunitsa and R-3 Pisarovo. All three wells are "dry", irrespective of existence of trap and reservoir facies, presented by shallow marine biodetrital limes (Dolni Lukobvit, Suhindol member of Ozirovo formation) and Lopian member clastics of Etropole formation. The critical control on the reservoir properties is thought to be the most depositional processes that have led to the strong porosity reduction. All the proposed above assessment steps have been implemented and the final results is that waited probability for the charging group risk factors occur under lower critical probability value – 0.12 (Table 3). Irrespective of the favorability of the preservation risk factors (above critical probability value), the prospect is inferred to have no chance to be charged. This predrill estimate is completely confirmed by the drilling results and well productive tests. No flows, only shows have been registered.

References

Allen, Ph. A., J. R. Allen. 1990. *Basin Analysis: Principals and Applications.* Oxford, 450 p.

Cooles, G. P., Mackenzie, A. S., Quigley, T. M. 1986. Calculations of masses of petroleum generated and expelled from source rocks. – In: *Advances in Organic Geochemistry.* Pergamon Press, Oxford, 235-246.

Georgiev, G., A. Atanasov. 1993. The importance of the Triassic-Jurassic unconformity to the hydrocarbon potential of Bulgaria. – *First break, 11*, November, 489-497.

Lerche, I. 1997. *Geological Risk and Uncertainty in Oil Exploration: Uncertainty, Risk and Strategy*. 655 p.

Meneley, R. A., A. E. Calverley, K. G. Logan, R. M. Procter. 2003. Resource assessment methodologies: Current status and future directions. – *AAPG Bulletin, 87*, 4, 535-540.

Otis, R. M., N. Shneidermann. 1997. A process for evaluating exploration prospects. – *AAPG Bull., 81*, 7, 1087-1109.

Rose, P. 1987. Dealing with risk and uncertainty in exploration: How can we improve? – *AAPG Bull., 71*, 1, 1-16.

Rose, P. 2007. Measurement what we think we have found: Advantages of probabilistic method for estimating oil and gas reserves and resources in exploration and production. – *AAPG Bull., 91*, 1, 21-29.

Rostirolla, S. P., A. C. Mattana, M. K. Bartoszack. 2003. Bayesian assessment of favorability for oil and gas over the Reconcavo basin, Brazil. – *AAPG Bull., 87*, 4, 647-666.

The CCOP Guidelines for Risk Assessment of Petroleum Prospects. July, 2000.

White, D. A., H. M. Gehman. 1978. Methods of estimating oil and gas resources. – *AAPG Bull., 63*, 12, 2183-2192.

Ампилов, Ю. П., А. А. Герт. 2006. *Экономическая геология*. М., Геоинформ, 329 с.

Бранкова, Б., П. Златанов. 2003. Анализ на риска при икономическа оценка на минните инвестиции. – *Год. МГУ, 46, св. IV,* 35-39.

Вавилова, М. *Доклад за резултатите от дълбокото търсещо сондиране в района на Търновското понижение (сондаж Р-1, Р-2 Козаревец и Р-3 Писарево), проведено през 1980-1984 г.* Геофонд при МОСВ, III.351

Монов, Б. 2005. Аспекти на нефтогазоносността в Западния Предбалкан. I и II част. – *Геология и минерални ресурси,* 4-5, 6-9, 5-11.

Радев, Ю., Й. Йорданов. 2007. Очакваната парична стойност (ОПС) на проучванията за нефт и газ. – *Год. МГУ, 50, св. IV,* 69-76.

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

Table 1. *Check list review of the risk assessment models*

Diagnostic factors	Authors, companies							
	Otis & Schniedermann, 1997	**Rose, 1987**	**CCORP, 2000**	**USGS, 2000**	**White, 1988**	**White, 1993**	**Rostirolla et al., 2003**	**Some companies (personal communication)**
	Source rock	Hydrocarbon charge	Petroleum charge	Geological charge	Source, maturation	Source maturation, migration	Generation	Existence of source rock
							Charge	Sufficient level of maturity of source rock
	Reservoir	***Reservoir***	***Reservoir***	***Reservoir, trap***	***Reservoir***	***Reservoir***	***Reservoir***	***Reservoir rock with porosity and permeability***
	Trap	***Structure***	***Trap***	***Seal***	***Trap, seal, timing***	***Trap, seal, timing***	***Retention, (Trap, Seal)***	***Existence and persistent of seal***
								Migration path to reservoir
	Timing and migration	Entrapment (trapping conditions)	Retention after accumulation	Favorable timing	Preservation	Preservation, hydrocarbon quality and recoverability	Efficiency (+ Retention)	-

Table 2. *Critical risk factors (risk matrix)*

Risk Factor Groups		
Groups	Subgroups	
	Abbreviation	Questions to be answered
Factors controlling reservoir existence and effectiveness (P_r - reservoir group probability)	P_r (1) Elements controlling reservoir facies existence	Are there reservoir rocks of adequate quality concerning: lithology, area distribution, depositional model, sedimentary wedge construction etc.?
	P_r (2) Elements controlling reservoir effectiveness (porosity, permeability, thicknesses etc.)	Are there reservoir rocks of adequate quality concerning: lateral continuity, large enough thickness, heterogeneity, overcritical porosity and permeability, size and density of fracturing, favorable diagenetic alteration etc.?
Factors controlling existence of source rock and effectiveness of its maturity and migration processes (P_{sr} - source rock group probability)	P_{sr} (1) Elements controlling sours rock presence	Is there petroleum charge system of adequate quality concerning: presence and volume of mature sours rocks, thickness, continuity, proper type of kerogen etc.?
	P_{sr} (2) Elements controlling capacity of HC generation and charging	Are there overcritical HC expulsion, seeps, shows, leakages, HC from well tests, position of the trap with respect to migration, migration distance etc.?
Factors controlling mapped structure (geometry) and trapping mechanism (P_t - trapping group probability)	P_t (1) Elements controlling trap type and mechanism	Is there sufficient adequate seismic and well data to confirm the existence of a mapped structure (closure with adequate geometry) and does the closure cover enough area and magnitude?
	P_t (2) Elements controlling trap mechanism	Is there sufficient adequate data to confirm the reliability of the trap mechanism with respect to trap type, existence of closure to the all ways etc.?
Factors controlling seal existence and seal mechanism effectiveness (P_s - sealing group probability)	P_s (1) Elements controlling seal existence	Are there impermeable rocks of adequate quality concerning: lithology and ductility, area distribution, depositional model, degree of microfracturing etc.?
	P_s (2) Elements controlling seal mechanism efficiency	Are there impermeable rocks of adequate quality concerning: lateral continuity, sufficient thickness, proper capillary pressure curve, under critical pore diameter, heterogeneity etc., that may seal hydrocarbons of at least critical size?

Table 3. *Prospect Kozarevets probability estimation*

Prospect name and risk packages		Predrill probability assessment (prognosis)				
		Risk factors (groups)	Subgroups	Probability factors estimation	Weighed probability	
Kosarevets (Djulunitsa)	I package - charging	*Reservoir group*	Existence	Seismic profiles draw existence of reservoir facies, including basal layers, packages of carbonate rocks, as well as regressive successions. There is certain analogue with the North Knega structural terrace sections, where productive pays have been outlined.	0.8-0.9	0.42
			Effectiveness	Based on the analogy with the near vicinity sections large scale heterogeneity is expecting to have place. There is a possibility of strong porosity reduction as a result of post depositional changes. Very often reservoirs have porosity below the critical value. In this case we expect strong impact of the depth that will increase the carbonization, cementation etc.	0.5	
		Source rock group	Existence	Certain favorability is recognized concerning existence of the source rocks. Black shale and coal seams are penetrated in near vicinity sections. All the areas with lower Jurassic basal layers have shown oil and gas generation potential. The only problem is the thickness of the source rock and TOC concentration.	0.9-1.0	0.62
			Effectiveness	Certain favorability is supposed to kerogen transformation, but very often TOC concentration is critical. Additional the limitation of the reservoir properties will play strong negative impact on the secondary migration and concentration. Formation of the autonomy hydrocarbon phase is problematic.	0.6-0.7	
		Trapping group	Existence	No negative features are expected to the trap existence. TWT interpretations are favorable. The only questionable problem is the velocity models that very often introduce uncertainty. The current practice shows discrepancy between predrill and postdrill structural interpretations.	0.8-0.9	0.42
			Effectiveness	The trap model is more likely than all other interpretation, however, unfavorable is also likely. The current practice often shows discrepancy between predrill and postdrill structural interpretations. No certain data about structure amplitude.	0.5	
				Weighted probability for the charging package is 0.11 which is under critical value for the package – 0.12 (lower limit 0.5*0.5*0.5 = 0.12)		0.11
	II package - preservation	*Sealing group*	Existence	The element is assessed as completely favorable because of broad extent of the shale.	1.0	0.75
			Effectiveness	Their seal capacity is proven, however, the main sealing rocks are brittle that's way an unfavorable models are also likely.	0.7-0.8	
		Preservation group	Existence	The element is assessed as favorable but great preupperjurassic unconformity may have had some negative impact. A possible unfavorable process could also be related to the Austrian orogeny.	0.8-0.9	0.85
			Effectiveness	The favorable model is more likely than all other interpretations.	0.85	
				Weighted probability for the preservation package is 0.64 which is over critical value for this package – 0.25 (lower limit 0.5*0.5 = 0.25)		0.64
Final weighted probability for the Kozarevets prospect		Weighted estimation of the prospect probability for the charging package is below the lower critical value; consequently the object should be classified as a very risked, according to the geological risk factors and especially for petroleum charging processes.				

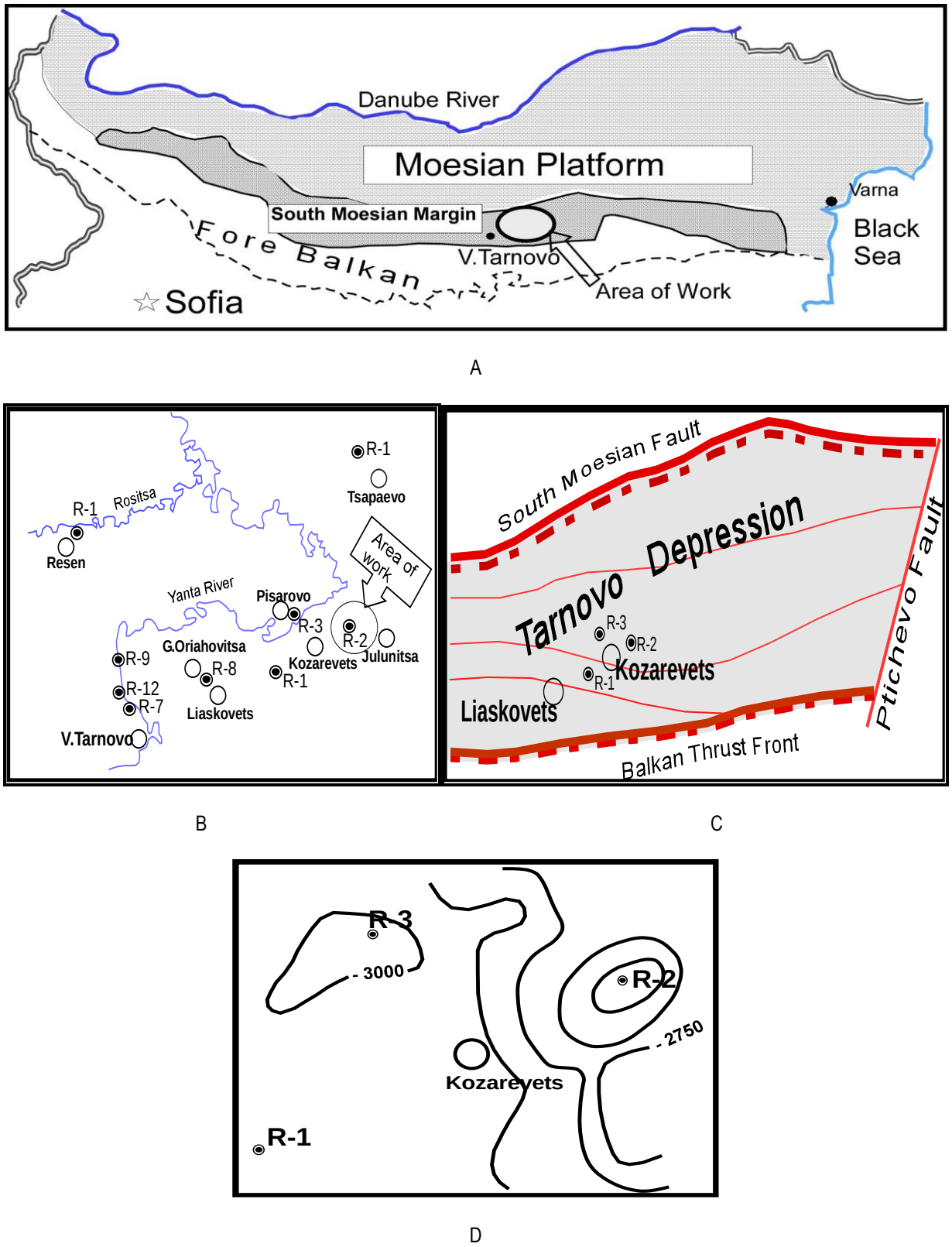


Fig. 1. Area of work: A and B – location within the Moesian platform; C – location within the Tarnovo depression; D – structural map of the main target (the depths are under confidential restrictions)

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

CAMPANIAN-MAASTRICHTIAN PLANKTIC FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES FROM THE STRATOTYPE SECTION OF THE LYUTIDOL FORMATION SOUTH OF THE LYUTI DOL VILLAGE, MEZDRA REGION (WESTERN BULGARIA)

Boris Valchev

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

ABSTRACT. The allochthonous Lyutidol Formation is considered as a transitional facies between the North European and the Mediterranean Upper Cretaceous in Bulgaria. It crops out between the Lyuti Dol and Scravena Villages in a tectonically complicated region, which is part of the Balkan Frontal Strip. The Campanian-Maastrichtian age of the unit was first established in the early 1990s on the base of calcareous nannoplankton and planktic foraminifera. A detailed nannofossil zonation was proposed in the beginning of the 21 century. The present investigation of the type section of the Lyutidol Formation, situated south of Lyuti Dol Village, Mezdra Region (Western Bulgaria), revealed relatively rich and moderately diverse planktic foraminiferal assemblages of Campanian and Maastrichtian age dominated by globotruncanids. The wide stratigraphical range of the most of the species makes difficult establishing of biostratigraphical markers (FAD and LAD) as a base of a detailed biostratigraphical zonation.
Key words. Campanian, Maastrichtian, planktic foraminifera, Lyutidol Formation, Western Bulgaria

КАМПАН-МАСТРИХТСКИ ПЛАНКТОННИ ФОРАМИНИФЕРНИ АСОЦИАЦИИ ОТ СТРАТОТИПОВИЯ РАЗРЕЗ НА ЛЮТИДОЛСКАТА СВИТА ЮЖНО ОТ С. ЛЮТИ ДОЛ, МЕЗДРЕНСКО (ЗАПАДНА БЪЛГАРИЯ)

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

РЕЗЮМЕ. Алохтонната Лютидолска свита е смятана за преходен фациес между Северноевропейския и Медитеранския тип Горна Креда на територията на България. Тя се разкрива между селата Люти дол и Скравена в тектонски усложнен район, който е част от Старопланинската челна ивица. Кампан-мастрихтската възраст на единицата е установена за първи път в началото на 90-те години на 20 век на базата на варовит нанопланктон и планктонни фораминифери. Детайлно нанофосилно зониране е предложено в началото на 21 век. При настоящото изследване на типовия разрез на Лютидолската свита южно от село Люти дол, Мездренско (Западна България), бяха установени сравнително богати и умерено разнообразни планктонни фораминиферни асоциации с кампанска и мастрихтска възраст доминирани от глоботрунканиди. Широкото стратиграфско разпространение на по-голямата част от видовете затруднява сериозно отделянето на биостратиграфски репери (нива на поява и изчезване), които биха послужили за детайлно биостратиграфско разчленяване.
Ключови думи. Кампан, Мастрихт, планктонни фораминифери, Лютидолска свита, Западна България

Introduction

The Lyuti Dol village surroundings are built of a remarkable combination of terrigenous and carbonate rocks (sandstones, marls, muds, clays, limestones, gravelites, conglomerates, breccia, and chalk) filling a small structure known as Lyutidol syncline (Batandjiev, 1971). These sediments were first described by Toula (1881). He noted the well bedded fine-grained sandstones and marked that they contain fragments of inoceramid shells. Until the beginning of the 1990s these sediments have been considered as "Aptian" (Bonchev, 1932), "Lutetian" (Stoyanov, Nenov, 1975), "Eocene" (Cheshitev, 1971; Batandjiev, 1971) or have been refered to the Staropatitsa Formation (Tzankov, 1989; Aladjova-Hrischeva et al., 1991; Tzankov et al., 1990; Tzankov et al., 1995). Sinnyovsky et al. (1990) reported rich nannofossil and foraminiferal association of Late Cretaceous age from a locality in the south part of Lyuti Dol Village. The authors included these deposits in marl-sandstone unit. Sinnyovsky, Hristova-Sinnyovska (1993) integrated the terrigenous-carbonate rocks into Lyutidol Formation with Campanian-Maastrichtian age. Later these rocks have been characterised biostratigraphically by means of calcareous nannofossils (Sinnyovsky, 2001; 2007). As a result 5 biostratigraphical zones have been defined.

The Lyutidol Formation is composed mainly of fine-grained sandstones with interbeds of conglomerates, breccia, limestones, marls, clays and chalk (Sinnyovsky, Hristova-Sinnyovska, 1993). Despite the inoceramid, nannofossil and foraminiferal remains mentioned above, rare examples of echinoids (Ilieva, 2000) and internal moulds of ammonites have been found in these rocks (Antonov et al., 2004). Normal relationships with the other Upper Cretaceous lithostratigraphical units in the studied area have not been observed (Fig. 1). The Lyutidol Formation is thrusted over "Mezdra Formation", limestone, and bioclastic-limestone units (Lyutidol thrust) and it is overthrusted by the Cherepish, Lyutibrod, and Mramoren Formations, as well as the limestones of "Mezdra Formation" (Gradishte thrust). In this way the unit is an allochthonous sheet, which is part of the Balkan Frontal Strip (Sinnyovsky, 2009).

As a whole the Lyutidol Formation is poorly exposed between the Lyuti Dol and Skravena villages. The stratotype section of the unit was desribed by Sinnyovsky, Hristova-Sinnyovska (1993). It is situated in the south outskirts of Lyuti Dol Village on the right slope of Klisurska River (Fig. 1) and it was included in route IV in the "*Guide of Field Geological Training*" (Sinnyovsky et al., 2004). Interbeds of red and motley limestones with tephra, resembling Mirkovo Formation's limestones from Srednogorie tectonic zone, have been recorded from the area north of Skravena Village (Sinnyovsky, Hristova-Sinnyovska, 1996). That is why the Lyutidol Formation is considered as a transitional facies between the North European and the Mediterranean Upper Cretaceous in Bulgaria (Sinnyovsky, Hristova-Sinnyovska, 1996; Sinnyovsky, 2001; 2009).

The aim of this article is to reveal the structure and stratigraphical distribution of planktic foraminiferal microfauna from the stratotype section of the unit. Only carbonate intervals were sampled (Fig. 2).

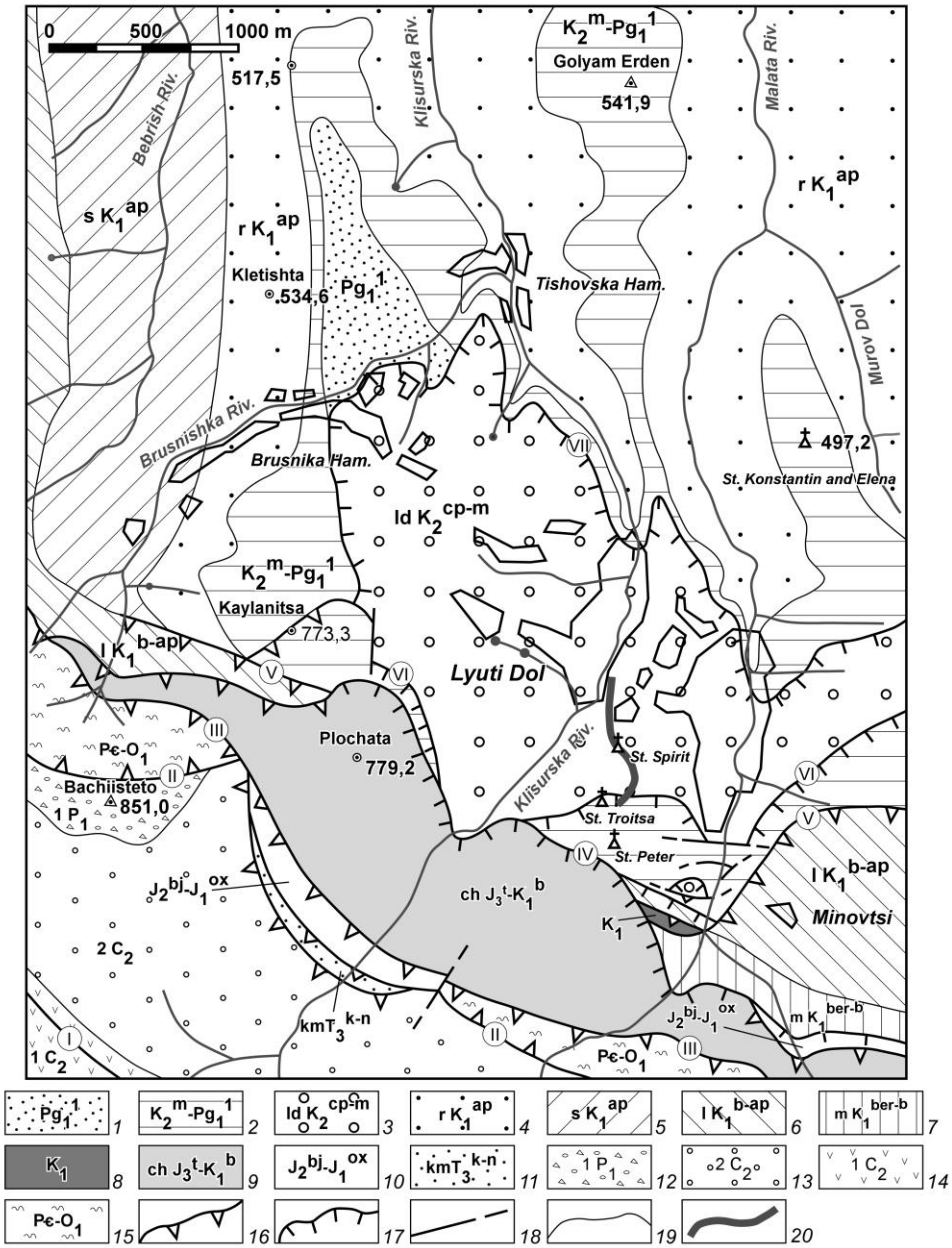


Fig. 1. Geological map of the Lyuti Dol area (modified after Sinnyovsky et al., 2004): 1 – sandstone unit (Middle Paleocene); 2 – Darmantsi, Kunino, and "Mezdra" Fms., limestone and bioclastic-limestone units (Maastrichtian-Lower Paleocene); 3 – Lyutidol Fm. (Campanian-Maastrichtian); 4 – Roman Fm. (Middle-Upper Aptian); 5 – Sumer Fm. (Lower-Middle Aptian); 6 – Lyutibrod Fm. (Barremian-Lower Aptian); 7 – Mramoren Fm. (Berriasian-Barremian); 8 – unidentified Lower Cretaceous; 9 – Cherepish Fm. (Tithonian-Barremian); 10 – Polaten and Yavorets Fms. (Bajocian-Oxfordian); 11 – Komshtitsa Fm. (Carnian-Norian); 12 – Buk and Vran Fms. (Lower Permian); 13 - Zlotitsa, Ignatitsa, and Ochindol Fms. (Upper Stephanian); 14 – volcanogenic unit (Upper Stephanian); 15 – diabase-phyllitoid compex (Vendian-Ordovician); 16 – thrust; 17 – low-angle thrust; 18 – normal fault; 19 – lithostratigraphic boundary; 20 – location of the stratotype section of the Lyutidol Formation; I – Dragojbalkan fault; II – Zverino thrust; III – Plakalnitsa thrust; IV – Kaylanitsa thrust; V – Tipchenitsa thrust; VI – Gradishte thrust; VII – Lyutidol thrust

Taxonomical analysis

Totally 17 species were recorded during the investigation of the planktic foraminiferal content of the studied section. Most of them are uniformly distributed in all samples. The base of the section (sample LD 5-1) is characterized by low taxonomical diversity. The assemblage is dominated by *Globotruncana lapparenti* Brotzen. Additional taxa are *Globotruncana arca* (Cushman) and *Globotruncana rosetta* (Carsey). Rare contributors like *Contusotruncana fornicata* (Plummer) and *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer) were observed.

The second (sample LD 6) and the third studied level (samples LD 7 and LD 8) demonstrate similar taxonomical diversity, but there are some differences in the taxonomical composition. *Globotruncana lapparenti* Brotzen is again the main contributor to the assemblage. *Globotruncana arca* (Cushman) and *Globotruncana rosetta* (Carsey) are represented by rare and single specimens or are absent. New elements like *Globotruncana rugosa* (Marie), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Globotruncanita stuartifofmis* (Dalbiez), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), and *Rugoglobigerina hexacamerata* (Broennimann) were established. All of them are represented by single specimens.

The fourth studied level (sample LD 10) is the most taxonomically diverse in the section, but with moderate specimen abundance. *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana rugosa* (Marie), *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), and *Rugoglobigerina hexacamerata* (Broennimann) dominate the assemblage. *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Globotruncana rosetta* (Carsey), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Globotruncanita stuartifofmis* (Dalbiez), and *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer) are additional elements.

The fifth carbonate level (samples LD 21 and LD 15-2) is characterized by the occurrence of two species – *Pseudotextularia intermedia* de Klasz and *Racemiguembelina fructicosa* (Egger). The first one is amongst the two dominators of the assemblage (the other one is *Globotruncanita stuartifofmis* (Dalbiez). Additional species are *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *Globotruncana lapparenti* Brotzen, and *Globotruncana rosetta* (Carsey). *Contusotruncana fornicata* (Plummer) and *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) are represented by single specimens.

The sixth studied carbonate level is the uppermost part of the stratotype section of the Lyutidol Formation (samples LD11, LD12, and LD13). It is the most taxonomically diverse and shows the highest specimen abundance in the whole section. The assemblage is dominated by *Globotruncanita stuartifofmis* (Dalbiez), as well as species like *Globotruncana lapparenti* Brotzen and *Racemiguembellina powelli* Smith & Pessagno. The last one was recorded from this level only. Additional taxa are *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), and *Heterohelix navarroensis* Loeblich as the last one occurrs only in this part of the section. *Planoglobulina carseyae* (Plummer) and *Rugoglobigerina hexacamerata* Broennimann supplement the assemblage as single specimens. *P. carseyae* occurs in these samples only.

Discussion

As it was mentioned in the "Introduction", the Upper Cretaceous age of the sediments of the Lyutidol Formation was proved by means of calcareous nannoplankton and foraminifers in the early 1990s. Later a detailed nannofossil investigation was made (Sinnyovsky, 2001; 2007), while new foraminiferal studies were not introduced. The present investigation revealed some characteristic features of the foraminiferal assemblages from this locality.

Taxonomical diversity

Despite the relatively large number of the established species (17 in number) the assemblage structure is dominated by 2-3 species, while the other contributors occur as rare or single specimens. The lower and the middle part of the section (the first three carbonate levels) are marked by relatively low taxonomical diversity (5-6 species recorded). The peak (11 species) was observed at the fourth carbonate level. The fifth level is marked by comparatively low diversity (6-7 species). Moderately diverse are the assemblages from the uppermost part of the section – 9 species was recorded in the samples from this level.

Abundance of specimens

Specimen's abundance demonstrates fluctuations at the lower, the middle and the upper part of the section. At the lowermost carbonate level the dominating species shows high abundance of specimens. The second and the third levels are marked by lower specimen's abundance – here the dominating species re represented as common ones. The lowest abundance was recorded from the fourth carbonate level – despite the comparatively large number of species, there are no abundant ones. The fifth level is marked by higher abundance – dominating species are characterized as common. The uppermost part of the section gives the most abundant assemblages. Here the dominating species were characterized as abundant and common.

Biostratigraphical markers

The stratotype section of the Lyutidol Formation was divided into five nannofossil zones, which are a good biostratigraphical framework for comparison with other fossil groups. Unfortunately the present planktic foraminiferal investigation does not provide any satisfying results. Six of the species, recorded from more than one sample, are distributed in the whole section and thus they cover wide stratigraphical range - Lower Campanian-Upper Maastrichtian. Only two couples of taxa are restricted in definite levels. *Pseudotextularia intermedia* de Klasz and *Racemiguembelina fructicosa* (Egger) occur at the fifth carbonate level only. Both are typical Maastrichtian species, which corresponds to the age determined on the base of nannofossils. *Planoglobulina carseyae* (Plummer) and *Racemiguembellina powelli* Smith & Pessagno were recorded from the uppermost part of the section. Both are characteristic for the Upper Campanian-Upper Maastrichtian. Our data corresponds to the nannofossil zonation, because this part of the section was determined as Upper Campanian. As could be seen, the wide stratigraphical distribution of the majority of species makes difficult finding biostratigraphical markers (FAD and LAD) for a planktic foraminiferal zonation.

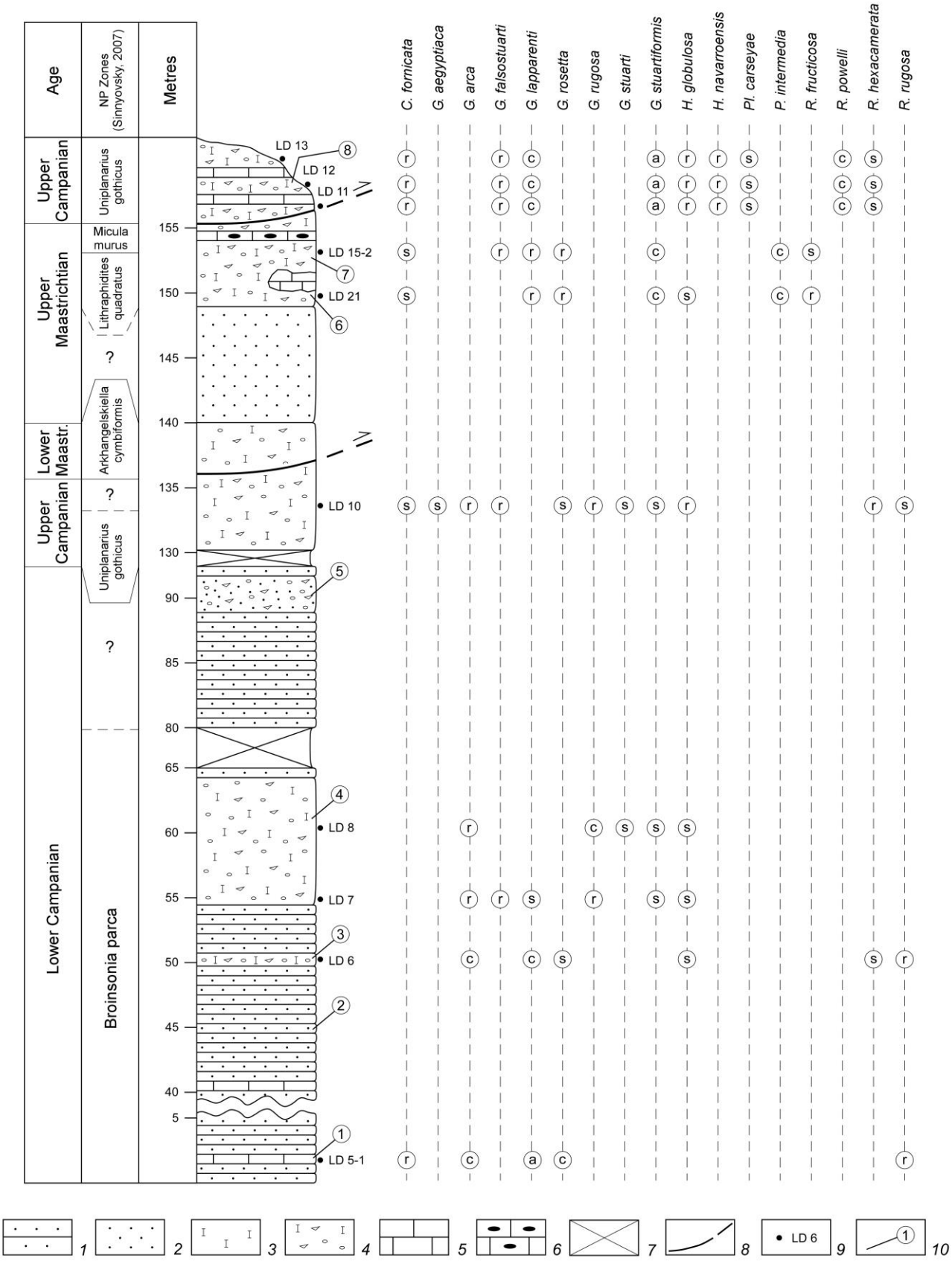


Fig. 2. Stratotype section of the Lyutidol Formation (modified after Sinnyovsky, 2007) with the stratigraphical distribution of planktic foraminiferal species: 1 – thin-bedded sandstone; 2 – massive weakly cemented sandstone; 3 – chalk; 4 – carbonate conglomerate and breccia with soft chalky matrix; 5 – limestone; 6 – limestone with cherty concretions; 7 – lack of outcrops; 8 – thrust; 9 – sample; 10 – number of photo in Plate I, abundance of specimens (s – single, r – rare, c – common, a – abundant)

Conclusions

The study of the planktic foraminiferal assemblages from the stratotype section of the Lyutidol Formation revealed the following characteristic features:

- Assemblages show moderate taxonomical diversity with domination of one, rarely two or three taxa. Totally 17 species were established.
- Species abundance varies along the section and it does not depend on the taxonomical diversity.
- Most of the recorded species are with wide stratigraphical range and it makes difficult establishing of biostratigraphical markers (FAD and LAD). Obviously we can,t use our data for a detailed biostratigraphical subdivision of this section.

Abundance of planktic specimens could be used in a further investigation in a paleoecological and paleogeographical aspect to prove the position of the Lyutidol Formation as a transitional facies between the North European and the Mediterranean type Upper Cretaceous in Bulgaria.

References

Aladjova-Hrischeva, K., L. Nedyalkova, Tz. Tzankov. 1991. Stratigraphy and deformation of the Paleogene deposits in the western and central parts of the Fore-Balkan and Stara Planina Mountain. – *Geologica Balc., 21*, 6, 49-90 (in Russian).

Antonov, M., D. Sinnyovsky, V. Jelev. 2004. Overview of regional geology. – In: Sinnyovsky, D. (Ed.). *Geological Routes in the Northern Part of the Iskar Gorge. Guide of Field Geological Training*, Sofia, "Vanio Nedkov" Publ. House, 4-12.

Batandjiev, I. 1971. Ljutidol syncline. – In: Bonchev, E. (Ed.), *Tectonics of the Fore-Balkan*. Sofia, Bulgarian Academy of Sciences, 435-436 (in Bulgarian).

Bonchev, E. 1932. Geology of the Orhanie Fore-Balkan west of Bebrish and Mali Iskar Rivers. – *Rev. Bulg. Geol. Soc., 4*, 2, 85-156 (in Bulgarian).

Cheshitev, G. 1971. Mezdra syncline depression. – In: Yovchev, Y. (Ed.). *Tectonic Structure of Bulgaria*. Sofia, Technics, 320-321 (in Bulgarian).

Ilieva, T. 2000. *Late Cretaceous and Danian Echinids of Superorder Spatangacea from Northern Bulgaria – Taxonomy and Stratigraphical Importance.* Summary of PhD Thesis, 34 p. (in Bulgarian)

Sinnyovsky, D. 2001. Detail nannofossil biostratigraphy of the allochthonous Ljutidol Formation and underlying autochthonous sediments in the type locality near Ljutidol Village. – *Ann. Univ. Min. Geol., 43-44, Part 1, Geol.,* 11-20.

Sinnyovsky, D. 2007. *Biostratigraphy of the Upper Cretaceous in Bulgaria based on calcareous nannoplankton*. DSc. Thesis, Sofia, 267 p. (in Bulgarian)

Sinnyovsky, D. 2009. Lithostratigraphy. North European type Upper Cretaceous. – In: Zagorchev, I., H. Dabovski, T. Nikolov (Eds.) *Geology of Bulgaria. Volume II, Part 5. Mesozoic Geology.* Sofia, Acad. Publ. House "Prof. Marin Drinov", 311-337 (in Bulgarian).

Sinnyovsky, D., M. Antonov, S. Juranov. 2004. Route IV. Klisurska River. – In: Sinnyovsky, D. (Ed.). *Geological Routes in the Northern Part of the Iskar Gorge. Guide of Field Geological Training*, Sofia, "Vanio Nedkov" Publ. House, 53-65.

Sinnyovsky, D., D. Hristova-Sinnyovska. 1993. New concept about the geologic structure of a part of the West Fore-Balkan south of Mezdra Town. – *Rev. Bulg. Geol. Soc., 54*, 3, 25-40 (in Bulgarian).

Sinnyovsky, D., D. Hristova-Sinnyovska. 1996. The Lyutidol Formation – Transitional Facies between the North Europian and the Mediterranean Type Upper Cretaceous. – *Ann. UMG, 41, Part I, Geol.,* 117-118 (in Bulgarian).

Sinnyovsky, D., E. Dimitrova, S. Juranov. 1990. Upper Cretaceous microfossils from the core of the Ljutidol Syncline.- *Ann. High Inst. Min. and Geol., 36, Part 1, Geol.*, 199-203 (in Bulgarian).

Stoyanov, I., T. Nenov. 1975. Notes on the Stara Planina frontal strip between Iskar and Bebresh Rivers. – *Geotect., Tectonophys., Geodynam., 3*, 70-78 (in Bulgarian).

Toula, F. 1881. Grundlinien der Geologie des Westlichen Balkan. Von Orhanie, über Ljutidol and Ljutibrod, nach Cerepis am Isker. – *Denkschr. Acad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Cl., 44*, 1-56.

Tzankov, Tz. 1989. On the western end of Luda Kamchia synclinorium. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 42*, 11, 71-73 (in Russian).

Tzankov, Tz., L. Nedyalkova, V. Angelov, K. Aladjova-Hrischeva, S. Yanev, I. Haidutov, I. Sapunov, P. Tchoumachenko. 1990. *Geological Map of Bulgaria in Scale 1:100000, Map Sheet Vratsa*. Sofia, CGMR.

Tzankov, Tz., K. Aladjova-Hrischeva, S. Yanev, I. Haidutov, I. Sapunov, P. Tchoumachenko, L. Nedyalkova, V. Angelov. 1995. *Explanatory Note of the Geological Map of Bulgaria in Scale 1:100000, Map Sheet Vratsa*. Sofia, Avers, 102 p. (in Bulgarian)

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

PLATE I

1 – soft limestone at the base of the stratotype section of the Lyutidol Formation (sample LD 5-1); from this location Sinnyovsky et al. (1990) determined for the first time Cretaceous age on the base of calcareous nannofossils and foraminifers; 2 – thin-bedded fine-grained sandstones 45 m above the base of the stratotype section; 3 – chalky cement of the carbonate breccia 50 m above the base of the section (sample LD 6); 4 – carbonate conglomerate and breccia 60 m above the base in the gully beneath the spring "St. Spirit"; 5 – carbonate conglomerates with clasts of micritic limestone and fine-grained sandstone 90 m above the base of the section; 6 – limestone clasts amongst the carbonate conglomerate east of "St. Troitsa" 150 m above the base of the section; 7 – soft carbonate conglomerates with chalky matrix east of "St. Troitsa" 153 m above the base (sample LD 15-2); 8 – the uppermost level of the stratotype section – carbonate conglomerates and breccia with chalky matrix and thin limestone beds (samples LD 11, LD 12, LD 13)

1

2

3

4

5

6

7

8

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ТЕХНИКИ ЗА СЕГМЕНТИРАНЕ НА ОТКРИТИ РУДНИЦИ И КАРИЕРИ

Деница Борисова[1], Христо Николов[1], Бануш Банушев[2], Дойно Петков[1]

[1]Институт по слънчево-земни въздействия, Българска академия на науките, 1113 София; dborisova@stil.bas.bg
[2]Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; banushev@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. В тази работа е приложен метод за анализиране на спектрални данни при сегментирането на открити рудници и кариери. Идеята е да се използват множеството възможности, предлагани от многоспектрални изображения със средна резолюция като TM на борда на Landsat 5. Чрез методът, който прилагаме, се търсят стабилни статистически зависимости между полевите многоспектрални данни и данните от изображенията, получени от сензори на борда на летящи апарати. След коректно разпознаване на съответните пиксели последващото сегментиране на изследваната наземна форма може да се определи като надеждно. Полевите измервания са извършени на кариера за трошен камък близо до с. Смолско. За района са обработени съответните изображения от спътника Landsat 5 от различни дати. Проведени са геоложки наблюдения, петрографски изследвания, фотодокументация и in-situ спектрометрични измервания.

TECHNIQUES FOR SEGMENTATION OF OPEN PIT AND STONE MINES

Denitsa Borisova[1], Hristo Nikolov[1], Banush Banushev[2], Doyno Petkov[1]
[1]Solar-Terrestrial Influences Laboratory, Bulgarian Academy of Science, 1113 Sofia; dborisova@stil.bas.bg
[2]University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; banushev@mgu.bg

ABSTRACT. In this paper a statistical method has been applied in the segmentation of human made land covers as open pit and stone mines. The idea is to exploit to larger extent the possibilities offered by multispectral imagers having mid spatial resolution such as TM onboard Landsat 5. The method has been applied in the framework of our research is to find consistent statistical dependencies between multispectral data gathered in-situ and the corresponding ones in images offered by airborne-based sensors. After correct identification of the pixels the subsequent segmentation forming the shape of the artificial feature is determined much more reliable. This especially holds true for objects with relatively narrow structure for example two-lane roads for which the spatial resolution of one pixel is larger that the object itself. We have been combined ground spectrometry of stone-pit near Smolsko village, Landsat images of region of interest (RoI), and in-situ condition surveys for assessment of stone pit area. Geological observations, petrographical investigations, photo documentation and in-situ spectrometric measurements have been performed.

Въведение

В настоящата работа е приложен статистически метод за анализиране на спектрални данни при сегментирането на открити рудници и кариери. По този начин се използват множеството възможности, които се предлагат от многоспектрални изображения със средна резолюция от сензори като TM на борда на Landsat 5. Чрез методът, който прилагаме, се търсят стабилни статистически зависимости между полевите многоспектрални данни и цифровите данни от изображенията, получени от сензори на борда на летящи апарати. След коректно разпознаване на съответните пиксели последващото сегментиране на изучаваната наземна форма може да се определи като надеждно. Полевите измервания са извършени на кариера за трошен камък близо до с. Смолско. За района са обработени съответните изображения от спътника Landsat 5 от различни дати. Проведени са in-situ спектрометрични измервания, за което е използван полеви спектрометър TOMS, разработен и конструиран в ИСЗВ-БАН (Petkov, 2005). Проведени са геоложки наблюдения, петрографски изследвания и фотодокументация на кариерата.

Материали и методи

Извършени са теренни изследвания и опробване на карбонатни скали (доломити) от района на с. Смолско за периода 2000-2010 г. Изследван е състава, текстурните и структурните особености на доломитите. Образците са изследвани макроскопски и с бинокулярна лупа Olympus. С помощта на оптическата микроскопия (микроскопи Amplival и Leitz Orthoplan-Pol) са определени състава и структурните особености на скалите. Химичните анализи са извършени с Атомно-емисионен спектрометър с източник на възбуждане индуктивно свързана плазма (AES ICP) (апарат SPECTRO Analytical instruments, Germany) в МГУ "Св. Иван Рилски".

Полевите спектрометрични измервания на доломитите от кариерата са осъществени между 2008 и 2010 г. За репер при разпознаването на изучаваната кариера на спътникови изображения може да се използва наличието на вода, поради което са проведени и спектрометрични измервания на водната площ през 2010 г. Основното измерително устройство на полевия спектрометър TOMS е USB2000 (фиг. 1). Предварителната обработка за въвеждане на корекции на получените данни е проведена

със софтуера на полевия спектрометър. Направена е стандартна статистическа обработка на получените данни.

Фиг. 1. Измерителната част на спектрометъра

В Таблица 1 е представена необходимата допълнителна информация (Kancheva, 1999) за атмосферните условия на измерване при полевите експерименти, времето за провеждане на едно измерване (t_i), брой усреднени спектри (λ_n) и разстояние от обекта до обектива (H_{oo}).

Таблица 1
Допълнителна информация за всеки експеримент

Обект на измерване	Атмосферни условия	t_i, ms	λ_n	H_{oo}, cm
Черен доломит	Ясно, сянка	10	100	10
Сив доломит	Ясно, сянка	10	100	10
Вода (3 см)	Ясно, сянка	10	100	10
Вода (7 см)	Ясно, сянка	10	100	10

Спътниковите изображения от TM, които са използвани в настоящата работа, са от 1987, 1999 и 2003 години. Обработката и анализът на цифровите данни от изображенията са напрвени с програмата Multispec.

Геоложка обстановка

В структурно отношение районът се отнася към Централното Средногорие. Той се характеризира с разнообразни горнокредни и триаски скали, вместени сред докамбрийски високометаморфни скали. Районът около с. Смолско е изграден основно от горнокредните материали на Чуговишката и Мирковската свити. Чуговишката свита (въведена от Моев, Антонов, 1976, 1977) е изградена от ритмично редуващи се пясъчници, слабо варовити алевролити и алевритни варовици. Характерна особеност за скалите е наличието на пирокластика – кристалокласти от биотит и плагиоклази, витрокласти и литокласти от средни по състав вулканити (Приставова, Банушев, 2007). В състава на Мирковската свита (Моев, Антонов, 1976, 1977) участват глинести варовици с прослойки от мергели. Нови данни за строежа на Мирковската свита публикуват Ajdanlijsky et al. (2008). С по-ограничено разпространение в района са пясъчниковата и въгленосната задруга. В югоизточна посока материалите на Чуговишката и Мирковската свити намаляват, а се увеличава делът на Челопешката свита, в състава на която участват кластолави, туфи, туфити, тефроидни скали, разливи и силове от андезити (Кацков, Илиев, 1993). В южните и северни части на горнокредната вулканогенна ивица се разполагат триаски наслаги, представени от червени, пъстри кварцови пясъчници, конгломерати, алевролити и аргилити (Петроханска теригенна група) и доломити (Боснекска свита). Горнокредните и триаски материали са вместени сред докамбрийски високометаморфни скали на Арденската група (двуслюдени мигматизирани ивичести и очни гнайси, с прослои от амфиболити, биотитови, мусковитови и амфибол-биотитови гнайси и гнайсошисти) и Ботурченската група (дребнозърнести биотитови до амфибол-биотитови гнайси с прослои от аплитоидни гнайси и гранитогнайси). В Централното Средногорие скалите на Ботурченската група се описват като Копривщенска група (Dabovski,1988). Сред докамбрийските метаморфити в южните части на района е внедрен Поибренския плутон, отнасящ се към т. н. Южнобългарски гранитоиди.

Резултати и дискусия

Петрографска характеристика

Обект на изследване са карбонатни скали (доломити) на Боснекската свита, разкриващи се в изкуствено разкритие – кариера за трошен камък северозападно от с. Смолско. Доломитите са сиви, на места с розов оттенък с пачки от черни доломити. В резултат на изветрителни процеси черните изсветляват до тъмносиви. Текстурата им е среднослоеста, а структурата – микрозърнеста. В състава им участва микрозърнест доломит, с размери на кристалите 0.001-0.003 mm, примеси от калцит и кластичен кварц. Биоморфният компонент е представен от прерези на остракоди и фораминифери. В химичен аспект главните петрогенни оксиди се обвързват добре с литературните данни. Съдържанието на CaO е между 22 и 26%, а на MgO – 18-20% (Приставова, Банушев, 2007).

На фигури 2 и 3 са представени снимки на изучаваната кариера от две години – 2005 и 2010. Снимковият материал е подбран с оглед на съвместното анализиране на спътниковите и полевите данни.

На фигура 4 ясно се вижда контактът между сивите и черни доломити, от които е изградена кариерата.

Фиг. 2. Кариера "Смолско", общ изглед, май 2005 г.

Фиг. 3. Кариера "Смолско", общ изглед, юни 2010

Фиг. 4. Кариера "Смолско", контакт между сиви и черни доломити

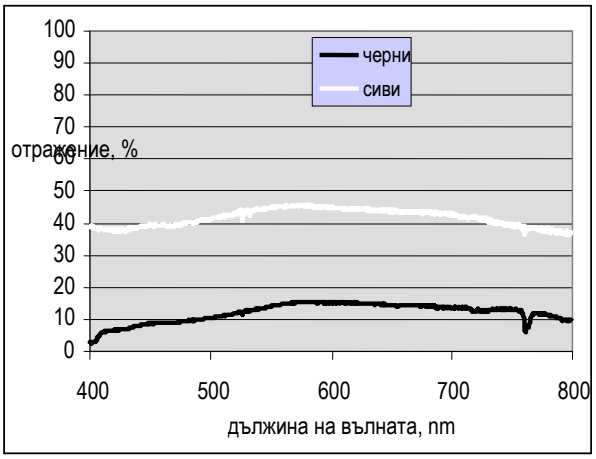
От проведените теренни наблюдения и изследвания е установено, че на дъното на кариерата има водна площ с дълбочина до 20-30 cm.

Спектрометрични измервания

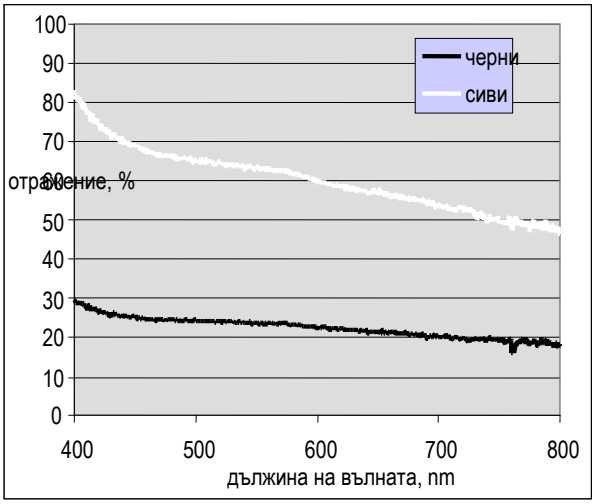
Направена е статистическа обработка на получените спектрални данни. Усреднените стойности на спектрите на двата вида доломити от кариерата са показани на фиг. 5а и фиг. 5б. Спектралното отражение от черните и сивите доломити се различава по стойност, но характерният вид на кривата се запазва. По-тъмните черни доломити имат съответно по-ниска стойност на спектралното отражение (20-30%), а по-светлите сиви – по-високо (40-60%).

При сравнение на данните от 2008 и 2010 години и като се отчете, че от 2009 година кариерата работи по-интензивно, то може да се каже, че разликата в отражателните спектри се дължи на различната свежест на измерваните доломити.

При анализа на хода на спектралната отражателна характеристика на доломитите се наблюдава типичен мимимум на дължина на вълната 760 nm. Той е ясно видим, както и при черните и сиви доломити, така и при по-изветрелите и по- свежи образци (съответно 2008 и 2010 г.) (фиг. 5а,б).

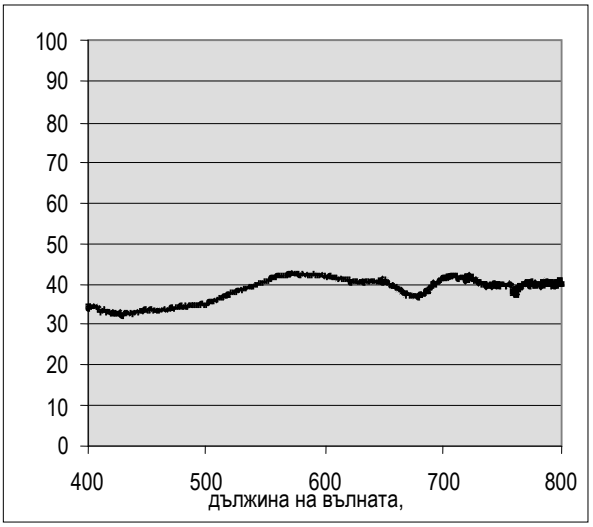


Фиг. 5а. Отражателни спектри на сиви и черни доломити, май 2008

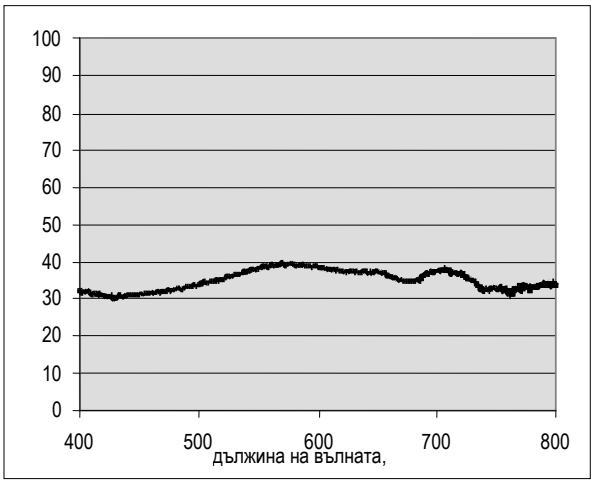


Фиг. 5б. Отражателни спектри на сиви и черни доломити, юни 2010

На фигури 6а и 6б са представени отражателните спектри на водната площ в кариерата, съответно на участъци с дълбочина 3 cm и 7 cm.



Фиг. 6а. Спектрално отражение на вода с дълбочина 3 cm



Фиг. 6б. Спектрално отражение на вода с дълбочина 7 cm

При сравняване на спектрите се вижда как дъното на водния участък се отразява на получените данни. Получената отражателна спектрална характеристика силно се различава от същата на чиста вода (Мишев и др., 1987). Характерният минимум на 760 nm, който ясно се вижда при отражателните спектри на доломитите (фиг. 5а,б), може да бъде забелязан при вода с дълбочина 3 cm (фиг. 6а). За спектралното отражение отново на 760 nm от водата с дълбочина 7 cm влиянието на дъното, съставено от доломитите от кариерата и покрито с тънък слой тиня, вече е силно редуцирано.

Спътникови изображения

Данните от сензора TM (Thematic Mapper), монтиран на борда на спътника Landsat 5, за канали от 1 до 7 без 6 за 1987, 1999 и 2003 години за района на кариера "Смолско" са обработени статистически. Изчислени са средната стйност на цифровите дании (digital numbers – DN) и стандартното им отклонение. Резултатите са представени в Таблица 2.

Таблица 2. *Статистика на изследваната кариера "Смолско"*

	1987	1999	2003
Брой пиксели	40	28	14
Средно на DN			
Канал 1	90,25	84,50	68,93
Канал 2	42,88	71,54	60,07
Канал 3	49,84	77,64	69,86
Канал 4	51,19	69,43	57,79
Канал 5	78,38	80,36	72,93
Канал 7	45,50	68,36	66,21
Ст. отклонение на DN			
Канал 1	7,56	8,90	6,13
Канал 2	4,51	10,73	7,84
Канал 3	6,25	14,77	11,68
Канал 4	6,28	11,83	9,53
Канал 5	12,96	19,16	16,53
Канал 7	7,99	15,84	12,77

По спътниковите данни се забелязва, че само скалната площ на изучаваната кариера намалява от 1987 до 2003 г. Площта е представена като брой пиксели.

Заключение

Получените в резултат на проведените комплексни полеви измервания данни са (доколкото е известно на колектива) едни от малкото у нас. Те позволяват да бъде използвана отражателната способност на скалите като отличителен признак за тяхното разграничаване в многоспектрални изображения от дистанционни изследвания на земната повърхност.

Представените в настоящата работа резултати са получени само от един начин на обработка на първичните данни. За по-пълноценната им употреба се провеждат още редица анализи на първичните данни, като оценка на минимумите и максимумите във връзка с физико-химичното съдържание на изследваните скали, използване на редица трансформационни индекси и др.

Тази работа е подпомогната финансово от договор с НФНИ-МОН ИНИ-12/05 и по проект COSMOS по Седма Рамкова програма (FP7).

Литература

Кацков, Н., К. Илиев. 1993. *Обяснителна записка към геоложка карта на България, М 1:100000*, *к.л. Ихтиман.* С., "Геология и г еофизика" АД, 63 с.

Мишев Д., Т. Добрев, Л. Гугов. 1987. *Дистанционни методи в геофизиката и геологията.* С., Техника, 272с.

Моев, М., М. Антонов. 1976. О стратиграфии сенонских пород в Центральном Средногорье. – *Докл. БАН, 29,* 10, 1515-1519.

Моев, М., М. Антонов. 1977. Стратиграфия на горната креда в източната част на Стъргелско-Челопешката ивица. – *Год ВМГИ, 2,* 7-28.

Приставова, С., Б. Банушев. 2007. Магмени, седиментни и метаморфни скали от Централното Средногорие. – В: *Ръководство за учебни практики по минералогия и петрография (ред. Р. И. Костов).* С., ИК "Св. Иван Рилски", 80-84.

Ajdanlijsky, G., B. Banushev, J. Genchev, V. Frugova,Y. Dinchev. 2008. New data about the Mirkovo Formation from the area of Chelopech village, Sofia district. – *Ann. Univ. Min. and Geol., 51, part I Geology and Geophysics*, 78-83.

Dabovski, Ch.1988. Precambrian in the Srednogorie Zone (Bulgaria). – In: *V. Zoubek, J. Conge, D. Kouzhoukharov, H. Krautner (ed) Precambrian in Younger Foid Belts.* Wiley Interscience Publication, John Wiley & Sons, Chichester, 841-847.

Kancheva, R. 1999. *State assessment of the soil-vegetation system using spectrometric data*. PhD Thesis, 142 p. (in Bulgarian).

Petkov, D., G. Georgiev, H. Nikolov. 2005. Thematically oriented multichannel spectrometer (TOMS). – *Aerospace Research in Bulgaria*, *20*, 51-54.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ПРОЯВЛЕНИЕ НА СПЕЦИФИЧНАТА ЕЛЕКТРОПРОВОДИМОСТ В ЗАВИСИМОСТ ОТ ТИПА НА РУДНАТА МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Стефан Димовски

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

РЕЗЮМЕ. Орудяванията могат да се разглеждат най-обобщено като двукомпонентна среда, в която една от компонентите е рудната минерализация с електронна електропроводимост, а втората е вместващата матрица, съставена от минерали с относително високо и много високо електрическо съпротивление. С цел изследване влиянието на структурата на рудата върху нейната специфична електропроводимост е използван разработен подход и методика за изследване на специфичното електрическо съпротивление на скалите чрез съставяне на еквивалентни електрически схеми. И при двата основни типа рудна минерализация за изчисляването на електричното съпротивление е използван един и същ концептуален модел. При прожилковата минерализация се допуска, че в проводяща компонента са разположени включения с по-високо електрично съпротивление ($\rho_1<\rho_2$). При впръснатата минерализация се приема, че проводящи включения се разполагат в компонента с относително по-високо електрично съпротивление ($\rho_2<\rho_1$).

IMPACT OF MINERALIZATION TYPE OVER ORE SPECIFIC ELECTRICAL CONDUCTANCE

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

ABSTRACT. Ores can be regarded as two component media in which one of the components is presented by the ore mineralization having electronic conductivity and the second component is the hosting matrix composed by minerals characterized by relatively high and very high electrical resistivity. The developed approach and methodics for studying rocks specific electrical resistance by designing equivalent electrical circuits are applied for studying the impact of mineralization type over ore electrical conductivity. One and the same conceptual model is used for calculating the electrical resistivity for the two basic types of ore mineralization. For the vein-type mineralization is accepted that in a conductive component are situated inclusions having higher specific electrical resistance ($\rho_1<\rho_2$). For the vein-type mineralization is assumed that conductive inclusions are located in a component with relatively higher electrical resistivity ($\rho_2<\rho_1$).

Орудяванията могат да се разглеждат най-обобщено като двукомпонентна среда, в която една от компонентите е рудната минерализация с електронна електропроводимост, а втората е вместващата матрица, съставена от минерали с относително високо и много високо електрическо съпротивление.

Примерно разпределение на двете компоненти в естествени условия се илюстрира на фигура 1 (макроскопски фотоснимки) и фигура 2 (микроскопски снимки).

Въз основа на израз (1), получен за електричното съпротивление на двукомпонентна среда чрез съставяне на еквивалентни електрически схеми (Димовски, 2009), са изчислени специфичните електрични съпротивления при различни съотношения на специфичните обеми и съпротивленията за двете компоненти. За целта е използван и професионалния програмен пакет Protel 99.

$$\rho = \frac{\rho_1 + b\left(\rho_2 - \rho_1\right)}{\rho_1 + b\left(1-b^2\right)\left(\rho_2 - \rho_1\right)}\rho_1 \qquad (1)$$

И при двата основни типа рудна минерализация за изчисляването на електричното съпротивление е използван един и същ концептуален модел.

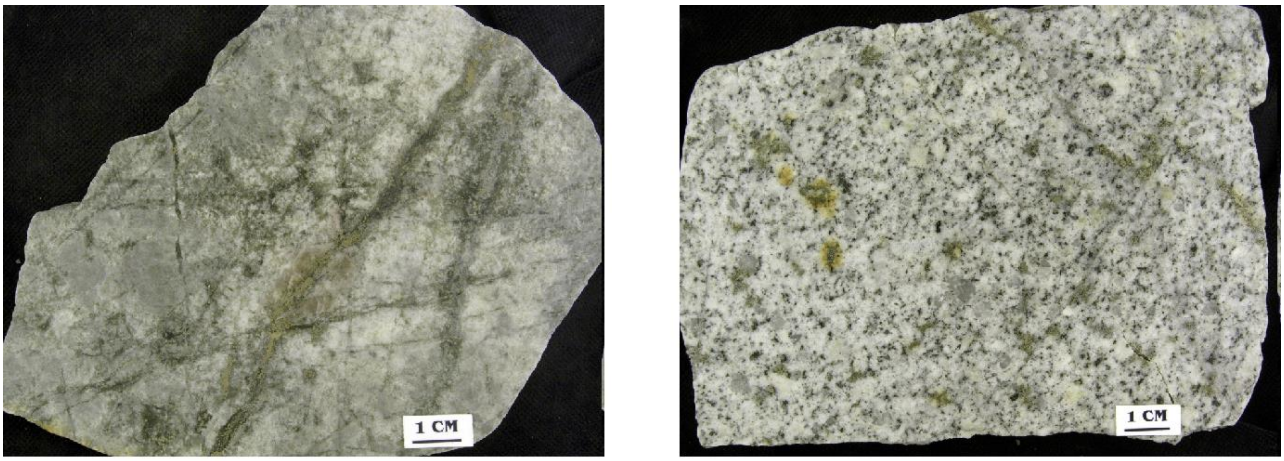
При прожилковата минерализация се допуска, че в проводяща компонента са разположени включения с по-високо електрично съпротивление ($\rho_1<\rho_2$). При впръснатата минерализация се приема, че проводящи включения се разполагат в компонента с относително по-високо електрично съпротивление ($\rho_2<\rho_1$).

Както и следва да се очаква при еднакво съдържание на електропроводящата рудна компонента за прожилкова минерализация специфичната електропроводимост е значително по-добра от електропроводимостта при впръсната минерализация.

На фигура 3 се илюстрират графики на получените зависимости на специфично електрическо съпротивление ρ на орудяването, нормирано спрямо съпротивлението на рудната компонента (ρ/ρ_p), от специфичното обемно съдържание ω на рудните минерали за модел, приложим за прожилкова (графики 1) и впръсната (графики 2)

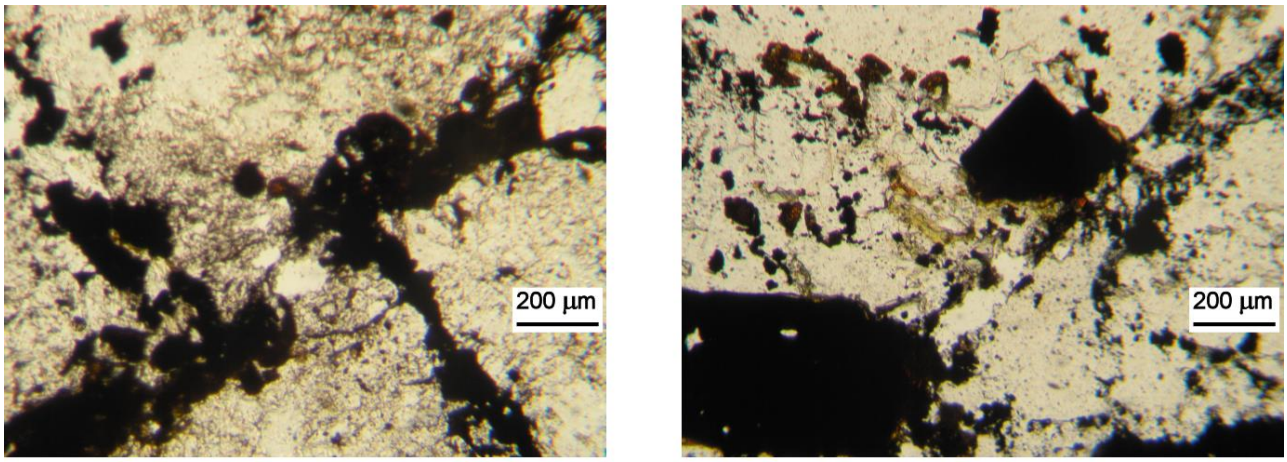
минерализация при съотношение μ между специфичните съпротивления ρ вместваща компонента и ρ рудна компонента ($\mu=\rho_{вм}/\rho_р$), съответно μ =10 (а), μ=100 (б) и μ = 1000 (в).

Анализът на получените графики потвърждава силно изразената зависимост на специфичната електропроводимост на орудяванията, моделирани като двукомпонентна среда, от разпределението на двете компоненти – електропроводящите рудни минерали и вместващата матрица с електрическо съпротивление съответно $\rho_р$ и $\rho_{вм}$. Степента на това влияние се засилва при нарастване на контраста между специфичните електрически съпротивления на двете компоненти и е максимална за обемно съдържание на рудните минерали ω=0.2–0.6 (фиг. 3а-в).



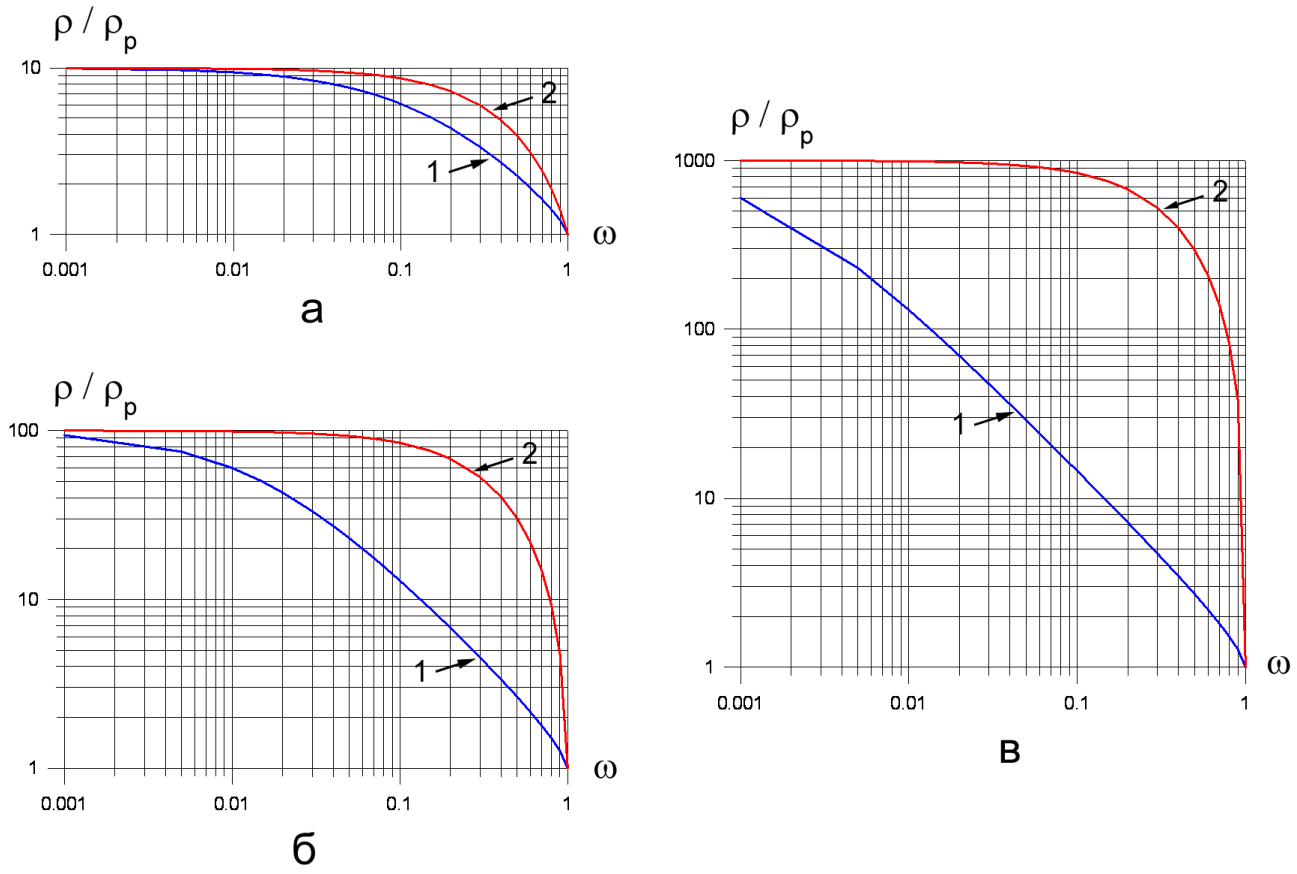
а б

Фиг. 1. Макроскопски снимки, илюстриращи прожилкова и впръсната рудни минерализации от находище Merrill Island, Chibougamau district, Quebec, Canada (www.nrcan.gc.ca): а – прожилкова пиритна и халкопиритна минерализация в серицитизиран анортозит; б – впръсната пиритна минерализация в гранодиорит



а б

Фиг. 2. Микроскопски снимки (преминаваща светлина, N //), илюстриращи прожилкова и впръсна рудни минерализации (архив на Ст. Приставова): а – прожилкова пиритна и магнетитова минерализация в окварцени скали – находище Заберно, Странджа; б – впръсната пиритна и магнетитова минерализация в окварцени скали – находище Заберно, Странджа



Фиг. 3. Графики на зависимостта на специфичното електрическо съпротивление ρ на орудяването, нормирано спрямо съпротивлението на рудната компонента (ρ/ρ_p), от специфичното обемно съдържание ω на рудните минерали за модел, приложим за прожилкова (графики 1) и впръсната (графики 2) минерализация при съотношение μ ($\mu=\rho_{вм}/\rho_p$), съответно μ =10 (а), μ=100 (б) и μ = 1000 (в)

Отношението между специфичните съпротивления за двата типа минерализация (фиг. 3в) достига максимална стойност за обемно съдържание на рудните минерали около 0,4. При намаляване на ω отношението $\rho_{впръсната}$ / $\rho_{прожилкова}$ клони към 1 като намалява с градиент, пропорционален на отношението $\mu=\rho_{вм}/\rho_p$.

Зависимостта на нормираното съпротивление ρ/ρ_p от отношението $\mu=\rho_{вм}/\rho_p$ се откроява по диференцирано при систематизиране на получените резултати чрез акцентиране върху двата типа минерализация.

На фигура 4 се илюстрират графики на зависимостта на ρ/ρ_p от обемното съдържание ω на рудните минерали за модел, приложим за прожилков (а) и впръснат (б) тип минерализация, както и на зависимостта на отношението $\rho_{впръсната\ минерализация}$ / $\rho_{прожилкова\ минерализация}$ от ω (в). Параметър на графиките е отношението μ между специфичните съпротивления на вместващата компонента и на рудните минерали ($\mu=\rho_{вм}/\rho_p$), съответно μ=10 (графики 1), μ = 100 (графики 2) и μ = 1000 (графики 3).

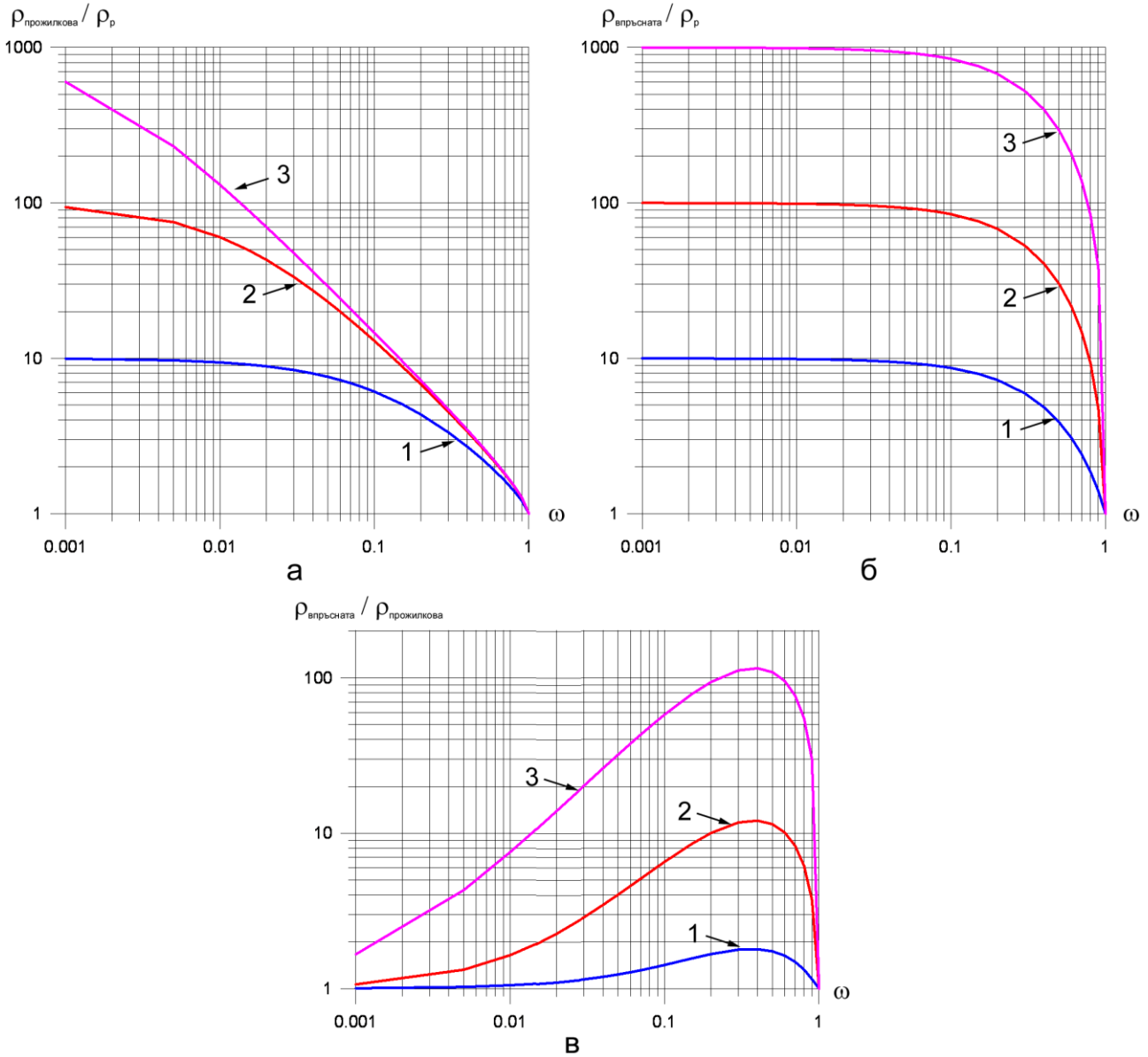
Практически интерес представлява формирането на специфичното електрическо съпротивление на орудяването при ниско съдържание на електропроводящата рудна компонента.

На фигура 5 се илюстрира разпределението на специфичните електрически съпротивления за двукомпонентна среда при модел, приложим за прожилкова (графики 1) и впръсната (графики 2) минерализация при съдържание на електропроводящата компонента съответно 10% (а), 5% (б) и 1% (в) .

При слабо изразена контрастност между двете компоненти и ниски съдържания на електропроводящата рудна компонента съпротивлението практически не зависи от типа на минерализацията. Например за ω = 1% (фиг. 3в) $\rho_{впръсната} = \rho_{прожилкова}$ за стойности на $\mu=\rho_{вм}/\rho_p$ до около 20. В естествени условия тези стойности за μ са възможни при хидротермално променена разуплътнена вместваща компонента с добре изразена йонна проводимост.

Ако контрастът между двете компоненти е значителен електричното съпротивление при прожилкова минерализация (графики 1) нараства до μ около 100 – 300, след което градиентът бързо намалява и съпротивлението се стабилизира при стойности на μ около 1000.

При впръсната минерализация (графики 2) електричното съпротивление нараства с еднакъв градиент при увеличаване на μ.



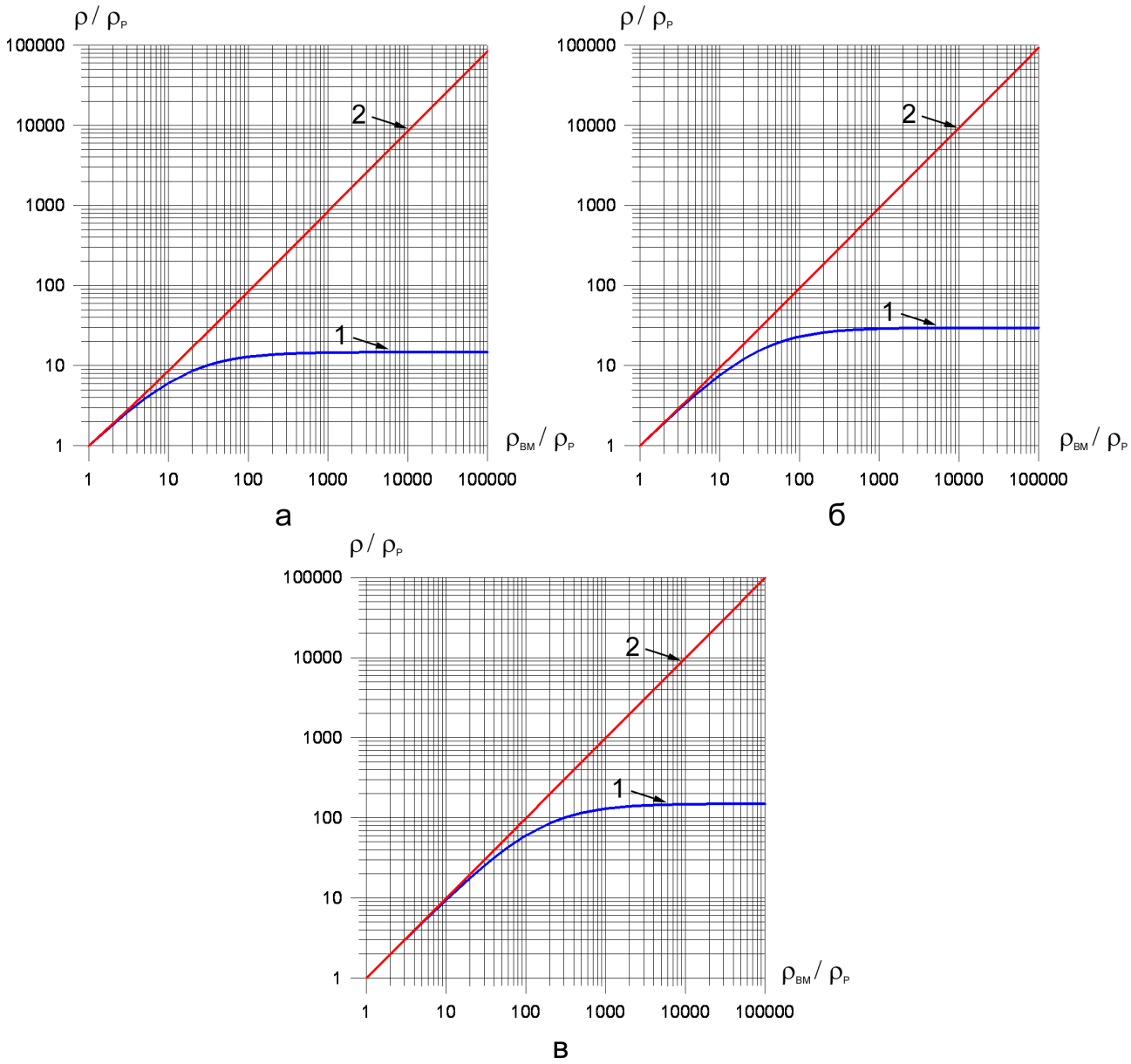
Фиг. 4. Графики на зависимостта на нормираното специфично електрическо съпротивление на орудяването ρ/ρ_p от обемното съдържание ω на рудните минерали за модел, приложим за прожилкова (а) и впръсната (б) минерализация и на зависимостта на отношението $\rho_{впръсната}$ / $\rho_{прожилкова}$ от ω (в). Параметър на графиките е отношението μ между специфичните съпротивления на вместващата компонента и на рудните минерали ($\mu=\rho_{вм}/\rho_p$), съответно μ = 10 (графики 1), μ = 100 (графики 2) и μ = 1000 (графики 3)

Констатираните закономерности се обясняват много добре физически. Когато вместващата компонента се характеризира с относително високи и много високи специфични съпротивления тя практически не влияе в условията на прожилкова минерализация, доколкото токът протича изцяло по токопроводящите канали (прожилки) на рудната компонента.

При впръсната минерализация токът принудително протича през последователно свързани елементи от двете компоненти. Съответно при изолиране на електропроводящата рудна компонента от високоомната вместваща матрица при ниски съдържания на рудната компонента съпротивлението се обуславя доминиращо от електричното съпротивление на матрицата.

На фигура 6 се представят графики на зависимостта на нормираното съпротивление ρ/ρ_p от отношението $\mu=\rho_{вм}/\rho_p$ за модел, приложим за прожилкова (а) и впръсната (б) минерализация както и на зависимостта на отношението $\rho_{впръсната\ минерализация}$ / $\rho_{прожилкова\ минерализация}$ от $\mu=\rho_{вм}/\rho_p$ (в) при съдържание ω на електропроводящата компонента 10% (графики 1), 5% (графики 2) и 1% (графики 3).

За прожилкова минерализация много добре се илюстрира стабилизирането на нормираното специфично електрично съпротивление и за трите ниски съдържания на рудна компонента при стойности на отношението $\mu=\rho_{вм}/\rho_p$, както вече се посочи около 1000 (фиг. 6а). При това стабилизираната стойност на нормираното съпротивление зависи от обемното съдържание на рудната компонента: при ω = 0,1 $\rho/\rho_p \rightarrow$ 15; при ω = 0,05 $\rho/\rho_p \rightarrow$ 30; при ω = 0,01 $\rho/\rho_p \rightarrow$ 150.

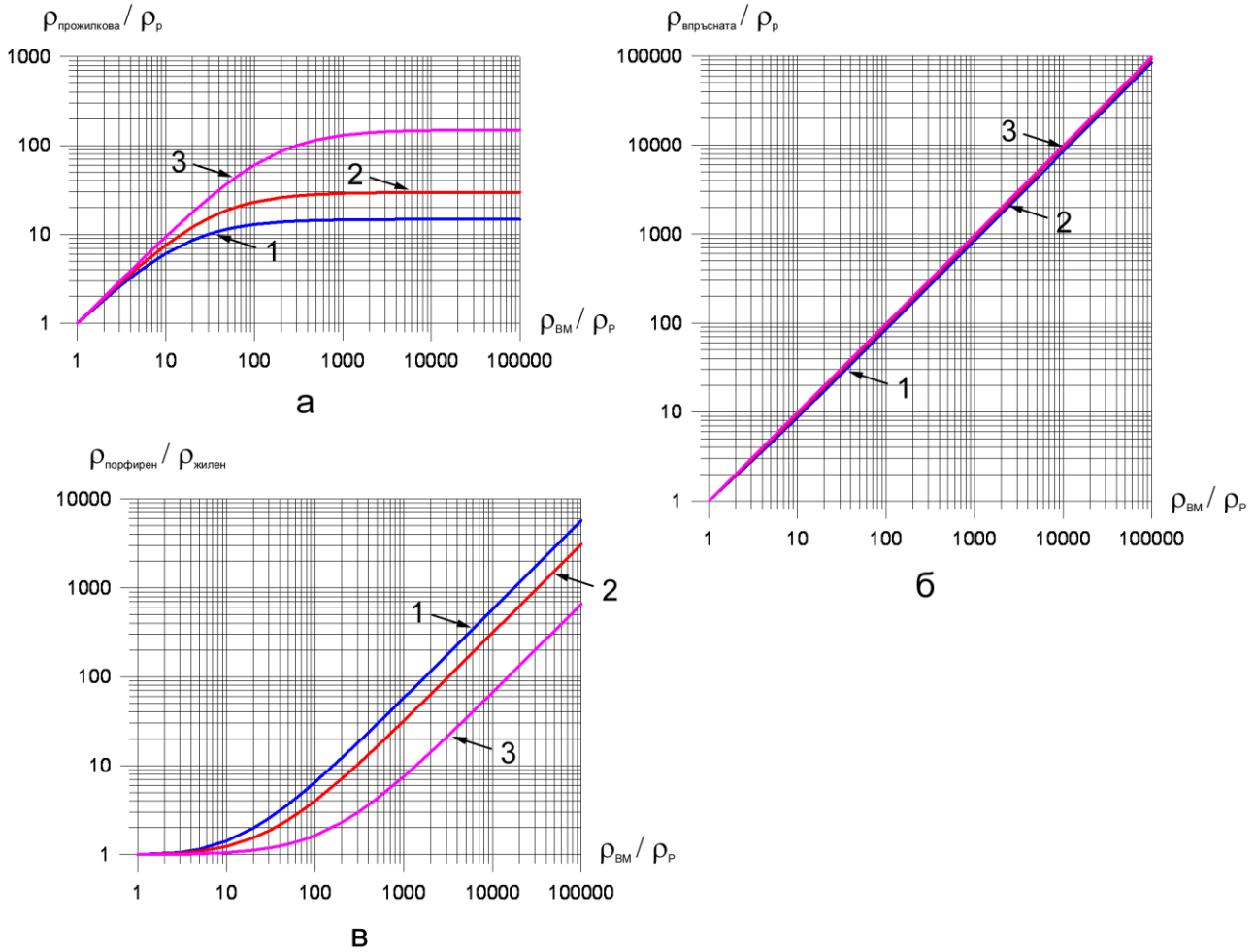


Фиг. 5. Графики на разпределението на специфичните електрически съпротивления за двукомпонентна среда при модел, приложим за прожилкова (графики 1) и впръсната (графики 2) минерализация при съдържание на електропроводящата компонента съответно 10% (а), 5% (б) и 1% (в)

При впръсната минерализация изследваните ниски съдържания на рудна компонента практически не влияят и зависимостите се обединяват в границите на мащаба на графичното построение (фиг. 6б), като относителните разлики са в границите до около 10%.

При впръсната минерализация изследваните ниски съдържания на рудна компонента практически не влияят и зависимостите се обединяват в границите на мащаба на графичното построение (фиг. 6б), като относителните разлики са в границите до около 10%.

Анализът на фигура 6в потвърждава, че при слабо изразена контрастност между двете компоненти ($\mu=\rho_{вм}/\rho_р$) и ниски съдържания на електропроводящата рудна компонента съпротивлението практически не зависи от типа на минерализацията. След стойности на отношението $\mu=\rho_{вм}/\rho_р$ по-високи от около 500 градиентът на нарастване остава постоянен и се определя изцяло от ефекта на впръснатата минерализация.



Фиг. 6. Графики на зависимостта на нормираното специфично електрическо съпротивление на орудяването ρ/ρ_p от отношението $\rho_{вм}/\rho_p$ за модел, приложим за прожилкова (а) и впръсната (б) минерализация и на зависимостта на отношението $\rho_{впръсната}$ / $\rho_{прожилкова}$ от $\rho_{вм}/\rho_p$ (в); параметър на графиките е съдържанието ω на електропроводящата компонента, съответно ω=10% (графики 1), ω= 5% (графики 2) и ω = 1% (графики 3)

Резултатите от изследванията на влиянието на структурата на рудата върху нейната специфична електропроводимост позволява да се дефинира следния основен извод.

Влиянието на структурата на рудата върху нейното специфично електрическо съпротивление е силно изразено. Когато вместващата компонента се характеризира с относително високи и много високи специфични съпротивления тя практически не влияе в условията на прожилкова минерализация, доколкото токът протича изцяло по токопроводящите канали (прожилки) на рудната компонента. При впръсната минерализация токът принудително протича през последователно свързани елементи от двете компоненти. Съответно при изолиране на електропроводящата рудна компонента от високоомната вместваща матрица при ниски съдържания на рудната компонента съпротивлението се обуславя доминиращо от електричното съпротивление на матрицата.

Литература

Димовски, С. 2009. Изследване на специфичното електрическо съпротивление на скалите чрез съставяне на еквивалентни електрически схеми. – *Год. МГУ, 52, Св. I, Геология и геофизика*, 149-154.

Кобранова, В. Н. 1986. *Петрофизика*. М., Недра, 392 с.

Справочник геофизика. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. 1989. М., Недра, 527 с.

Western Atlas International, Inc. 1995. *Introduction to Wireline Log Analysis*. Houston, Texas, 312 p.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

МОНИТОРИНГ НА ГРАВИМЕТРИЧНИТЕ ИЗМЕРВАНИЯ НА СОФИЙСКИЯ ПОЛИГОН И БАЗИТЕ КЪМ НЕГО

Емил Михайлов[1], Ради Радичев[2]

[1]Централна лаборатория по висша геодезия, 1113 София
[2]Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; radirad@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Извършен е мониторинг на гравиметричните измервания, правени през различни години с цел следене състоянието на гравиметровата апаратура. Наблюдава се увеличаване и намаляване на средните годишни вариации на измерените разлики в силата на тежестта през отделни периоди под Витошкия разлом в района на София. На отсечките, пресичащи разлома и терасите имаме също както увеличаване, така и намаляване на средните годишни вариации на силата на тежестта през различните периоди на измерване. Изтъкват се някои причини за получените вариации на гравитационното поле.

MONITORING OF THE GRAVIMETRIC MEASUREMENTS IN SOFIA'S POLYGON AND THE ADJOINING BASES

Emil Mihailov[1], Radi Radichev[2]
[1]Central Laboratory of Geodesy, 1113 Sofia
[2]University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; radirad@abv.bg

ABSTRACT. In order to examine the status of the gravimetrical equipment a monitoring of the gravimetric measurements accomplished in different years is done. It's observed that for different periods increasing and decreasing the average annual variation of the measured differences of the gravity strength in the Vitosha fault near the city of Sofia exists. The same gravity effect is noticed in the segments of the gravity profiles which cross the fault and the parts of the Sofa's block structure. Some of the reasons for the variations of the gravitational field are pointed out in the report.

Гравиметрични измервания на Софийския полигон

Измерването на Софийския гравиметричен полигон е извършвано през различни години с цел изследване състоянието на гравиметровата апаратура. От 1968 до 1984 г. полигона е измерван почти всяка година, а след това до 2007 през различни години. Повече подробности за измерванията от 1968 до 1984 г. са дадени в (Михайлов, 1986). Извършени са измервания с 5 гравиметъра ГАГ-1 и ГАГ-2 на отсечките от полигона София – Копитото, Копитото – Тихия кът, Тихия кът – София, София – начало Драгалевски лифт, начало Драгалевски лифт – начало лифт Бай Кръстьо, начало лифт Бай Кръстьо – Щастливеца и Щастливеца – София (Михайлов, 2008). Тези отсечки заедно с всички останали от полигона и базите към него са измервани през различни периоди от време и с гравиметри от вида ГАК, ГР/К2 и ГНУ-КВ, като след осемдесетте години тези гравиметри обезателно се еталонираха по метода на наклона на установката УЕГП-1 № 95 (Михайлов, 2006; 2007; 2009). През 2004 и 2007 година една част от отсечките на полигона бяха измерени от белгийски специалист с компютризирани гравиметри Scintrex CG-3 и CG-5. Върху отсечката София (Павлово) – Черни връх са извършени и махални измервания с махални прибори ОВМ (Михайлов, 2008).

Методики на гравиметрични измервания и изчисления

Измерванията на всички отсечки са извършвани по тристъпковата методика (A-B-A-B), както с махалните прибори, така и с останалите гравиметри, с изключение на компютризираните гравиметри (Михайлов, 2008). С компютризирания гравиметър CG-3 измерванията през 2004 година се извършиха по методиката A-B-C-D-E-C-A, а с компютризирания гравиметър CG-5 през 2007 г. по методиката A-B-C-D-C-B-A. Изчислени са средните значения на вариациите на измерените разлики в ускоренията на силата на тежестта (Δg) за различните периоди на измерване от 3; 4; 7; 8; 12; 13; 15; 16; 18; 21; 23 и 36 години при което вариациите са от 3 до 46 *микрогала на година*. При осредняване на голям интервал от време значенията на средните вариации намаляват. Или при различните времеви интервали, възможното изменение на силата на тежестта с времето носи различен по ниво на амплитудите характер. Може да се каже, че интензивността на протичане на съвременните тектонически процеси е различна в различните години.

Анализ на резултатите

Съпоставени са данните от повторни гравиметрични измервания на разлики в силата на тежестта (Δg) между съседни точки с максимални разлики между данните до ± 0,060 *mGal*. Като резултат имаме следната картина за възможни средни значения на вариации на измерени разлики в силата на тежестта:

- Измененията на вариациите имат закономерен характер и закономерно отразяват особеностите на строежа на земната кора.
- Съществени са значенията на вариацийте в районите на разломите и терасите, където за различните периоди имаме и смяна на знаците.
- Наблюдава се обща тенденция на увеличаване на измерените разлики в силата на тежестта под Витошкия разлом в района на гр. София за определен период от време и намаляване за друг период. В района на Тихия кът и Копитото имаме увеличаване и намаляване на вариацийте на измерените разлики в силата на тежеста за разните периоди на измерване. Отсечките Бояна – Тихия кът и Драгалевци – Начало Драгалевски лифт пресичат *Витошкия разлом*. При отсечката Драгалевци – Начало Драгалевски лифт имаме също, както увеличаване, така и намаляване на вариацийте на силата на тежестта за различните периоди на измерване.
- В районите на терасите при Хладилника, Агрономическия и Красно село имаме съответно увеличаване и намаляване на вариациите на измерените разлики в силата на тежестта през различните периоди на измерване.

Възможните средни годишни вариации на измерените разлики в силата на тежестта Δg за различните периоди от време на измерване на отсечките от полигона и базите са следните:

1. При отсечката Ал. Невски – Лагера – за периода 1968-1976 години имаме увеличаване на Δg измерено с *15 μGal/y*, а за периода 1976-1983 г. имаме намаляване с *26 μGal/y* и съответно за периода 1983-2004 г. отново увеличаване на измерените разлики в силата на тежестта с *3 μGal/god*.

2. За отсечката Лагера – Картната фабрика за периода на измерване 1968-1983 години имаме увеличаване на Δg измерено с *33 μGal/y*, като същата отсечка през други периоди не е измервана.

3. На отсечката Картна фабрика – Княжево за годините на измерване 1968-2004 имаме увеличаване на Δg измерено с *6 μGal/y*.

4. Измерванията на отсечката Княжево – Бояна за периода 1967-1984 години показват увеличаване на Δg измерено с *20 μGal/y*, като същата през други периоди не е измервана.

5. При отсечката Бояна – Киноцентъра се явява същият резултат т.е. имаме увеличаване на Δg измерено с *11 μGal/y* за периода 1967-1983 г., и същата през други периоди не е измервана.

6. За същия период от 1967-1983 г. имаме също увеличение на Δg измерено за отсечката Киноцентъра – Драгалевци с *11 μGal/y*, тя също така за други периоди не е измервана.

7. Измерванията на разликите в силата на тежестта Δg за отсечката Драгалевци – Хладилника показват увеличаване с *46 μGal/y* за периода 1967-1983 г. и намаляване с *9 μGal/y*за периода 1983-2004 години.

8. При отсечкта Хладилника – Агрономическия имаме увеличаване на Δg измерено за периода 1967-1979 г. с *21 μGal/y*, и съответно намаляването му за периода 1979-1983 години с *37 μGal/y* и отново увеличаването му за времето от 1983-2004 г. с *10 μGal/y*.

9. Същата тенденция се наблюдава за отсечката Агрономическия – Ал. Невски, т.е. имаме увеличаване на Δg измерено за периода 1967-1983 с *7 μGal/y*, съответно намаляване за годините 1983-1996 с *2 μGal/y* и пак увеличаване от 1996-2004 г. с *5 μGal/y*.

10. За отсечката Бояна – Тихия кът за периода от 1968-1983 имаме увеличаване на Δg измерено с *26 μGal/y*, а от 1983-2004 имаме намаляване на Δg измерено с *10 μGal/y*.

11. Също увеличаване на Δg измерено имаме при отсечката Тихия кът – Разклона Копито и Златни мостове за периода от 1968-1983 години с *22 μGal/y* и намаляване на измерените разлики в силата на тежестта Δg за периода 1983-2004 години с *14 μGal/y*.

12. За периода от 1983-2004 г. имаме намаляване и на Δg измерено на отсечката Разклона Копито и Златни мостове – Копито с *16 μGal/y*.

13. При отсечката Драгалевци – Начало Драгалевски лифт имаме увеличаване на Δg за периода 1970-1983 г. с *20 μGal/y* и намаляване на измерените разлики в силата на тежестта Δg за периода 1983-2004 години с *16 μGal/y* и отново увеличаване на същите през 2004-2007 години с *5 μGal/y*.

14. А за отсечката Начало Драгалевски лифт – Драгалевски манастир се наблюдава намаляване на Δg измерено за периода 1970-1983 с *8 μGal/y* и също намаляване за периода от 1983-2004 години с *6 μGal/y.*

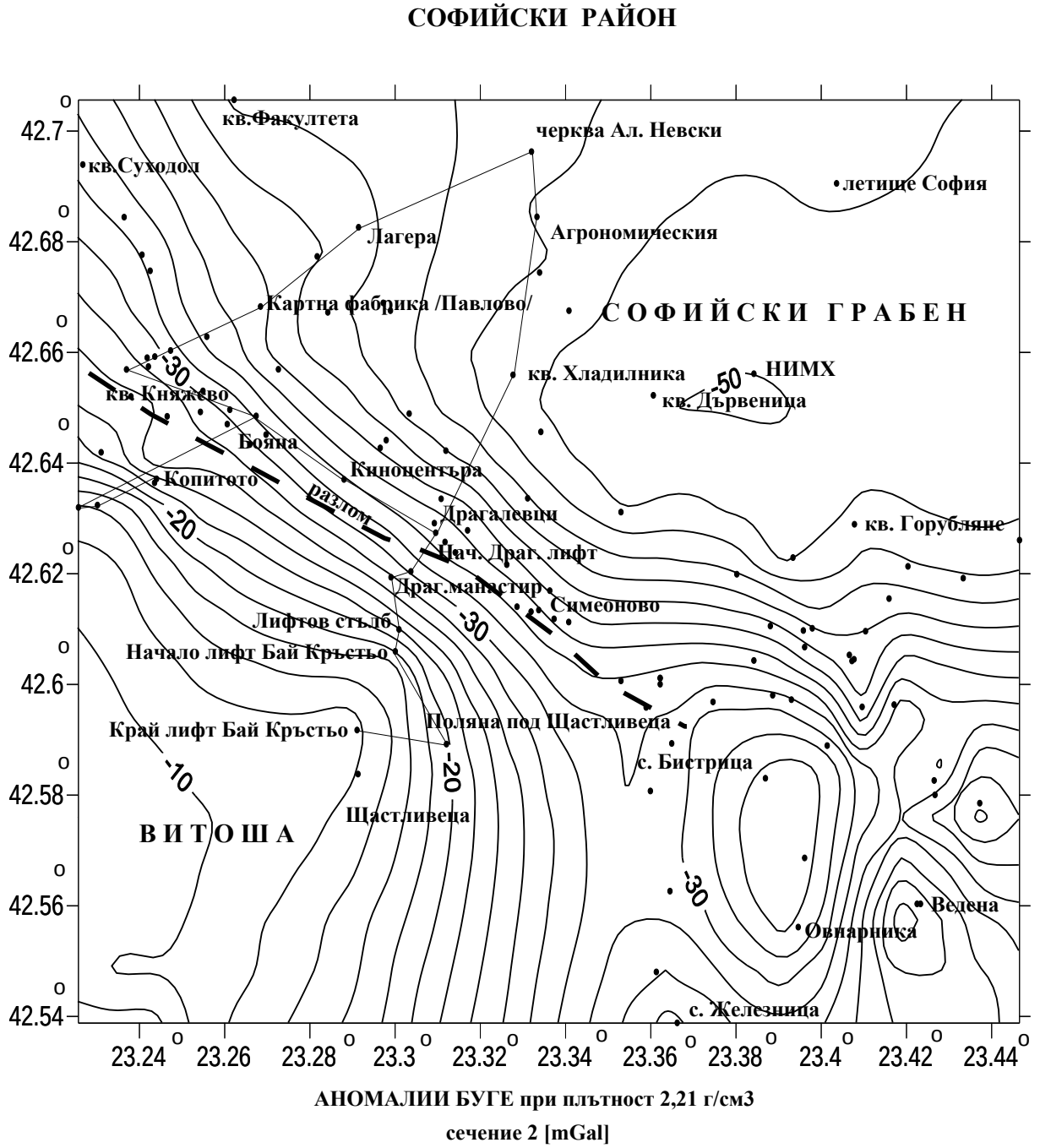
15. И съответно за отсечката Драгалевски манастир – Лифтов стълб имаме увеличение на измерените разлики в силата на тежестта Δg за периода 1983-1996 г. с *2 μGal/y* и намаляване на същите за периода 1996-2004 г. с *10 μGal/y*.

16. При отсечката от Лифтов стълб до Начало лифт Бай Кръстьо имаме увеличаване на Δg за периода на наблюдение от 1973-1996 г. с *5 μGal/y* и съответно намаляване за периода 1996-2004 г. с *6 μGal/y*.

17. За отсечката от Начало лифт Бай Кръстьо до Поляна под Щастливеца имаме също увеличаване на Δg за периода на наблюдение 1973-1996 г. с *30 μGal/y* и съответно запазване на същата стойност на Δg за периода 1996-2004 години.

18. При отсечката от Поляна под Щастливеца до Край на лифта Бай Кръстьо имаме съответно увеличаване на Δg за периода 1970-1983 с *35 μGal/y* и намаляване за периода 1983-2004 г. с *14 μGal/y*.

На фиг. 1 е дадена карта аномалия Буге на Софийския район при плътност σ=2,21 g/cm^3, получена от гравиметрични измервания. На нея са нанесени измерените отсечки през различни периоди от време на Софийския гравиметричен полигон и базите към него.



Фиг. 1. Карта аномалия Буге на Софийския район при плътност σ = 2.21 g/cm^3, получена от гравиметрични измервания

Изводи

1. Гравиметричните измервания от Край на лифт Бай Кръстьо до Черни връх са извършвани по лош черен път и резултатите не са добри, затова не се дават данни за възможни годишни вариации на Δg.

2. В резултат на гравиметричните измервания на различни отсечки от Софийския гравиметричен полигон се получават, както беше посочено, различни по знак и скорост изменения на гравитационното поле във времето. На едни отсечки от полигона в едни и същи периоди от време се отбелязва тенденция на увеличаване значенията на Δg, а на други на понижаване. В Арнаутов и др. (2004) се цитира хипотеза за възможно възникване през 1978 и 1979 г. на глобална вълна от тектонически напрежения, вследствие подпъхването на Тихоокеанската плоча под Евроазиатската. Разпространението на такава вълна на сплескване с продължителност около 3 години, може да се прояви във вариации на различните геофизически параметри. В частност се проявява и във вариации на силата на тежестта. Това е възможната причина за увеличаване на силата на тежестта за периода до 1983 г., а след преминаването на вълната да се предизвика намаляване на силата на тежестта в последващите я години.

3. Смяната знака на вариацийте на гравитационното поле в Софийския полигон към понижаване е станала през

периода около 1979 и 1983 години. Това понижаване е възможно да съответствува и на период на усилване, както на местната сеизмичност, така и на период на възникване на по-силни земетресения. Такива земетресения са станали през 1980 г. около гр. Своге и през 1983 г. в централната част на Софийската зона.

4. Вариациите на намаляване на силата на тежестта за периодите след 1979 и 1983 г. може да се дължат и на снижаване нивото на подземните води през различните периоди, когато са извършвани гравиметричните измервания.

5. Съдейки по използваната гравиметрична апаратура и методите на измерване се вижда, че колкото по-големи са вариациите на силата на тежестта, то същите могат да бъдат в значителна степен повлияни и от грешки от самите измервания.

Литература

Арнаутов, Г. П., Е. Н. Калиш, Ю. Ф. Стус, М. Г. Смирнов. 2004. Експериментальнае изссследование вариации ускорения силы тяжести абсолютными лазерными гравиметрами. – *Автометрия, 40*, 6, 19-32.

Михайлов, Е. 2008. Сравнителен анализ на резултати от измервания на Софийския еталонен полигон с различен вид гравиметри през различни години. – *Геодезия картография, земеустройство*, 1-2, 4-6.

Михайлов, Е. 1986. Анализ на гравиметричните измервания на софийския полигон и базите към него за периода 1967-1984 г. – *Геодезия, картография, кадастър*, 6, 9-16.

Михайлов, Е., Т. Беляшки. 2009. Кратка история върху изследването и еталонирането на гравиметри за геодезически цели в Република България. – *Геодезия картография, земеустройство*, 1-2, 11-13.

Михайлов Е., Ц. Ценков 2007. Гравиметрични наблюдения за изследване на сеизмогенни зони в района на град София. – *Доклади на научна конференция с международно участие – ВСУ "Любен Каравелов", 15 май-16 май 2007 г.*, VII1-7.

Михайлов, Е., Д. Димитров, Л. Стоянов, М. Еверхард. 2006. Резултати от гравиметрични изследвания в южната зона на Софийската котловина. – *ГЕОНАУКИ 2006, Национална конференция с международно участие София 30 ноември – 1 декември 2006 г.*

Препоръчана за печат от
Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

СЕЗОНЕН МОНИТОРИНГ НА ПОДЗЕМНИ ВОДИ В ЯМБОЛСКО-ЕЛХОВСКИЯ РАЙОН

Маринела Панайотова[1], Владимир Христов[2], Ивайло Иванов[1], Кристина Гешева[1]

[1] Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; marichim@mgu.bg
[2] Геологически институт, Българска академия на науките, 1113 София; vhh@geology.bas.bg

РЕЗЮМЕ. Представени са резултати от едногодишен мониторинг на естествени водоизточници от Ямболско-Елховския район. Физико-химичните изчисления показаха, че водите от всички изследвани водоизточници целогодишно са преситени спрямо карбонати на алкалоземните метали, което е условие за формиране на утаечен доломит и калцит – основни компоненти на калкретната кора, която е широко разпространена в обработваемите селскостопански земи в региона. В някои водоизточници водата е със значително съдържание на нитрати, което е резултат на антропогенно замърсяване.

SEASONAL MONITORING OF GROUNDWATER IN THE YAMBOL-ELHOVO REGION

Marinela Panayotova[1], Vladimir Hristov[2], Ivailo Ivanov[1], Kristina Gesheva[1]
[1] University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; marichim@mgu.bg
[2] Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; vhh@geology.bas.bg

ABSTRACT. Results are presented from one-year monitoring of natural water sources in the Yambol-Elhovo region. It has been found (by physical-chemical equilibriums calculations) that water from all studied sources is oversaturated with respect to carbonates of alkaline-earth metals, which is a prerequisite for dolomite and calcite precipitation. These minerals are the main constituents of the calcrete layer, which is widely spread in the agricultural land in the region. In some of the sources the water is with increased nitrates concentration as a result of the anthropogenic activity.

Въведение

Намаленото плодородие в някои случаи се дължи на формирането на отложения от преобладаващо карбонатни минерали, които се наричат "калкрет". Калкретът се образува чрез изместващо и заместващо въвеждане на карбонати (главно калциев карбонат) в почвения профил и почвената подложка в областите, където повърхностните и подземните води са преситени на карбонати. В генетично отношение се разграничават два типа калкрет: "педогенен калкрет", който се формира над нивото на подземните води, непосредствено под корените на растенията и "калкрет на подземните води", който се формира около нивото на местното водно огледало (Dimitrov et al., 2009). В Тракийската низина се срещат и двата типа.

При отлагането на калкрета голяма роля играят: а) хидродинамичният режим на подземните води, определен от релефа и от филтрационните свойства на подложката; б) хидрохимичният състав на водите в района, определен от природата на скалите и почвите, контактуващи с водите, климата, антропогенната дейност, макро и микро-флората и фауната и наличието на геохимични бариери; в) климатът – температури, количество на валежите. Нарастването на карбонатния пласт зависи от много фактори, между които са глобалното затопляне на климата, киселинността на валежните води, земеделската практика и др.

Настоящата работа представя резултатите от едногодишен мониторинг на плитките подземни води в Източно-Тракийската низина с цел установяване на взаимодействията "вода-скали-почва-почвена подложка" и приносът им към разтварянето и утаяването на карбонати, т.е. към формирането на калкретни отлагания.

Геоложки строеж на водосборните зони

В тектоно-стратиграфски аспект изследваният район попада в обхвата на Тунджанското структурно понижение. Това понижение е плитък континентален басейн, запълнен с неогенски и кватернерни утайки. Дъното на басейна е неравно, като локално на повърхността се разкриват издигнати блокове от кристалинния фундамент. Основните скални формации, определящи химизма на водите са: гранити с палезойска възраст и кисели вулкански деривати на тези гранити; доломитни мрамори с триаска или предполагема триаска възраст, които локално съдържат до 20% MgO, различни по размер субвулкански тела – дайки със среден до базичен състав, меот-плиоценски слабо споени континентални седименти, представени от чакъли, пясъци и глини. Глинестата спойка на теригенните частици в пясъците най-често е от минерали от бентонитовата група (Димитров и др., 2009а; 2009б). Химизмът на водите бе изследван чрез пробонабиране от описаните по-долу чешми, които представляват каптажи на естествено извиращи подземни води.

Чешма при с. Генерал Инзово (югозапад) **–** намира се на около 700 m югозападно от с. Инзово. Каптажът е развит в изветрителната зона на метоморфозирани кисели вулкански тела с предполагаема пермска възраст. Водите в чешмата са акумулирани частично чрез филтрация през плиоценски пясъци и глини и частично са от изветрителната зона на гранитите. Преобладаващият минерален състав на водосборната зона е кварц, кисел плагиоклаз и микроклин, метаморфна слюда, глини от бентонитов тип и лидити от ниско метаморфни скали с юрска, триаска и палеозойска възраст.

Чешма при с. Генерал Инзово (*северозапад)* – разположена е на около 400 m северозападно от с. Инзово. Във водосборната зона са представени две различни литоложки разновидности, а именно – плиоценска алтернация от пясъци и глини и доломитни мрамори с вероятна триаска възраст. Спицификата на релефа показва, че първоначално водите са акумулирани на плиоценската заравненост, която е разположена хипсометрично върху мраморите. Мраморите дренират водите от плиоценските седименти и ги повеждат по карстови пътища в посока югоизток. Въз основа на релефа и геоложката карта може да се направи обоснована интерпретация, че преобладаващата карстова система в мраморите следва напластяването и е с посока северозапад-югоизток, а дължината на карстовите канали е минимум няколкостотин метра. Чешмата е разположена в подножието на нарегламентирано сметище.

Чешма в с. Дряново (Аязмото) – дренира масив от доломитни мрамори със средно съдържание на MgO от около 18%. Локално мраморите са процепени от диорит порфирови интрузии. По контактите на тези интрузии се наблюдават тесни зони от хидротермални изменения. Тъй като обемно диоритовите порфирити са подчинени на мраморите, то може да се очаква, че химизмът на водите е предопределен от карстовите пътища.

Чешма в с. Дряново (селска) – подобно на Аязмото тази чешма, която е разположена вътре в с. Дряново, дренира масив от доломитни мрамори, процепени от диоритови порфирити.

Чешма в с. Бояново (Бялата чешма) **–** намира се в село Бояново. Каптажът е разположен в горнището на пласт от базален калкрет с дебелина няколко метра. Калкретът е преобладаващо калцитен, но някои проби показват, че локално съдържа до няколко процента MgO. Водосборната зона е широка полегата област, заета от неогенски седименти. При дренирането си в склона на местна рекичка, водите неизбежно се филтрират през плиоценските пясъци и контактуват с калкретния пласт.

Чешма в с. Скалица – тази чешма събира води от два различни типа водосборни зони. Едната водосборна зона е доминирана от доломити и диорити (Скалица – ляв чучур). Другата водосборна зона е плиоценската заравненост, западно от с. Скалица (Скалица – десен чучур). Водите от тази заравненост се инфилтрират през пласт от педогенен калкрет и се дренират в долината, която частично е оводнена от язовир Овчарица.

Хидрогеология на водосборните зони

Ямбол-Елховският район е част от Тунджанския басейн, който е запълнен с алувиални неогенски и кватернерни отложения на р. Тунджа и нейните притоци: Поповска, Калница, Араплийска река и Явуз дере.

Основен водоносен хоризонт за района е алувиалният. Дебелината на терасните наслаги варира от 8 до 25 m като чакълесто-пясъчният слой е малко повече от половината. Останалата част се изгражда от глини, които заемат различни части на разреза. Водопроводимостта се изменя в широк диапазон и достига 1000-1200 m^2/d, а нивопредаването – $5{,}5.10^3$ m^2/d. Подхранването на водоносния хоризонт става предимно за сметка на валежите. Предполага се, че в подхранването вземат участие и разтоварващите се в долината пукнатинни и пукнатинно-карстови води от коренните скали (подложката).

Неогенските отложения като правило са по-слабо водоносни. Изключение прави районът на град Елхово, където в разреза на Елховската свита участват умерено водоносни пясъци с водопроводимост до 80 m^2/d. Съдържащите се в тях подземни води имат напорен характер. Прокараните сондажи в Елховския каменовъглен басейн, край Изгрев, Пчела и др. разкриват подземна вода на самоизлив с дебити 4-5 l/s (Йотов, 2000). Подхранването на подземните води става главно от кристалинната подложка и валежите в контурните части на плиоценските тела.

Пукнатинните и пукнатинно-карстовите водоносни хоризонти, развити в кристалинния фундамент (представен от гранити; доломитни мрамори, дайки и др.) са слабо водообилни. По данни на Антонов и Данчев (1980) подземните води в пукнатинната среда на коренните скали имат модули на подземния отток от порядъка на 0,1-0,25 $l/s/km^2$.

Методи и материали

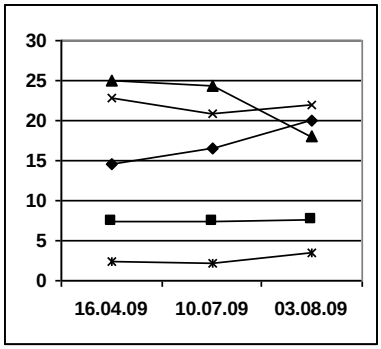
Интегралните хидрохимични параметри на водата (температура, показател за киселинност **–** pH, специфична електропроводимост **–** χ) бяха определени на място с помощта на комбиниран тестер. На място, чрез използване на стандартни методи, бяха определени и неутрализационните капацитети. Концентрацията на Cl^- бе определена титриметрично. Концентрацията на метални йони (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+) и на SO_4^{2-} бе определена с помощта на ICP-AES, а на NO_3^- **–** спектрофотометрично, като и двата вида анализ бяха направени от ЦНИЛ "Геохимия" на Минно-геоложкия университет.

Резултати и дискусия

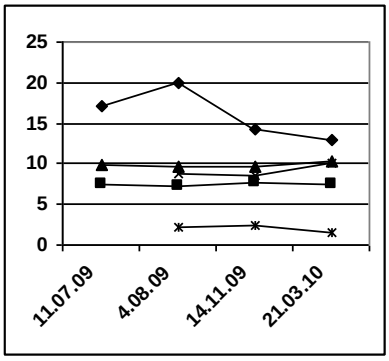
Резултатите от измерванията на интегралните хидрохимични параметри на изследваните води са представени на фиг. 1-7. На същите фигури са дадени и минерализацията на водите **–** TDS, както и изчислените коефициенти на насищане на водата спрямо калцит **–** K_s^C и спрямо доломит **–** K_s^D (за релевантните случаи). На фиг. 8-14 е представен съставът на анализираните води през различните сезони.

Чешма при с. Генерал Инзово (югозапад)

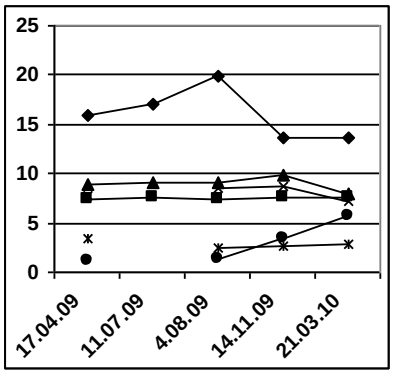
Индексът на насищане на водата спрямо $CaCO_3$ (K_s^C) е по-голям от единица при всички проби, независимо от сезона, показвайки склонност към утаяване на калцит. K_s^C нараства с повишаване на pH и температурата. Повишаването на температурата вероятно води до утаяване на малко разтворими съединения и от там – до намаляване на минерализацията и електропроводимостта на водата. С повишаването на средно дневните температури (от пролет към лято) нараства количеството на Na^++K^+ и на Cl^- във водата за сметка на намаляването на концентрацията на Ca^{2+}, HCO_3^- и SO_4^{2-}, което най- вероятно е свързано с тяхното утаяване под формата на $CaCO_3$ и $CaSO_4$. Количеството на NO_3^- нараства от пролетта към лятото, което според нас се дължи на интензивното торене в района. През летните месеци е приблизително 2 пъти над ПДК.



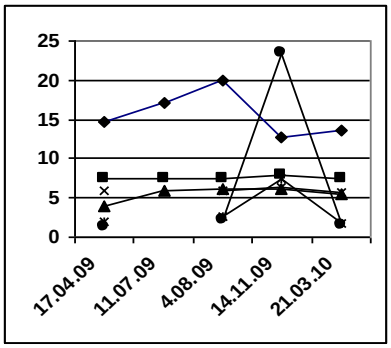
Фиг. 1. С. Генерал Инзово (юз) ♦ температура ■ pH стойност Δ æx10^{-2} µS/cm X TDSx10^{-2}, mg/L ¥ K_s^C



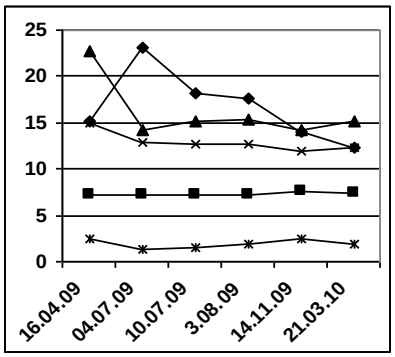
Фиг. 2. С. Генерал Инзово (сз) ♦ температура ■ pH стойност Δ æx10^{-2} µS/cm X TDSx10^{-2}, mg/L ¥ K_s^C



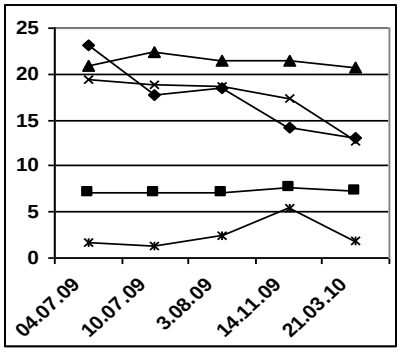
Фиг. 3. С. Дряново (селска чешма) ♦ температура ■ pH стойност Δ æx10^{-2} µS/cm X TDSx10^{-2}, mg/L¥ K_s^C ● K_s^D



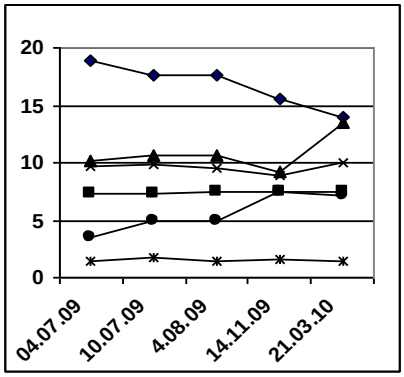
Фиг. 4. С. Дряново (Аязмото) ♦ температура ■ pH стойност Δ æx10^{-2} µS/cm X TDSx10^{-2}, mg/L ¥ K_s^C ● K_s^D



Фиг. 5. С. Скалица (десен чучур) ♦ температура ■ pH стойност Δ æx10^{-2} µS/cm X TDSx10^{-2}, mg/L ¥ K_s^C



Фиг. 6. С. Скалица (ляв чучур) ♦ температура ■ pH стойност Δ æx10^{-2} µS/cm X TDSx10^{-2}, mg/L¥ K_s^C

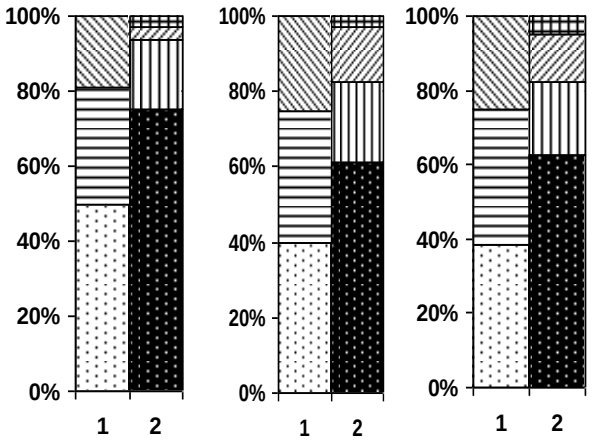


Фиг. 7. С. Бояново (Бялата чешма) ♦ температура ■ pH стойност Δ æx10^{-2} µS/cm X TDSx10^{-2}, mg/L ¥ K_s^C ● K_s^D

Чешма при с. Генерал Инзово (северозапад)

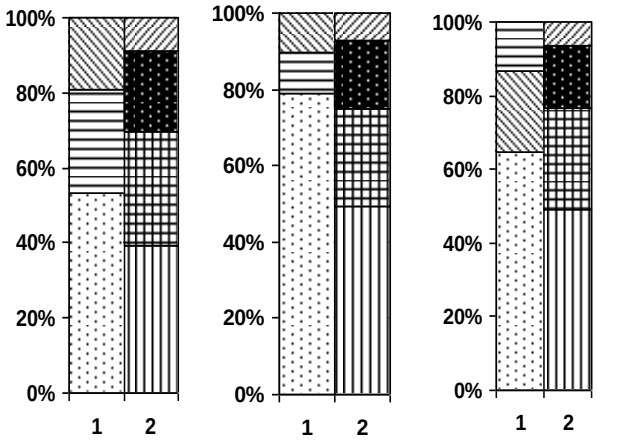
Индексът на насищане на водата спрямо $CaCO_3$ (K_s^C) е по-голям от единица при всички проби, независимо от сезона, показвайки склонност към утаяване на калцит. Най-високи стойности на K_s^C се наблюдават при най-високи pH стойности и най-ниски стойности на темпера-

турата, минерализацията и електропроводимостта. Подоб-

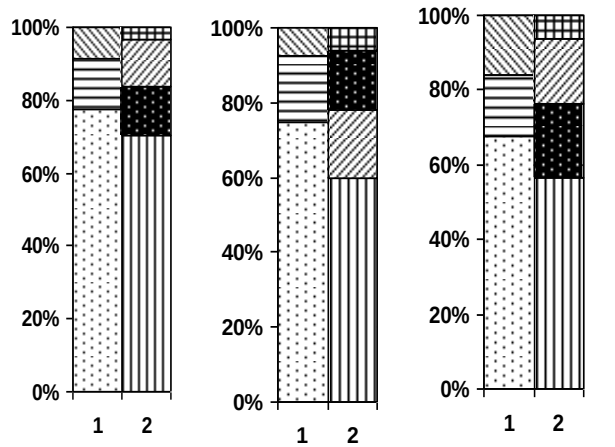


на зависимост от pH и независимост от температурата е наблюдавана от Golterman и Meyer (1985) за твърди речни води.

Фиг. 8. с. Ген Инзово (юг) – от ляво на дясно: А – пролет, В – лято, юли, С – лято, август; 1 – катиони, 2 – аниони;
Ca^{2+} Mg^{2+} $Na^{+}+K^{+}$ HCO_3^- SO_4^{2-} Cl^- NO_3^-



Фиг. 9. С. Ген . Инзово (северозапад) – от ляво на дясно: А – пролет, В – лято, С – есен; 1 – катиони, 2 – аниони;
Ca^{2+} Mg^{2+} $Na^{+}+K^{+}$ HCO_3^- SO_4^{2-} Cl^- NO_3^-



Фиг.10. с. Дряново (селската чешма) – от ляво на дясно: А – пролет , В – лято, С – есен, 1 – катиони, 2- аниони;
Ca^{2+} Mg^{2+} $Na^{+}+K^{+}$ HCO_3^- SO_4^{2-} Cl^- NO_3^-

Установена бе постоянна висока стойност на концентрацията на NO_3^- (4-5 пъти над ПДК), което определено може да се свърже с антропогенно въздействие (наличие на нерегламентирано сметище над част от водосборната зона).

Чешма в с. Дряново (селска)

Индексът на насищане на водата спрямо $CaCO_3$ (K_s^C) и доломит (K_s^D) е по-голям от единица при всички проби, независимо от сезона, показвайки склонност към утаяване на тези съединения. Най-високи стойности на K_s^C се наблюдават при най-високи pH стойности. С повишаването на средно дневните температури (от пролет към лято) нараства количеството на Na^++K^+ и на Cl^- във водата за сметка на намаляването на концентрацията на Ca^{2+} и HCO_3^-, което най вероятно е свързано с тяхното утаяване под формата на $CaCO_3$. Количеството на NO_3^- нараства от пролетта към есента, което според нас е свързано с интензивното торене в района, но е в рамките на ПДК.

Чешма в с. Дряново (Аязмо)

Индексът на насищане на водата спрямо $CaCO_3$ (K_s^C) и доломит (K_s^D) е по-голям от единица при всички проби, независимо от сезона, показвайки склонност към утаяване на тези съединения. Най-високи стойности на K_s^C се наблюдават при най-високи pH стойности и най-ниски стойности на температурата, минерализацията и електропроводимостта. Концентрациите на макрокомпонентите на водата остават практически постоянни в различните сезони. Наблюдава се само леко покачване на концентрацията на NO_3^- (но през цялото време под ПДК) в резултат на излужване на почви от наторени ниви.

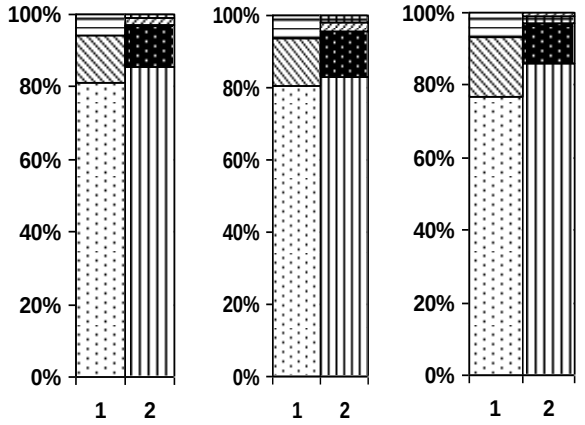
Чешма в с. Бояново (Бялата чешма)

Индексът на насищане на водата спрямо доломит (K_s^D) и калцит (K_s^C) е по-голям от единица при всички проби, независимо от сезона, показвайки склонност към утаяване на тези минерали. Целогодишно концентрацията на Mg^{2+} е по-висока, в сравнение с концентрацията на Ca^{2+}, съответно – целогодишно е по-висок K_s^D, в сравнение с K_s^C, което показва по-голяма склонност към утаяване на $CaCO_3.MgCO_3$. Най-високи стойности на K_s^C и K_s^D се наблюдават при най-високи pH стойности и най-ниски стойности на температурата, минерализацията и електропроводимостта. Наблюдаваното повишаването на електропроводимостта с понижаване на температурата се свързва с по-високата концентрация на Cl^-, които имат най-висока електропроводимост от анионите-макрокомпоненти (Krawczyk, 1995). Нитратите са вторият по количество анион-макрокомпонент, което говори за силно антропогенно замърсяване (3-4 пъти над ПДК). Водата се използва всекидневно за питейни нужди на хора и животни, което е недопустимо при тези концентрации на NO_3^-.

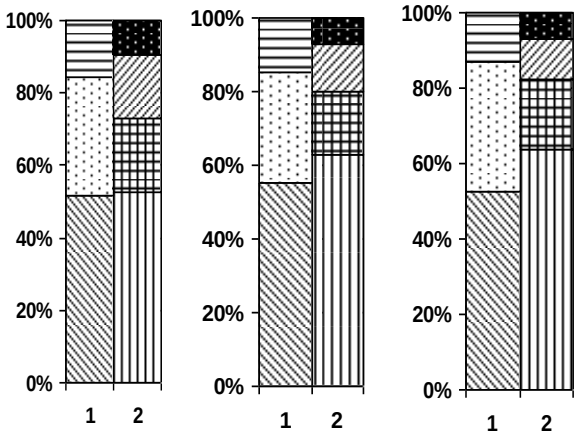
Чешма в с. Скалица (десен чучур)

Индексът на насищане на водата спрямо $CaCO_3$ (K_s^C) е по-голям от единица при всички проби, независимо от сезона, показвайки склонност към утаяване на калцит. Най-високи стойности на K_s^C се наблюдават при най-високи pH стойности и най-ниски стойности на температурата, минерализацията и електропроводимостта. Слабо повишената концентрация на Ca^{2+} през лятото, в сравнение с другите сезони, би могла да се

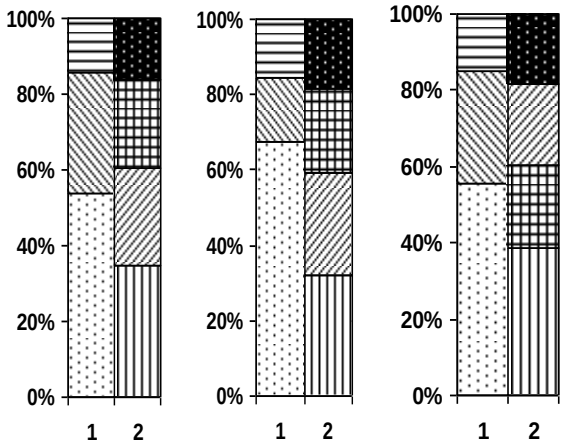
свърже със слабо повишената концентрация на Cl^-. Наблюдава се целогодишно замърсяване на водата с нитрати, което говори за силно антропогенно замърсяване



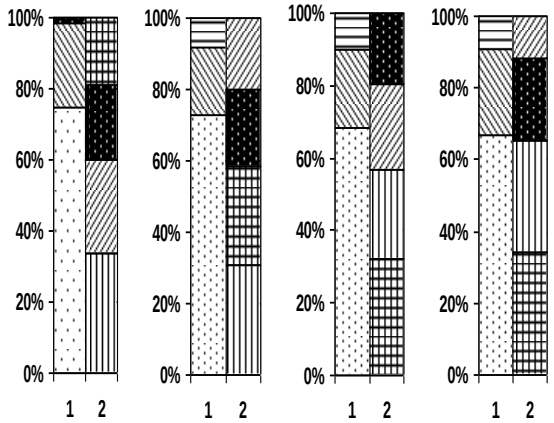
Фиг. 11. С. Дряново (Аязмото) – от ляво на дясно: А – пролет, В – лято, С – есен; 1 – катиони, 2 – аниони;
Ca^{2+} Mg^{2+} Na^++K^+ HCO_3^- SO_4^{2-} Cl^- NO_3



Фиг. 12. С. Бояново (Бялата чешма) – от ляво на дясно: А – пролет, В – лято, С – есен; 1 – катиони, 2 – аниони;
Ca^{2+} Mg^{2+} Na^++K^+ HCO_3^- SO_4^{2-} Cl^- NO_3^-



Фиг. 13. С. Скалица – десен чучур – от ляво на дясно: А – пролет, В – лято, С – есен; 1 – катиони, 2 – аниони;
Ca^{2+} Mg^{2+} Na^++K^+ HCO_3^- SO_4^{2-} Cl^- NO_3^-



Фиг. 14. С. Скалица (ляв чучур) - от ляво на дясно: А – пролет, В – лято-юли, С – лято-август, D – есен; 1 – катиони, 2 – аниони;
Ca^{2+} Mg^{2+} Na^++K^+ HCO_3^- SO_4^{2-} Cl^- NO_3^-

(4-5 пъти над ПДК) – най-вероятно свързано с изхвърлянето на отпадъци от намиращата се наблизо кравеферма. Водата се използва всекидневно за питейни нужди на хора и животни, което е недопустимо при тези високи концентрации на NO_3^-.

Чешма в с. Скалица – ляв чучур

Индексът на насищане на водата спрямо $CaCO_3$ (K_s^C) е по-голям от единица при всички проби, независимо от сезона, показвайки склонност към утаяване на калцит. Най-високи стойности на K_s^C се наблюдават при най-високи pH стойности. С повишаването на средно дневните температури (от пролет към лято) нараства количеството на Na^++K^+ и на Cl^- във водата за сметка на намаляването на концентрацията на Ca^{2+}, HCO_3^- и SO_4^{2-}, което най-вероятно е свързано с тяхното утаяване под формата на $CaCO_3$ и $CaSO_4$. Количеството на NO_3^- нараства от пролетта към есента (като се движи в рамките 2.5-5.5 над ПДК), което би могло да се свърже основно с излужването на нитрати от силно наторените почви от водосборния район.

Получените данни от проведения от нас мониторинг на подземни води (акумулирани в алувиалните отложение) показват, че преобладаващите статични водни нива варират най-често от 1-2 m до 8-10 m дълбочина от повърхността. Наблюдава се значителна промяна на тези нива през сезоните и в областите, където подземните води се експлоатират и използват предимно за напояване. Коефициентът на вариация на дебита на естествените водоизточници (извори и чешми) е приблизително от 2 (Бялата чешма – с. Бояново) до 20 (чешма при с. Генерал Инзово – северозапад). Голямата промяна на дебита през различните сезони, установена за чешмата при с. Генерал Инзово (северозапад) – от 0,1 l/s (11.07.2009 г.) до 2,0 l/s (08.04.2010 г.), се дължи на интензивността на валежите и хидрогеоложките условия на водосборната зона на този водоизточник. Подземните води се формират, акумулират и дренират в плиоценски пясъци и триаски доломитни мрамори, които имат висока водопроводимост. От друга страна – почти постоянния дебит през различните сезони, измерван на водоизточник "Бялата чешма" – с. Бояново се

дължи на неогенските седименти (пясъци, глини, глинести пясъци, песъчливи глини) и калкретни пластове със значителна дебелина от няколко метра, които са с много ниска водопроводимост. Тази среда (с незначителни филтрационни свойства) играе роля на "подземен изравнител", който предопределя и малките промени в дебита на водоизточниците в нея. Повърхностните води и валежите, които подхранват този водоносен хоризонт, много по-дълго време се инфилтрират и контактуват с вместващите отложения (взаимоотношението "вода-скала"), което благоприятства отлагането на карбонатни (калкретни) отложения в тях. Резултатите от останалите наблюдавани водоизточници, които заемат междинно място, също показват, че най-благоприятните условия за отлагане на калкрет се наблюдават в порьозна среда със сравнително ниски филтрационни свойства.

Заключение

Всички води от областта са преситени срямо $CaCO_3$. Водите, контактуващи с доломит или с калцит с относително високо съдържание на Mg са преситени и спрямо доломит. Индексите на насищане на водите от района спрямо калцит и доломит показват склонност към отлагането на карбонатите в почвата, контактуваща с тях.

Основният интегрален параметър, влияещ върху стойността на коефициентите на насищане на водите с калцит и доломит, т.е. върху вероятността за утаяване на тези минерали е pH на водата.

В резултат на антропогенна дейност, във всички изследвани водоизточници има значими концентрации на NO_3^-. Не се превишава ПДК само във водата от чешмите в с. Дряново. Обезпокоително високи са концентрациите на NO_3^- във водата от Бялата чешма – с. Бояново и десния чучур на чешмата в с. Скалица, тъи като те се използват всекидневно за питейни нужди на хора и животни.

В проучвания район най-подходящата геоложка среда за отлагане на калкрет е представена от отложения (глинести пясъци, глини и песъчливи глини), които са със сравнително ниски филтрационни характеристики.

Благодарности. Изследванията са финансирани от проект Д002 89/13.12.2008 г. към фонд "Научни изследвания". В частта "Геоложки строеж на водосборните зони" получихме значителна помощ от гл. ас. д-р Иван Димитров, за което му благодарим.

Литература

Антонов, Х., Д. Данчев. 1980. *Подземни води в НРБ*. С., Техника, 360 с.

Димитров, И., М. Панайотова, Е. Колева-Рекалова, Е. Анастасова. 2009а. Начални геохимични и физикохимични наблюдения на засегнати от калкретизация райони в Източно-тракийската низина. – *Год. МГУ, 52, св. I, Геология и геофизика*, 55-60.

Димитров, И., Д. Съчков, Б. Вълчев, К. Василева. 2009б. Геохимична характеристика на карбонатните почви от Тунджанското понижение, югоизточна България. – *Спис. Бълг. геол. д-во,* (под за печат).

Йотов, И. 2000. Генерални схеми за използване на водите в районите за басейново управление. Източно-беломорски район, т. IV. Генерална схема за използване на водите на поречието на р. Марица. – *Геофонд на МОСВ*.

Dimitrov, I., M. Panayotova, D. Sachkov. 2009. Calcrete in southeast Bulgaria a study in progress. – *International Multidisciplinary Scientific Conference SGEM 2009. Conference Proceedings*, II, 457-464.

Golterman H. L., M. L. Meyer. 1985. The geochemistry of two hard water rivers, the Rhine and the Rhone. Part 2*:* The apparent solubility of calcium carbonate. – *Hydrobiologia*, 126, 1, 11-19.

Krawczyk, W. E. 1995. *International Journal of Speleology. Handbook 1. Physical Speleology.* University of Silesia, Poland, 50 p.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Химия", МТФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ИЗСЛЕДВАНЕ НА ГРЕШКИТЕ ПРИ ПРЕСМЯТАНЕ НА КОЕФИЦИЕНТА НА ТРИЕНЕ В КРЪГЛИ ТРЪБИ

Генчо Попов[1], Георги Николов[2], Мартин Бояджиев[2], Климент Климентов[1]

[1]Русенски университет "Ангел Кънчев", 7017 Русе; gspopov@uni-ruse.bg
[2]Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; martinb@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. В работата са представени най-често използваните в проектантската дейност формули за пресмятане на коефициента на триене при движение на флуиди в кръгли тръби. Чрез числено изследване на зависимостите за коефициента на триене от числото на Рейнолдс при различна относителна еквивалентна грапавост са получени стойности за грешките при използване на тези формули, спрямо общопризнатата формула на Колбрук-Уайт.

ANALYSIS OF ACCURACY WHEN CALCULATING OF THE FRICTION FAKTOR IN PIPES

Gencho Popov[1], Georgi Nikolov[2], Martin Bojadgiev[2], Kliment Klimentov[1]
[1]University of Ruse "Angel Kanchev", 7017 Ruse; gspopov@uni-ruse.bg
[2]University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; martinb@mgu.bg

ABSTRACT. At this paper are the most commonly used in the design business formulas to calculate the coefficient of friction movement of fluids in circular tubes. By numerical investigation of the dependencies of the coefficient of friction of the Reynolds number at different relative equivalent roughness values were obtained for the errors when using these formulas, generally recognized to formula Colebrook-White.

Въведение

Една от основните задачи при пресмятане на системи за транспорт на флуиди (течности и газове) е определяне на хидравличните загуби на напор (налягане). Те се пресмятат по общо известните формули на Дарси-Вайсбах, като за целта е необходимо предварително да бъдат определени коефициентите на съпротивление – на триене и съответните коефициенти на местни съпротивления.

Коефициентът на триене λ зависи от режима на движение и грапавостта на вътрешните стени на тръбата, като общата функционална зависимост има вида:

(1) $$\lambda = f(\mathrm{Re}, k_e)$$

където: $\mathrm{Re} = \frac{\upsilon d \rho}{\mu}$ е числото на Рейнолдс; $k_e = \Delta / d$ - относителната еквивалентна грапавост на тръбата; Δ - еквивалентната грапавост на стената на тръбата, представляваща височината на грапавините на тръба с еднородна равномерна грапавост (по Никурадзе), за която загубите на напор са еднакви с тези за дадената действителна (техническа) тръба; d – диаметър на тръбата; υ – средната скорост; ρ и μ – съответно плътността и динамичния вискозитет на флуида.

В литературата (Гужгулов, Петров, 1987; Любенов и др., 1998; Иванов, Христов, 2009) се дават различни формули за пресмятане на коефициента на триене λ, като много често липсват данни за стойностите за еквивалентната грапавост, които трябва да се използват при конкретните пресмятания. Повечето формули са получени въз основа на експериментални изследвания и представляват емпирични зависимости. Пресмятанията по тях дават в повечето случаи различни резултати при едни и същи изходни данни (Re и k_e). Общо призната формула за пресмятане на коефициента на триене при турбулентните течения както в англоезичната литература, така и в руската, е тази на Колбрук -Уайт:

(2) $$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = -2\,\lg\left(\frac{k_e}{3{,}71} + \frac{2{,}51}{\mathrm{Re}\sqrt{\lambda}}\right).$$

В граничните случаи на течения при хидравлично гладки тръби и при напълно грапави тръби тя дава стойности, приблизително еднакви с тези, определни по формулите на Прандтл-Никурадзе, получени при изпитване на тръби с равномерна изкуствена грапавост:

(3) $$\frac{1}{\sqrt{\lambda}} = 2\lg\frac{\mathrm{Re}\sqrt{\lambda}}{2{,}51} = 2\lg\mathrm{Re}\sqrt{\lambda} - 0{,}8\,;$$

(4) $$\lambda = \frac{1}{\left(2\lg\frac{3{,}7}{k_e}\right)^2}.$$

Пресмятанията по формули (2) и (3) са свързани с известни трудности, тъй като коефициентът на триене λ участва в неявен вид, поради което много автори (Paul Tullis, 1989; Николов, 2007) предлагат приближени формули. При това не се дават стойности на грашката при използване на дадена формула, спрямо резултатите, получени по формулата на Колбрук-Уайт. Целта на това изследване е да се направи сравняване на точноста за пресмятане на коефициента на триене по някои от най-често препоръчваните в литературата зависимости.

Изложение

Най-често за различните области от зависимостта на коефициента на триене от числото на Рейнолдс се дават следните формули:

Хидравлично гладки тръби

Ориентировъчните граници на тази област са: $4000 \le \mathrm{Re} \le 15\,d/\Delta = 15/k_e$

– Формула на Блазиус (Альтшуль, 1982), която в някои литературни източници се препоръчва за $\mathrm{Re} < 10^5$:

(5) $$\lambda = \frac{0{,}3164}{\mathrm{Re}^{0{,}25}};$$

– Формула на Конаков (Альтшуль, 1982):

(6) $$\lambda = \frac{1}{(1{,}8\lg\mathrm{Re} - 1{,}5)^2} = \frac{1}{\left(1{,}8\lg\frac{\mathrm{Re}}{6{,}8}\right)^2};$$

- Формула на Филипенко-Алтшул (Альтшуль, 1982):

(7) $$\lambda = \frac{1}{(1{,}8\lg\mathrm{Re} - 1{,}64)^2}.$$

Преходна област

ориентировъчни граници $\mathrm{Re} = (15 \div 500)/k_e$;

– Степенна формула на Альтшуль (1982)

(8) $$\lambda = 0{,}11\left(\frac{68}{\mathrm{Re}} + k_e\right)^{0{,}25};$$

Формула (8) се препоръчва за цялата турбулентна област, като аналогично на формулата на Колбрук в граничните случаи на течения при хидравлично гладки тръби и при напълно грапави тръби тя дава стойности, приблизително еднакви с тези, определни съответно по формулите на Блазиус (5) и на Шифринсон (12). В руската литература се посочва, че тази формула има добро съвпадение с опитните резултати на някои изследователи. На база изследване за тръба с диаметър $d = 300$ mm и еквивалентни грапавости $\Delta = 0{,}1;\ 0{,}5;\ 1$ mm се твърди (Альтшуль, 1982), че тя дава практически еднакви стойности с формула (2).

Лесното използване на формула (8) е довело до широкото ѝ използване при хидравличните пресмятания.

– Формула на Суейми Джейн (Николов, 2007) – приближение на формулата на Колбрук

(9) $$\lambda = \frac{1{,}325}{\left(\ln\frac{k_e}{3{,}7} + \frac{5{,}74}{\mathrm{Re}^{0{,}9}}\right)^2}.$$

– Приближение на формулата на Колбрук-Уайт от Wood (Paul Tullis, 1989)

(10) $$\lambda = a + b\mathrm{Re}^{-c},$$

където коефициентите са: $a = 0{,}094\,k_e^{0{,}225} + 0{,}53\,k_e$; $b = 88\,k_e^{0{,}44}$; $c = 1{,}62\,k_e^{0{,}134}$

Квадратична (автомоделна) област

– Формула на Шифринсон

(11) $$\lambda = 0{,}11 k_e^{0{,}25};$$

В настоящата работа за изследване точността при определяне на λ за дадена относителна грапавост k_e по различните формули са сравнявани отделните резултати спрямо тези, получени съответно по формулите (3) и (4) на Прандтл-Никурадзе – за хидравлично гладките тръби (3) и за квадратичната област (4), и на Колбрук – за преходната област (2). За тази цел са пресмятани относителните грешки по формулата:

(12) $$\delta = \frac{\lambda_* - \lambda}{\lambda_*}100,\ \%$$

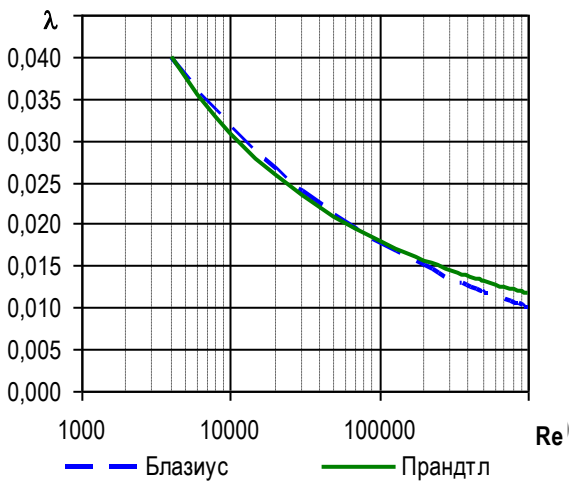
където λ_* е стойността на коефициента на триене, определена съответно по формули (2), (3) или (4); λ – стойността на коефициента на триене, пресметната по другите формули.

За получаване на стойности за λ по неявните формули (2) и (3) е използван подходяш софтуертен продукт за пресмятане по метода на итерациите. Използван е методът на Нютон, като изходна стойност при всяко пресмятане е тази, определена по явнитете формули съответно на Блазиус и Алтшул.

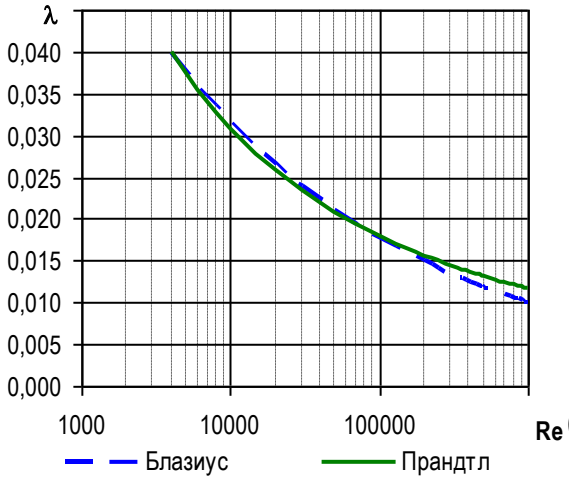
На фиг. 1 е показана зависимостта $\lambda = f(\mathrm{Re})$ за хидравлично гладки стени с граница $4000 \le \mathrm{Re} \le 15\,d/\Delta = 15/k_e$, като са използвани формулите на Прандтл (3), Блазиус (5), Конаков (6) и Филипенко-Алтшул (7).

Вижда се, че характерът на отделните криви е еднакъв, като се наблюдава известно различие в стойностите, получени с помощта на различните формули. От фиг. 1б се вижда, че точките, получени при пресмятане на λ по формулата на Конаков, лежат върху кривата $\lambda = f(\mathrm{Re})$, построена по формулата на Прандтл.

На фиг. 2 е показана процентната грешка δ при пресмятане на λ по формули (5), (6) и (7).

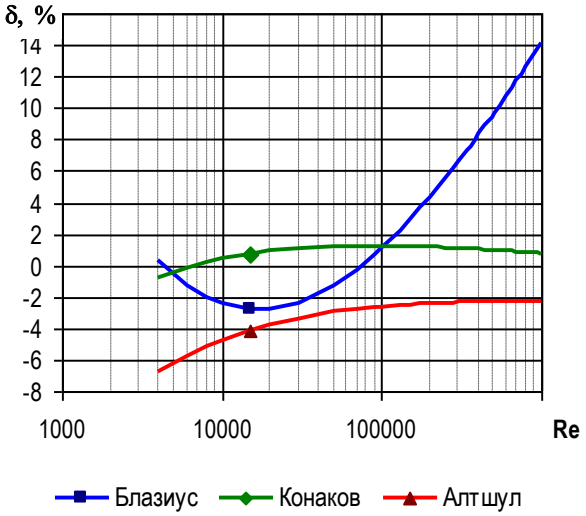


а)



б)

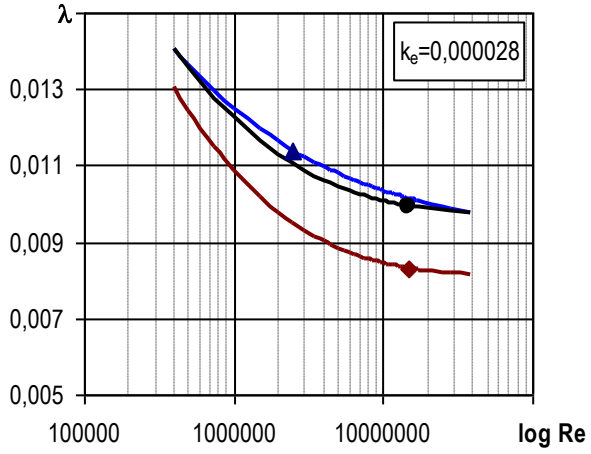
Фиг. 1



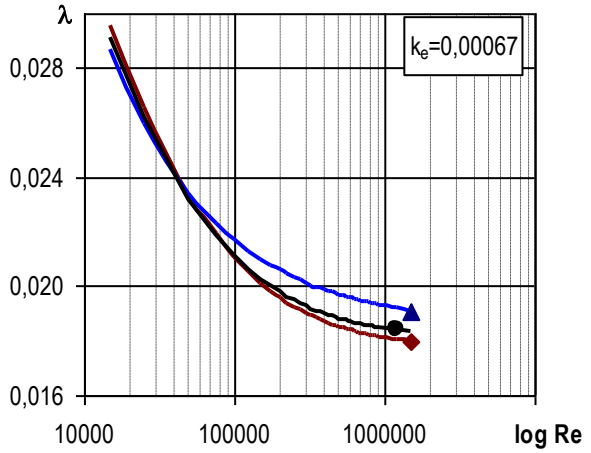
Фиг. 2

Както добре се вижда най-близки стойности до тези, получени по формулата на Прантл-Никурадзе, се получават по формулата на Конаков. Като се има предвид че пресмятанията по нея са сравнителни прости, то би могло да се препоръчва използването имено на нея за пресмятане на коефициента на триене в зоната на хидравлично гладките тръби.

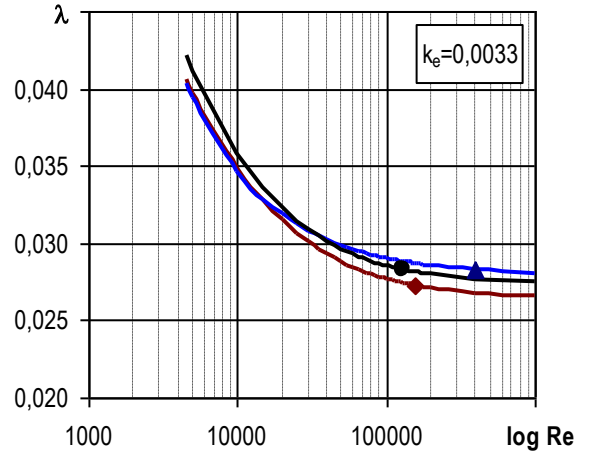
Широко препоръчваната формула на Блазиус дава стойности с точност до 2-3% в интервала до числа на Рейнолдс $\mathrm{Re} = 10^5$, като след това грешката бързо нараства и при $\mathrm{Re} = 10^6$ тя е 14%.



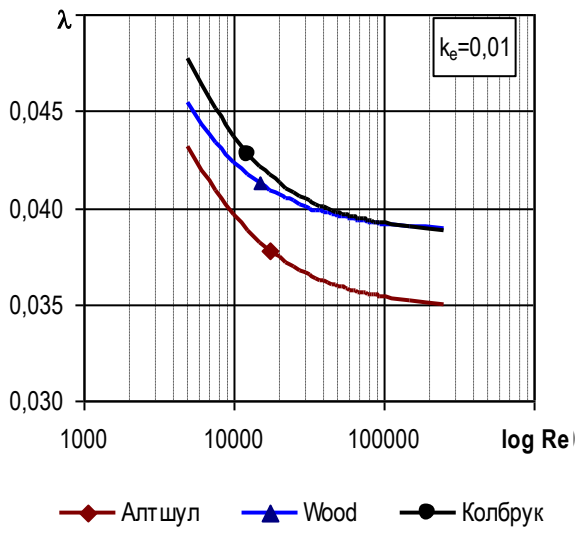
Фиг. 3



Фиг. 4



Фиг. 5



Фиг. 6

За преходната област са сравнявани стойностите на коефициента на триене, получени по формулите на Алтшул и на Колбрук. Пресмятанията са правени за следните относителни еквивалентни грапавости k_e: 0,000028; 0,000056; 0,00033; 0,00067; 0,00167; 0,0033; 0,0067 и 0,01. Резултатите са показани на фиг. 3-6.

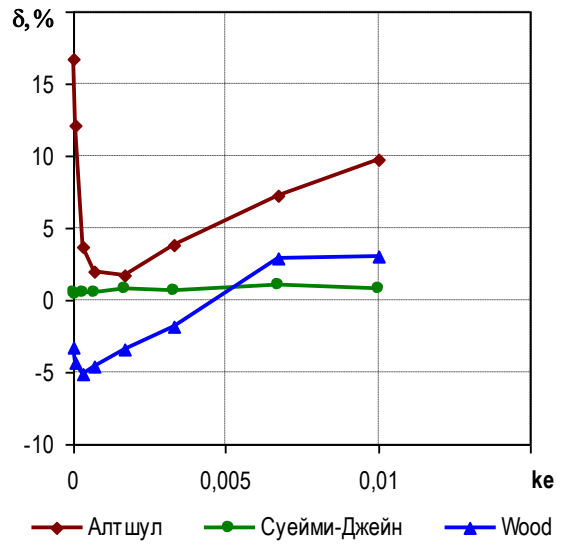
Анализът на кривите $\lambda = f(Re)$ показва, че при пресмятане на λ по формулата на Алтшул се получават занижени стойности. При малките и големите относителни грапавости се получава значително разминаване в кривите $\lambda = f(Re)$ в целия диапазон на изменение на числото на Рейнолдс. При средни стойности на k_e има добро съвпадение между стойностите на λ, пресметнати по (8) и (2), като в края на преходната зона се наблюдава известно нарастване на грешката.

Всичко това показва, че точността на пресмятане на коефициента на триене λ по формулата на Алтшул при различните грапавости е различна.

Пресмятанията по приближената формула на Wood също не се характеризира с добра точност. Практически стойностите на λ, определени по формулата на Суейми-Джейн (9), съвпадат с пресметнатите по формулата на Колбрук.

Въз основа на резултатите за λ, получени за изследваните варианти на k_e, е построена графика (фиг. 7) за изменение на грешката при определяне на коефициента на триене по формулите на Алтшул, на Суейми-Джейн и на Wood спрямо формулата на Колбрук. Много добре се вижда, че грешката при определяне на коефициента на триене по формулата на Суейми-Джейн е в границата на 1%.

Нарастването на грешката δ с нарастване на относителната грапавост k_e при използване на формулата на Алтшул, напълно кореспондира на увеличаването на грешката при определяне на λ в квадратичната област съответно по формулите на Прандтл (4) и на Шифринсон (11). Характерът на кривата $\delta = (k_e)$ има същия вид като тази от фиг. 7.



Фиг. 7

Заключение

Проведеното изследване показва, че определянето на коефициента на триене по различните формули е свързано с известни различия в резултатите, като в някои случаи те достигат над 10%. Тъй като пресмятанията по формулата на Колбрук е свързано с определи трудности то при инженерните пресмятания, както и при разработване на програмни продукти за хидравлични пресмятания на тръбни системи, може да се препоръча формулата на Суейми-Джейн (9). Тя дава практически еднакви резултати за коефициента на триене с формулата на Колбрук. За областта на хидравлично гладки тръби е за препоръчване ползването на формулата на Конаков (6), а за квадратичната – формулата на Прандтл-Никурадзе (4).

Литература

Альтшуль, А. Д. 1982. *Гидравлические сопротивления*. М., Недра, 222 с.

Гужгулов, Г., С. Петров. 1987. *Механика на флуидите*. Русе.

Иванов, П., Х. Христов. 2009. *Механика на флуидите*. Габрово, УИ "В. Априлов", 299 с.

Любенов, В., Г. Генчев, И. Антонов, К. Кузов, П. Станков, Т. Чакъров. 1998. *Механика на флуидите*. С., Техн. Унив., 312 с.

Николов, Г. 2007. *Разпределение и използване на природен газ*. С.

Paul Tullis, J. 1989. *Hydraulics of Pipelines: Pumps, Valves, Cavitation, Transients*. John Wiley & Sons, Inc., 288 p.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Сондиране и добив на нефт и газ", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

УСЛОВИЯ ЗА МИГРАЦИЯ НА НЕСОРБИРУЕМИ ЗАМЪРСИТЕЛИ В НЕВОДОНАСИТЕНАТА ЗОНА НА ПАЛЕОГЕНСКИТЕ ВУЛКАНИТИ В РАЙОНА НА ГРАД ХАСКОВО. ЧАСТ 1. ДЕТЕРМИНИРАНЕ НА НИСКОРАНГОВИ ХИДРОГЕОЛОЖКИ ЕДИНИЦИ

Николай Стоянов, Бануш Банушев, Стефан Димовски, Станиела Неделчева

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

РЕЗЮМЕ. Изследвани са условията за разпространение на несорбируеми замърсители в неводонаситена среда от изветрели и частично променени вулкански скали. Проучваният участък е ситуиран в палеогенските вулканити, до депото за отпадъци на град Хасково. В приповърхностния разрез са диференцирани няколко нискорангови хидрогеоложки единици. За целта е приложен комплекс от геолого-петрографски, геоелектрични и хидрогеоложки методи и техники в това число: макроскопски и микроскопски изследвания на скални образци, геоелектрично 2D проучване, филтрационни тестове in situ и лабораторни индикаторни опити.

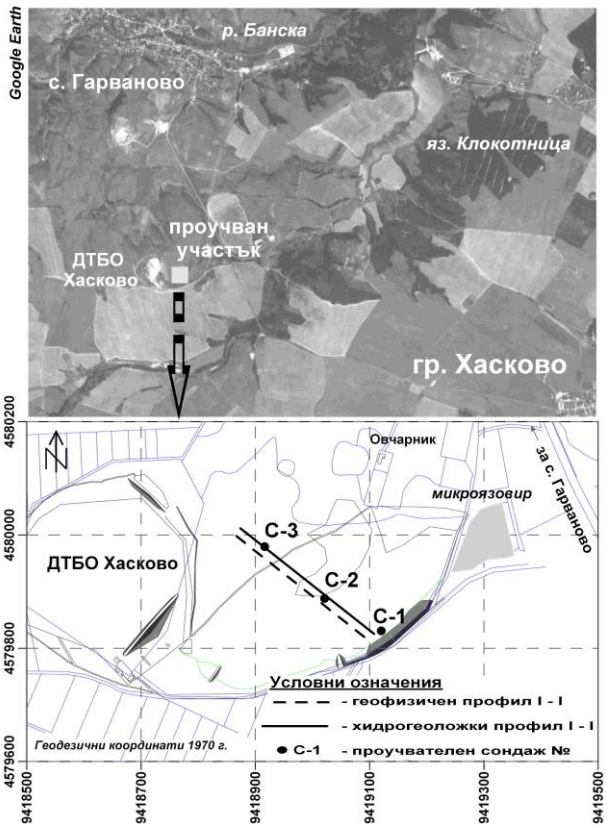
MASS TRANSPORT CONDITIONS FOR NONSORPTIVE POLLUTANTS IN THE UNSATURATED ZONE OF PALEOGENE VOLCANICS IN THE HASKOVO CITY REGION. PART 1. DETERMINATION OF LOW RANGE HYDROGEOLOGICAL UNITS

Nikolay Stoyanov, Banush Banushev, Stefan Dimovski, Staniela Nedelcheva
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; asmg.bg@gmail.com

ABSTRACT. The conditions for mass transport of nonsorptive pollutants in unsaturated media presented by weathered and partially altered volcanic rocks are investigated. The studied area is located in the south-eastern parts of the Paleogene volcanics, near the sanitary landfill of Haskovo city. Several low range hydrogeological units are differentiated in the subsurface section. For that purpose is used a complex of geological-petrographical, geoelectrical and hydrogeological methods and techniques including: macroscopic and microscopic analysis of rock pattern, 2D geoelectrical profiling, flow tests in situ and laboratory tracer tests.

Въведение

Природните условия, определящи скоростта и мащабите на техногенно замърсяване на подповърхностното пространство са обект на редица научни и специализирани изследвания. Основни теми в повечето публикации са критериите за идентификация и оценка на степента на замърсяване; методическите аспекти и резултатите от експериментални изследвания на поведението на различни замърсители; математическите симулации на преноса на вещество в зоната на аерация и във водонаситената зона и др. Обща тенденция е да се прилагат конвенционални техники, подходи и методи, използвани в теорията на филтрацията и преноса на вещество, при отчитане на спецификата на всеки конкретен обект. По-голямата част от изследванията разглеждат явленията и процесите в пореста среда (чакъли, пясъци, глини). Друга част засягат карстовите формации и напуканите скални масиви. Проведените изследвания са фокусирани върху един сравнително слабо изучен проблем, свързан с разпространението на повърхностни замърсители в неводонаситена среда от изветрели и частично променени вулканити и пирокластити. Проучванията обхващат палеогенските вулканити, изграждащи геоложката основа на отредената край с. Гарваново площадка за разширение на депото за твърди битови отпадъци на гр. Хасково. При решаването на задачата е приложен комплекс от геолого-петрографски, геоелектрични и хидрогеоложки методи и техники в това число: макроскопски и микроскопски изследвания на скални образци, геоелектрично 2D проучване, филтрационни тестове in situ, лабораторни индикаторни опити и математическо моделиране на филтрационни и миграционни процеси в среда с променлива водонаситеност. За целите на настоящето изследване е използван ядков материал от изградените от фирма "Водоканалпроект" АД три проучвателни сондажа (фиг. 1). В същите сондажи са изпълнени и полевите филтрационни тестове. Въз основа на резултатите от проведеното комплексно проучване са решени няколко важни задачи: (1) геометрично детерминиране на зони с различни литоложки характеристики и различна водопропускливост в приповърхностната част на вулканския масив (2) определяне на филтрационните и миграционните характеристики на детерминираните зони; (3) съставяне на математически 2D модел, симулиращ поведението на постъпващи от повърхността замърсители.



Фиг. 1. Местоположение на обекта

Геолого-петрографска характеристика

В структурно отношение районът се отнася към Източнородопската вулканска област (Harkovska et al., 1989; Dabovski et al., 1991), в която са обособени Боровишки, Момчилград-Ардински (Иванов, 1960) и Сушица-Калотико (Yanev et al., 1989) вулкански райони. Изследваният участък попада в Боровишкия вулкански район. Изграден е от разнообразни палеогенски скали, предимно пирокластити – агломерати (фиг. 2a), в по-малка степен вулканити – латити (фиг. 2b), отнасящи се към задругата на втори среднокисел вулканизъм.

Петрографските изследвания включват наблюдения и опробване на три сондажа, от които са взети 10 образеца, изследвани макроскопски и с бинокулярна лупа Olympus. Изготвени са 6 микроскопски препарата, изследвани в проходяща светлина с микроскопи Amplival и Leitz Orthoplan-Pol. Направени са два химични анализа (на вулканска и пирокластична скала) с Атомно-емисионен спектрометър с източник на възбуждане индуктивно свързана плазма (AES ICP) (апарат SPECTRO Analytical instruments, Germany) в МГУ "Св. Иван Рилски".

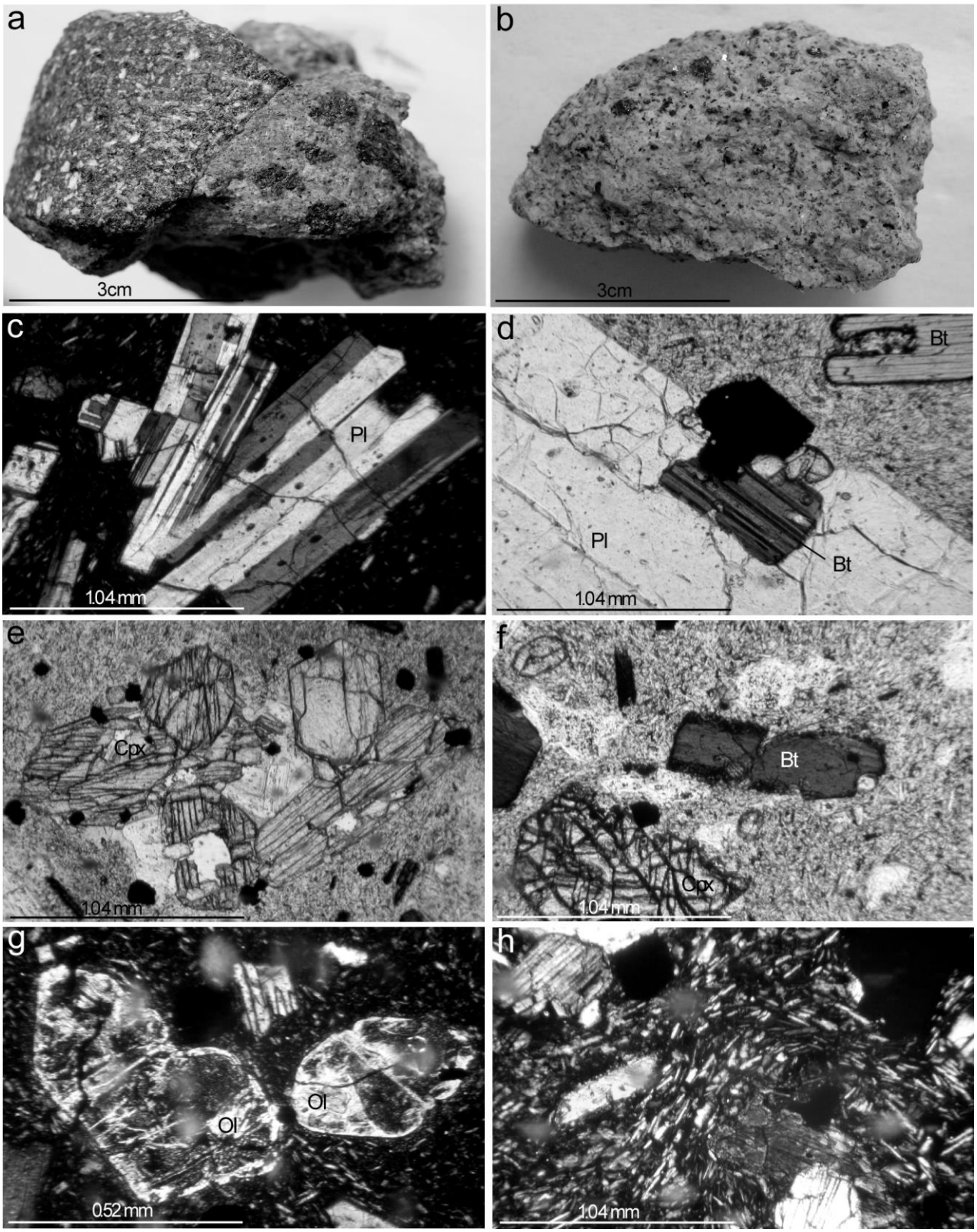
Агломератите са изградени от скални късове (литокласти) от латити с размери над 64 mm и запълващо вещество (матрикс) от пирокластичен материал. Скалните късове са черни, по-рядко тъмносиви. Текстурата им е масивна, а структурата – порфирна, гломеропорфирна. Фенокристалите (20-35%) са от плагиоклази, клинопироксени и биотит. Плагиоклазите (An_{38-42}, андезин) са преобладаващи. Те са свежи, зонални, субпорфирни и порфирни (фиг. 2c). На места съдържат включения от хлоритизирано вулканско стъкло и биотит (фиг. 2d). Фемичните минерали са представени от клинопироксени, биотит и оливин. Количествените съотношения на клинопироксените и биотита са приблизително еднакви. Клинопироксените са късопризматични, бледозелени, без плеохроизъм, субпорфирни и порфирни (фиг. 2e-f). Често са в гломеропорфирни струпвания – самостоятелно или съвместно с плагиоклази и биотит (фиг. 2e). Съдържат включения от акцесорен апатит и магнетит. Биотитът е свеж, люсповиден, със съвсем съвършена цепителност. Често е периферно опацитизиран (фиг. 2f). Притежава силен плеохроизъм по схемата Z ≅ Y > X, от тъмнокафяв и тъмнозеленокафяв, почти черен по Z ≅ Y до светлозеленокафяв и светложълт по X. Съдържа многочислени включения от тънкопризматичен апатит. Оливинът е под формата на единични фенокристали, напълно променени в оранжевокафява смес от смектити, хлорит и гьотит (идингсит) (фиг. 2g). Акцесорните минерали са представени от дебелопризматичен и тънкопризматичен апатит, участващ като включения във фенокристалите. Основната маса с микролитова и трахитова структура е изградена от множество плагиоклазови микролити (често със субпаралелна ориентировка, обтичащи фенокристалите), ксеноморфен К-фелдшпат и кристалити. В някои образци се наблюдава незначително количество хлоритизирано вулканско стъкло. Матриксът е от натрошени кристалокласти (плагиоклази, клинопироксени, биотит), витрокласти (девитрифицирани и цялостно променени в хлорит и смектити, с напълно заличена форма) и по-дребни скални късове от латити.

Латитите са бежови, силно изветрели и променени до глинести минерали, с масивна и пореста текстура. В дълбочина те са червенокафяви, сравнително свежи. Минералният им състав е аналогичен на описаните литокласти в пирокластитите. Фенокристалите (15-20%) са от плагиоклази, клинопироксени и биотит, често гломеропорфирно струпани. Плагиоклазите (An_{38-44}, андезин) са зонални, призматични, рядко са плочести. Фемичните минерали клинопироксени и биотит са в приблизително равни количества. Биотитът е свеж, периферно опацитизиран, със силен плеохроизъм – от червенокафяв по Z ≅ Y до светложълтокафяв по X. Клинопироксените са бледозелени, без плеохроизъм с включения от апатит и рудни минерали. Акцесорните минерали са представени от апатит под формата на включения в клинопироксените и биотита. Основната маса с микролитова и трахитова структура е съставена от голямо количество плагиоклазови микролити със субпаралелна ориентировка, ксеноморфен К-фелдшпат и Fe хидроксиди, на които се дължи червеникавото оцветяване на скалата (фиг. 2h).

Според химичния състав изследваните образци са определени като латити. Те са висококалиеви, с висококалиево калциево-алкална и шошонитова сериалност.

В предвидения за изграждане на Депо за твърди битови отпадъци район скалните разновидности (пирокластити и вулканити) са засегнати в различна степен от изветрителни процеси и от по-късни промени, в резултат на което те притежават различни физикомеханични свойства и стойности на електричното съпротивление.

Освен промените, друг фактор оказващ съществено влияние върху свойствата на скалите са количествените съотношения на скалните късове и матрикса в различните сондажи или на различни дълбочини в един и същ сондаж, като с увеличаване количеството на матрикса и степента на промяна, пропорционално намалява здравината на скалите и стойностите на електричното съпротивление на средата.

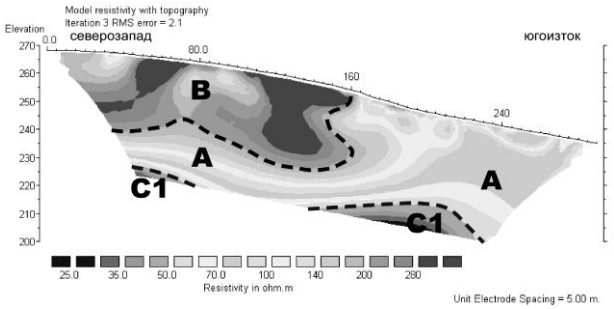


Фиг. 2. Макро- и микрофотографии на вулканити и пирокластити от района на с. Гарваново, Хасковско. Естествени повърхности (a-b): a – агломерат със скални късове от латити и пирокластичен матрикс; b – латит. Микрофотографии (c-h): c – плагиоклаз с ясно изразени полисинтетни срастъци; d – плагиоклаз с включения от биотит; e – клинопироксени в гломеропорфирни струпвания; f – клинопироксен и периферно опацитизиран биотит; g – цялостно променен в идингсит оливин; h – трахитова структура (c, g, h +N; d, e, f II N)

Геоелектрично зониране в скалния масив

Геоелектричното зониране в изследвания скален масив е направено посредством двумерно (2D) проучване (електротомография). Приложението на този относително нов геофизичен метод позволява много добра диференциация на скалите по специфично електрично съпротивление. Подробности, относно теоретичните основи, необходимото оборудване и техниката за прилагането на метода, могат да се намерят в голям брой литературни източници (Griffiths, Barker, 1993; Loke, 2001; Стоянов, 2003; Димовски и др. 2007 и др.).

Терените измервания са изпълнени по един геофизичен профил с обща дължина 290 m (фиг. 1). Използвана е една коса от 12 жилен кабел с разстояние между електродите 10 m (общо 12 електрода на разстановка). Измерванията са проведени с 3-електродна схема "полюс-дипол". След измерване на всяка разстановка, се извършва стъпковото преместване ("приплъзване") на кабела със стъпка 60 m. Регистрацията е извършена с помощта на апаратура Terrameter SAS 1000 производство на фирма ABEM. Данните от полевите измервания са интерпретирани с компютърна програма RES2DINV (Loke, 2001; и др.) и е детерминирано разпределението на действителните съпротивления в подповърхностното пространство. Полученият геоелектричен разрез е представен на фиг. 3.



Фиг. 3. Геоелектричен разрез по геофизичен профил I-I

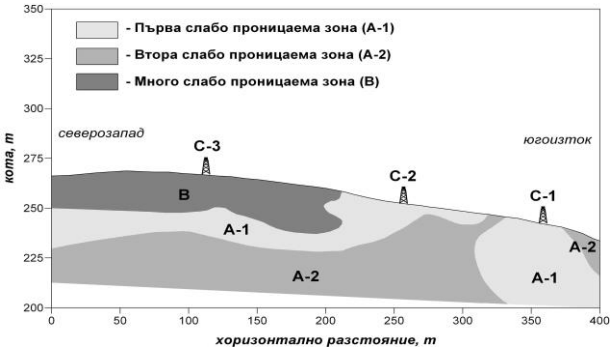
Регистрираното геоелектрично поле позволява да се детайлизира геоложкия разрез до дълбочина 40-50 m. Най-обобщено изследваният разрез се представя от четири електросъпротивителни среди, маркиращи зони с различни литоложки характеристики или с различна степен на водонасищане. *Първата електросъпротивителна среда (Зона А)* е най-широко разпространена. Стойностите на електричното съпротивление за тази среда са в диапазона от 50 Ωm до 200 Ωm. Най-вероятно високоомните участъци в границите 100-200 Ωm картират части от скалния масив, в които преобладаващото съотношение между скалните късове и матрикса е около и под 50 %. Тук пирокластитите са слабо променени и се очаква да имат сравнително по-ниска проницаемост. Нискоомните участъци, в които съпротивленията са в границите от 50 до 100 Ωm, маркират присъствието на доста по-високо количеството на свързващо вещество между скалните късове (матрикс) (около 60-70 % и повече). Следва да се очаква, че тук скалният масив е с малко по-висока проницаемост. *Втората електросъпротивителна среда (Зона В)* има най-високи стойности на електричното съпротивление за изследвания геоелектричен разрез – в диапазона от около 200 Ωm до 350 Ωm и повече. Тя маркира разпространението на неизветрелите, плътни латити и незасегнатите от вторична промяна пирокластити. Вулканските скали в тази зона са здрави, плътни и много слабо проницаеми. *Третата електросъпротивителна среда (Зона С1)* се характеризира с по-ниски стойности на електричното съпротивление спрямо *зона А* – в диапазона от около 35 Ωm до 50 Ωm. *Зона С1* вероятно локализира разположените на голяма дълбочина (над 30 m) участъци, в които пирокластитите са със силно променен матрикс. *Четвъртата електросъпротивителна среда (Зона С2)* се характеризира с най-ниски стойности на електричното съпротивление за изследваният геоелектричен разрез – в диапазона от около 25 Ωm до 50 Ωm. Тази зона картира силно изветрелите, дезинтегрирани и разложени латити и пирокластити в горната част на разреза.

Следва да отбележим, че дезинтегрираните и силно променени вулкански скали в *зона С1* и в *зона С2* вероятно имат висока водопропускливост, респ. проницаемост.

Хидрогеоложки условия

Граници на ниско ранговите хидрогеоложки единици

В неводонаситената част на изследвания палеогенски масив (до дълбочина 50-60 m) се детерминират три ниско рангови хидрогеоложки единици (зони): *първа слабо проницаема зона* (зона А-1); *втора слабо проницаема зона* (зона А-2) и *много слабо проницаема зона* (зона В). Пространствените граници и геометрията на тези зони са определени след прецизен анализ на събраната архивна информация, както и на резултатите от проведените геолого-петрографски, геофизични, филтрационни изследвания. Пространственото положение на трите ниско рангови единици е илюстрирано със съставения хидрогеоложки профил (фиг. 4).



Фиг. 4. Ниско рангови единици по хидрогеоложки профил I-I

Първата слабо проницаема зона (зона А-1) е формирана в участъците от скалния масив, в които преобладаващото съотношение между скалните късове и матрикса е около и под 50 %. Тук пирокластитите са слабо променени и електричното съпротивление е относително високо. Това предполага, че тази зона притежава и сравнително ниска проницаемост.

Втората слабо проницаема зона (зона А-2) се установява в участъците, в които количеството на свързващо вещество (матрикса) е около 60-70 % и повече,

в силно изветрелите и дезинтегрирани латити в горната част на разреза, както и в зоните със силно променен матрикс в дълбочина. Матриксът е в значителна степен променен, а електричните съпротивления на средата са ниски. Следва да се очаква, че *зона А-2* е с по-висока проницаемост от *зона А-1*.

Много слабо проницаема зона (зона В) попада в границите на разпространение на неизветрелите, плътни латити и в част от незасегнатите от вторична промяна пирокластити. Електричните съпротивления на тези скали са относително високи. Като цяло вулканитите в *зона В* са здрави, плътни и много слабо проницаеми.

Филтрационни параметри

За определяне на водопропускливостта на изследвания масив в трите сондажа са изпълнени 8 филтрационни теста (експресни водоналивания). Всеки тест е проведен при различна разкритост на сондажния ствол и различна височина на водния стълб (табл. 1). Опитните данни са интерпретирани по метода на Ернст в координатна система $lg(h+0.5r_0) - t$, където h е височината на водния стълб във всеки момент t от началото на опита, а r_0 е радиусът на сондажния ствол. При изчисленията е използвана програма Express, алгоритъмът на която включва и този идентификационен метод (Гълъбов и Стоянов, 2005 и др.). Получените графични зависимости са представени на фиг. 4, като с ромбчета са нанесени опитните данни, а с плътни линии – апроксимиращите прави. Изчислените стойности за k са обобщени в табл. 1. Резултатите от експресните водоналивания показват, че водопропускливостта на изследвания масив е ниска. Определените, след един по-прецизен анализ, осреднени стойности на k за всяка от ниско ранговите хидрогеоложки единици са посочени в табл. 2. Същите са използвани като изчислителни величини при разработването на математическия модел за прогнозиране на условията за разпространение на замърсителите в неводонаситената зона на масива.

Таблица 1

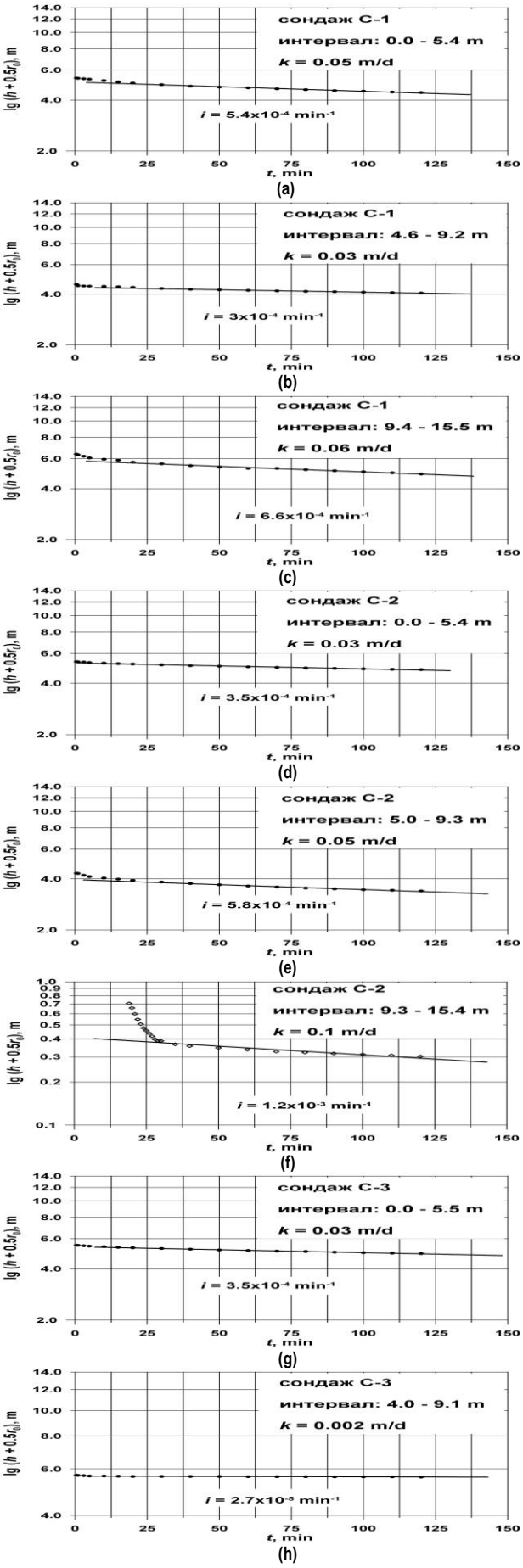
Данни за условията за провеждане на еспресните опити

Сондаж №	Изпитван интервал от- до-, m	СВН, m	ДВН след водона-ливане, m	Коеф. на филтрация *k*, m/d
С-1	0.0-5.4	сух ствол	0.00	0.05
	4.6-9.2	сух ствол	4.60	0.03
	9.4-15.5	сух ствол	9.40	0.06
С-2	0.0-5.4	сух ствол	0.00	0.03
	5.0-9.3	сух ствол	5.00	0.05
	9.3-15.5	сух ствол	9.25	0.10
С-3	0.0-5.5	сух ствол	0.00	0.03
	4.0-9.0	сух ствол	3.95	0.002

Таблица 2

Средни стойности на коефициента на филтрация к

Хидрогеоложка единица	Индекс	Коефициент на филтрация k, m/d
Първа слабо проницаема зона	А-1	0.050
Втора слабо проницаема зона	А-2	0.100
Много слабо проницаема зона	В	0.005



Фиг. 4. Резултати от интерпретацията на данните от експресните водоналивания в сондажи С-1, С-2 и С-3

Миграционни характеристики

За определяне на сорбционната порестост (n_S) и дисперсивността (α_L) на филтрационната среда спрямо бързоподвижни замърсители (напр. хлоридни йони) са проведени три индикаторни опита в колони. Използваната методика е подробно описана в Стоянов (2006). Изследвани са три представителни проби от разкрития със сондажите геоложки разрез. Входните концентрации c_0 на хлоридните йони (Cl^-) са посочени в табл. 3. Същата таблица съдържа данни за геометрията на пробите, скоростта на филтрация *v* и фоновата концентрация c_B. В хода на всеки опит през различни интервали са вземани водни проби и е определяна концентрацията на Cl^- в тях. Функциите, описващи изменението на концентрацията на Cl^- във времето *c(t)*, са интерпретирани с компютърна програма LTT1DPI (Стоянов, 2003; и др.). Опитните данни са илюстрирани на фиг. 5 с ромбчета, а получените с програмата идентификационни криви – с плътни линии. Определените стойности на n_S и на α_L са дадени в табл. 4.

Таблица 3

Условията за провеждане на индикаторните опити

Колона №	1	2	3
Хидрогеол. единица (индекс)	A-1	A-2	B
Дължина на пробата *x*, m	0.09	0.09	0.09
Радиус на колоната *r*, m	0.008	0.008	0.008
Скорост на филтрация *v*, m/d	0.214	0.232	0.195
Входна концентр. на Cl^- c_0, g/l	1.665	1.627	1.645
Фонова концентр. на Cl^- c_B, g/l	0.00	0.00	0.00

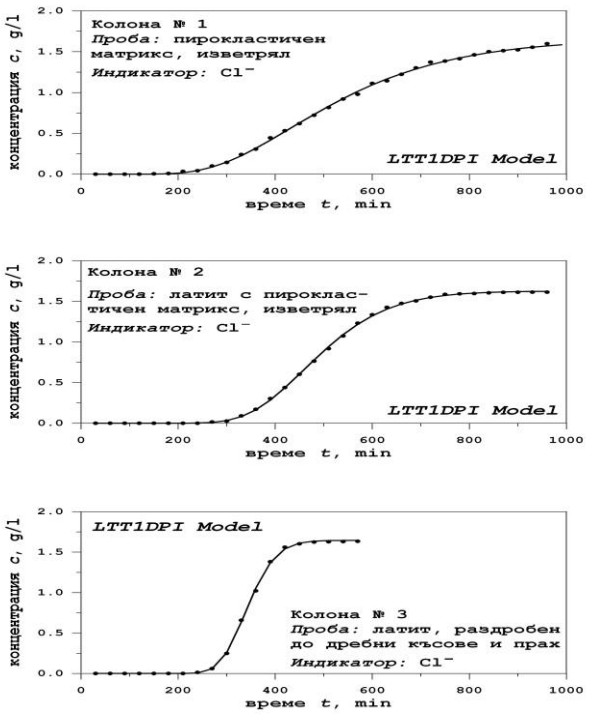
Таблица 4

Резултати от индикаторните опити в колони

Колона №	Литоложка разновидност	Хидрогеоложка единица	n_S, -	α_L, m
1	Пирокластичен матрикс, изветрял	A-1	0.91	0.008
2	Латит с пирокластичен матрикс, изветрял	A-2	0.89	0.003
3	Латит, раздробен до дребни късове прах	B	0.52	0.001

Резултатите от идентификационните процедури дават основание да се направят следните изводи:

- *Първата слабо проницаема зона* (A-1) притежава голяма способност да сорбира (задържа) вещество. Получената за тази зона стойност на n_S е много по-висока от общата порестост на пирокластичния матрикс, което предполага и много ограничени възможности за разпространение на замърсители.
- *Втората слабо проницаема зона* (A-2) също добре сорбира замърсители. Определената стойност на n_S е няколко пъти по-висока от общата порестост.
- *Много слабо проницаемата зона* (B) има много ниска проницаемост, респ. добра способност да задържа замърсители като цяло. Опитно установената за раздробен материал от тази зона стойност на n_S предполага относително висока задържаща способност на запълнителя в ограничените по размер и количество пукнатини в скалния масив.
- Стойностите за надлъжната дисперсивност α_L за всички изследвани проби са изключително ниски – от порядъка на няколко милиметра. Това е свързано с малкия мащаб на лабораторните тестове.



Фиг. 5. Резултати от индикаторните опити в колони

Литература

Гълъбов, М., Н. Стоянов. 2005. *Динамика на подземните води*. С., Изд. В. Недков.

Иванов, Р. 1960. Магматизмът в Източнородопското палеогенско понижение. Част I. Геология. – *Тр. геол. България, Сер. Геохим. и пол. изкоп., 1*, 311-387.

Стоянов, Н. 2003. *Оценка и прогнозиране на замърсяването на подземните води от депа за твърди битови отпадъци.* Дисертация, С., 215 с.

Стоянов, Н. 2006. Идентификация на миграционните параметри на порестата среда по данни от лабораторни опити в колони – *Спис. БУЛАКВА,* 1.

Dabovski, C., A. Harkovska, B. Kamenov, B. Mavrudchiev, G. Stanisheva-Vassileva, Y., Yanev. 1991. A geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria. – *Geologica Balc., 21*, 4, 3-15.

Griffiths, D. H., R. D. Barker. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. – *J. of Applied Geophysics, 29*, 211-226.

Harkovska, A., Y. Yanev, P. Marchev. 1989. General features of the Paleogene orogenic magmatism in Bulgaria. – *Geologica Balc., 19*, 1, 37-72.

Loke, M. H. 2001. *A practical guide to RES2DINV ver. 3.4; Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method.* Geotomo Software, Penang, Malaysia, 96.

Yanev, Y., B. Mavroudchiev, R. Nedyalkov. 1989. Paleogene collision-related basalts and basaltic andesites in the Eastern Rhodope, Bulgaria. – *J. Volcanol. Geotherm. Res., 37,* 187-202.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

УСЛОВИЯ ЗА МИГРАЦИЯ НА НЕСОРБИРУЕМИ ЗАМЪРСИТЕЛИ В НЕВОДОНАСИТЕНАТА ЗОНА НА ПАЛЕОГЕНСКИТЕ ВУЛКАНИТИ В РАЙОНА НА ГРАД ХАСКОВО. ЧАСТ 2. МАТЕМАТИЧЕСКИ МОДЕЛ

Николай Стоянов

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

РЕЗЮМЕ. Посредством математически модел са симулирани условията за миграция на несорбируеми замърсители в неводонаситената зона на палеогенските вулканити. Използван е детерминистичен подход за моделиране на установените в масива ниско рангови хидрогеоложки единици. Всяка единица е представена като двумерен обект с дефинирани граници и характеристики. Моделът отчита конвективния пренос на вещество, обратимото елиминиране (сорбция-десорбция), хидродинамичната дисперсия, молекулярната дифузия и смесването. С него е направена прогноза за развитието на миграционните процеси до дълбочина 80 m при продължително действащ повърхностен източник на замърсяване и е оценена естествената защитеност на палеогенските вулканити.

MASS TRANSPORT CONDITIONS FOR NONSORPTIVE POLLUTANTS IN THE UNSATURATED ZONE OF PALEOGENE VOLCANICS IN THE HASKOVO CITY REGION. PART 2. MATHEMATICAL MODEL

Nikolay Stoyanov
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; asmg.bg@gmail.com

ABSTRACT. Mass transport conditions for nonsorptive pollutants in the unsaturated zone of Paleogene volcanics are simulated by a mathematical model. A deterministic method is used for modeling the differentiated low range hydrogeological units in the massif. Each unit is presented as a 2-D object with defined boundaries and characteristics. The model involves convective mass transport, sorption, hydrodynamic dispersion, molecular diffusion, and mixing. The developed model is used for prognosticating the progress of migration processes down to a depth of 80 m under the conditions of a continuously active surface source of pollution and for estimating the natural protection to the Paleogene volcanics.

Методичен подход

Основната задача на проведените математически моделни изследвания е да се направи количествена оценка на условията за разпространение на повърхностни замърсители в неводонаситената част на изследвания скален масив. За тази цел е разработен двумерен (2D) математически модел, с който е симулирано поведението на бързоподвижните замърсители в зоната на аерация по примера на хлоридните йони (Cl^-). На тази база е направена прогноза за развитието и възможния обхват на процесите на замърсяване в подповърхностното пространство за период от 300 години и са оценени самопречистващите способности на палеогенските вулканити.

При математическото моделиране на условията за движение на замърсители в зоната на аерация се решават две основни задачи: филтрационна и миграционна. Първата задача е свързана с определянето на стойностите на потока във всяка точка на полето с променлива водонаситеност. Втората задача включва същинското моделиране на движението на замърсителите. За решаването на тези две задачи е използвана компютърната програма VS2DTI (Variably Saturated 2D Interface), която е разработена от Геоложката служба на САЩ (USGS). Програмата включва три основни модула: VS2DTI – симулира филтрационния поток и преноса на вещество; VS2HI – симулира филтрационния поток и топлинния пренос и VS2DPOST – за визуализация на резултатите от предходните две програми (Lappala et al., 1987; Healy, 1990; Hsieh et al., 2000; и др.).

Математическият 2D модел е съставен с програмния пакет VS2DTI, алгоритъмът на който използва числов модел по крайните разлики за решаване на уравнението на потока и на конвективно-дисперсионното уравнение (Richards, 1931, Philip, 1958; Bear, 1979; и др.). Пакетът предлага няколко възможни схеми за моделиране на връзката между всмукващия потенциал, влажността и коефициента на влагопроводност посредством функциите, предложени от van Genuchten (1980), от Brooks and Corey (1964) и от Haverkamp et al (1977), или чрез таблични стойности. Началните хидравлични условия се специфицират със статичен равновесен профил, със зададен всмукващ потенциал или със зададена влагонаситеност. По границите на моделната област е

възможно да се задават стойностите на всмукващия потенциал или общия напор, разхода, инфилтрационното подхраване, евапорацията, транспирацията и гранични елементи с възможно протичане. Преносът на вещество се описва при отчитане на конвективния пренос, дисперсията, обратимото елиминиране (адсорбция и йонен обмен) и необратимото елиминиране (Bear, 1979; и др.).

Подробна информация относно използвания в алгоритъма на компютърната програма VS2DTI математически апарат и методически указания за нейното прилагане са дадени в голям брой литературни източници (Lappala et al., 1987; Healy, 1990; и др.).

Концептуален модел

Математическият модел на условията за разпространение на замърсителите и за прогнозиране на тяхното поведение в подповърхностното пространство е разработен при следните предпоставки.

Обект на разглеждане е скалният масив от палеогенски вулканити край с. Гарваново, Хасковско. В разреза са установени три ниско рангови хидрогеоложки единици: първа слабо проницаема зона (А-1), втора слабо проницаема зона (А-2) и много слабо проницаема зона (В). Пространственото положение и филтрационните характеристики на тези единици са дефинирани по данни от сондажното проучване, геолого-геофизичните изследвания и опитно-филтрационните тестове (Стоянов и др., 2010). Стойностите на величините, характеризиращи задържащата способност на средата (сорбционната порестост n_S, респ. коефициентът на разпределение K_D) са определени въз основа на проведените лабораторни индикаторни опити. За дисперсивността са зададени стойности, съобразени с цитираните в специализираната литература данни за подобен тип среда (Garabedian, Gelhar and Celia, 1988; Gelhar et all, 1992; Harpaz, 1965; Papadopulos and Larson, 1978 и др.). Осреднените стойности на филтрационните и миграционните характеристики за всяка хидрогеоложка единица са посочени в табл. 1.

Таблица 1. *Филтрационни и миграционни характеристики на хидрогеоложките единици (моделните зони)*

Параметър	Хидрогеоложка единица (моделна зона)		
	А-1	А-2	В
Обща порестост n, -	0.24	0.30	0.085
Плътност на скелета ρ_d, g/cm^3	1.89	1.82	2.25
Коефициент на филтрация k, m/d	0.05	0.10	0.005
Сорбционна порестост n_S, -	0.91	0.89	0.52
Коеф. на разпределение K_D, cm^3/g	0.47	0.45	0.21
Надлъжна дисперсивност α_L, m	1.6	2.0	0.6
Коефициент на дифузия D_M, 10^{-4} m^2/d	3.0	3.5	1.0

Приетата работна хипотеза предполага, че в продължение на 10 години от земната повърхност в скалния масив непрекъснато постъпват води с високо съдържание на хлоридни йони (c_{Cl} = 1000 mg/l). Предвид ниските филтрационни характеристики на геоложката основа се предполага, че само част от тези води се инфилтрират в дълбочина, а друга част се оттичат повърхностно, следвайки естествения наклон на терена. Въз основа на предварително проиграните вариантни решения със задаване на различни стойности на скоростта на инфилтрация на „замърсените" води W_p (при равни други условия) се установи, че математическият модел е устойчив при W_p не по висока от 2.5x10^{-4} m/d.

Същевремено, в регионален план от повърхността постъпват и около 5-6 % от падналите валежи. При средна годишна сума на валежа за станция Хасково 668 mm, за скоростта на инфилтрация на валежните води е приета стойността W = 1x10^{-4} m/d. Съдържанието на хлоридни йони в тези води е нищожно малко (c_{Cl} = 0 mg/l). В модела е прието още, че след десетата година от земната повърхност в масива постъпват единствено чисти валежни води (c_{Cl} = 0 mg/l) със скорост W = 1x10^{-4} m/d.

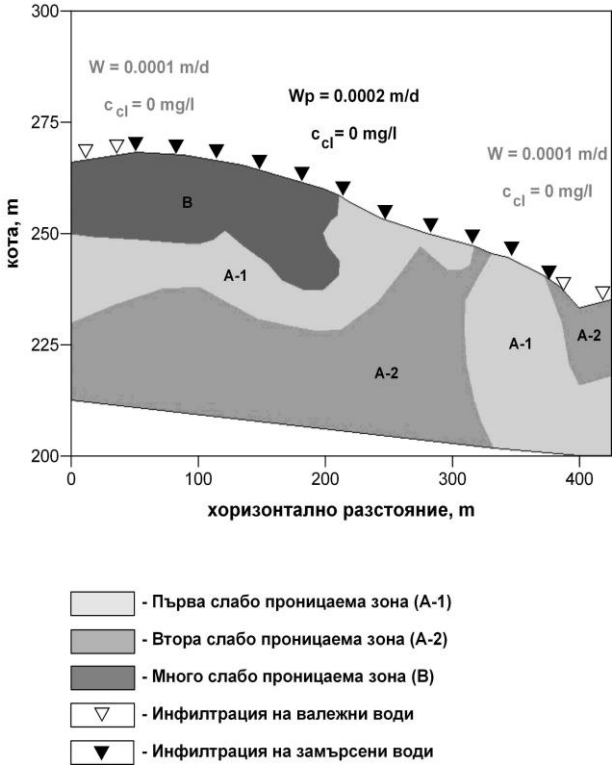
Прогнозата за разпространение на бързоподвижните замърсители (по примера на Cl^-) в подповърхностното пространство е направена в различни моменти от време за период от 300 години.

Композиране на математическия модел

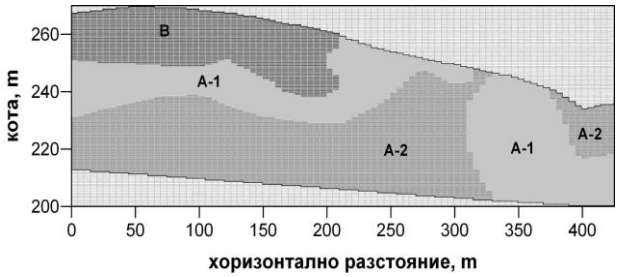
При композирането на модела са използвани програма VS2DTI и основните положения, представени в концептуалния модел.

Математическият модел е двумерен. Трите ниско рангови хидрогеоложки единици са симулирани с три моделни зони (фиг. 1). Всяка зона е зададена с геометрия, филтрационни и миграционни характеристики, отговарящи на реалните (вж. табл. 1). Връзката между всмукващия потенциал, съдържанието на влага и коефициента на влагопроводност е моделирана с помощта на функциите на van Genuchten. В случая за параметрите RMC, α и β са използвани посочените в специализираната литература стойности за подобен тип геоложка среда. За моделиране на реакциите между течната и твърдата фаза е използвана линейната изотерма на Henry.

В математическия модел времето за симулация е разделено на 300 стрес периода. Всеки период е с дължина 1 година. През първите 10 стрес периода се приема, че от повърхността постъпват замърсени води със скорост на инфилтрация W_p = 2.5x10^{-4} m/d. Входната концентрация на хлоридните йони е c_{Cl} = 1000 mg/l (фиг. 1). В следващите стрес периоди (от 11 до 300) постъпването на хлоридни йони от повърхността е прекратено и по цялата граница е зададено гранично условие W = 1x10^{-4} m/d и c_{Cl} = 0 mg/l, т.е. че в масива се инфилтрират единствено чисти валежни води. При дискретизацията на моделната област е използвана ортогонална мрежа с размери на клетките 0.5 x 5.0 m (фиг. 2).



Фиг. 1. Граници на хидрогеоложките единици (моделните зони). Гранични условия



Фиг. 2. Моделна мрежа. Граници на моделните зони

Прогнозни решения

С разработения математически модел на условията за движение на бързоподвижните замърсители е направена прогноза за обхвата и степента на замърсяване в палеогенските вулканити в края на всеки стрес период.

За илюстрация на получените резултати на фиг. 3 са представени четири вертикални карти по съдържание на хлоридни йони. Те дават много добра представа за настъпилите промени в концентрационното поле в подповърхностното пространство в изчислителни моменти 1, 3, 5 и 10 години, т.е. в условията на непрекъснато постъпване на замърсители от повърхността.

На фиг. 4 са представени други четири карти – за моменти 25, 50, 100 и 300 години след елиминиране на повърхностния източник на замърсяване. Тези карти илюстрират възможното последващо разпространение на замърсителите в палеогенските вулканити при условие, че от повърхността се инфилтрират единствено чисти валежни води.

Анализ на резултатите от комплексното изследване на условията за миграция на замърсители в палеогенските вулканити

Обработката, систематизацията и сравнителният анализ на резултатите от проведените геоложки, геоелектрични, хидрогеоложки и математически моделни изследвания позволяват да се направят следните обобщения и изводи относно условията за миграция на замърсители в неводонаситената зона на палеогенския скален масив.

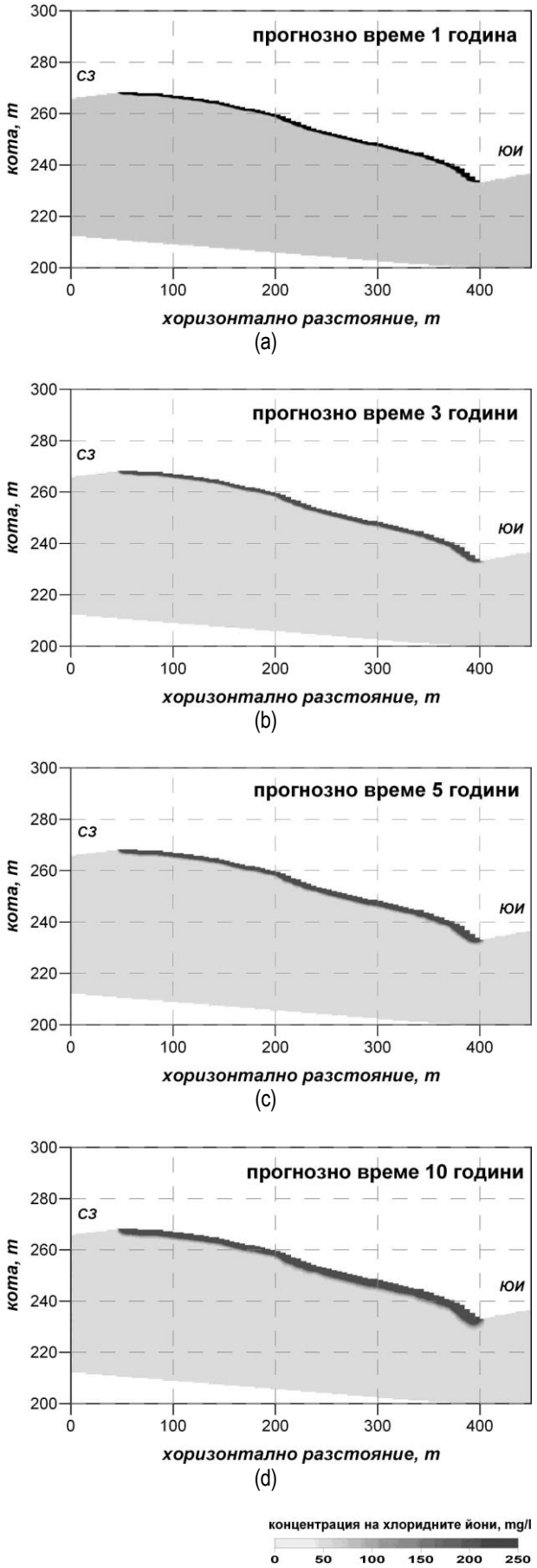
(1) Скалният масив се характеризира с еднообразен геоложки строеж. Изграден е главно от два вида вулкански скали: пирокластити (туфи) и вулканити (латити). Преобладаващо присъствие в масива имат пирокластитите, а вулканитите са в подчинено положение.

(2) Вулканските скали до дълбочина 50-60 m са засегнати в различна степен от изветрителни процеси и от други по-късни промени. Наблюдаваните изменения засягат най-силно матрикса на пирокластитите, докато късовете от латити са много слабо променени. В резултат на това в скалния масив са се формирали зони с различни физико-механични, филтрационни и миграционни характеристики.

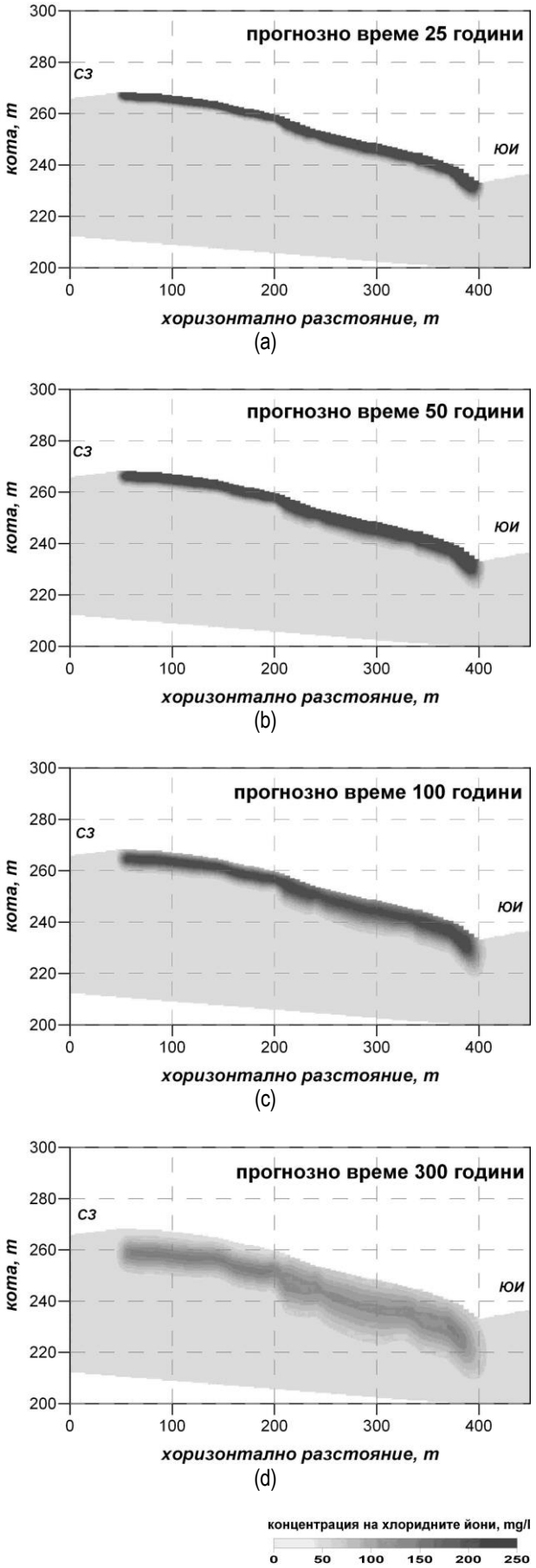
(3) В неводонаситената част на масива се детерминират три ниско рангови хидрогеоложки единици (зони): *първа слабо проницаема зона* (зона А-1); *втора слабо проницаема зона* (зона А-2) и *много слабо проницаема зона* (зона В).

- *Първата слабо проницаема зона* е формирана в участъците от масива, в които съотношението между скалните късове и матрикса е около и под 50 %. Тази зона притежава относително ниска водопропускливост и голяма способност да сорбира вещество.
- *Втората слабо проницаема зона* се установява в участъците с 60-70 % и повече свързващо вещество между скалните късове (матрикс), в силно изветрелите латити и в зоните със силно променен матрикс в дълбочина. Тя се характеризира с малко по-висока водопропускливост и приблизително същата задържаща способност.
- *Много слабо проницаема зона* попада в границите на разпространение на неизветрелите, плътни латити и в част от незасегнатите от вторична промяна пирокластити. В тази зона вулканитите са здрави, плътни и много слабо водопропускливи. Раздробеният материал, запълващ ограничените по размер и количество пукнатини, се характеризира с относително висока сорбционна порестост.

(4) Геоморфоложките и хидрогеоложките условия в района предпоставят доста ограничени възможности за инфилтрация на води в подповърхностното пространство. Дори в условията на непрекъснато изтичане на големи водни количества върху значителна площ от изследваната територия, само малка част от тях ще се инфилтрират в дълбочина, а останалата ще се оттича повърхностно, следвайки естествените релефни форми.



Фиг. 3. Разпространение на замърсителите при непрекъснато постъпване на замърсени води от повърхността



Фиг. 4. Разпространение на замърсителите след елиминиране на повърхностния източник на замърсяване

(5) Сравнителният анализ на представените на фиг. 3 и фиг. 4 моделни решения дава основание да се направи следния коментар за възможните размери и динамика на процесите на замърсяване на скалния масив и за самопречистващата способност на палеогенските вулканити:

- Слабата водопропускливост и голямата задържаща способност на палеогенския масив предполагат, че инфилтрирането на повърхностни замърсители в него ще е твърде ограничено. Моделните изследвания показват, че дори при наличие на постоянен и продължително действащ повърхностен замърсител за период от 10 години замърсяването ще засегне само горната част на масива до дълбочина 6-7 m (фиг. 3). Следователно най-бързите замърсители (Cl^-) ще мигрират със скорост около 0.5 m/an. При това замърсените части в много слабо проницаемата зона (зона B) ще бъдат с около два пъти по-малък обхват от този в слабо проницаемите зони (A-1 и A-2). Същевременно, най-интензивното замърсяване ще е в приповърхностната част от разреза (до дълбочина 2-3 m), където концентрацията на Cl^- ще е около 750 mg/l. Тяхната концентрация в другите части на вече замърсената зона ще бъде под 400 mg/l. Най-често тя ще е около 250 mg/l, т.е. четири пъти по-ниска от тази в постъпващите от повърхността замърсени води.
- Поради ниските филтрационни характеристики на палеогенския масив, конвективният пренос на вещество в него е ограничен. Определящо значение за движението на замърсителите имат молекулярната дифузия и дисперсията. Това е причината и за твърде забавена динамика на миграционните процеси в масива. Прогнозните изчисления показват, че след ликвидиране на повърхностния замърсител, замърсената вече зона ще продължи макар и с по-бавни темпове да се разширява и да напредва в дълбочина и латерално, а концентрацията на Cl^- в нея ще започне постепено да намалява (вж. фиг. 4). Може да се очаква, че след 100 години замърсяването в слабо проницаемите зони (A-1 и A-2) ще достигне до дълбочина 16-18 m, като концентрацията на Cl^- ще е под 200 mg/l, но най-често около 150 mg/l. В много слабо проницаемата зона (B) замърсената част ще заема подповърхностното пространство до дълбочина 8-9 m от терена, но тук концентрациите ще са все още високи – в диапазона 250-300 mg/l. В хоризонтална посока замърсяването ще е ограничено в много тясна ивица с широчина 10-15 m.
- В края на симулационния период (след 300 години) замърсяването ще обхваща вулканския масив до дълбочина не по-голяма от 25-30 m и на не повече от 20-25 m в хоризонтална посока (вж. фиг. 4d). Същевременно, в така очертаните граници съдържанието на Cl^- ще бъде в диапазона от 10 до 150 mg/l, но най-често около 30-40 mg/l.
- Направените прогнози дават основание да се предполага, че в резултат на процеси на обратимо елиминиране (сорбция), молекулярна дифузия, дисперсия, конвективен пренос и смесване за един много по-дълъг период палеогенският масив постепено ще се изчисти от постъпилите в него подвижни и относително консервативни замърсители.

В заключение може да се обобщи, че изследваният скален комплекс от палеогенски вулканити край с. Гарваново се характеризира с много добра способност да задържа постъпващите от повърхността замърсители. При наличие на постоянен и продължително действащ повърхностен замърсител възможното замърсяване на масива ще е дълготрайно, но с доста ограничени размери.

Литература

Стоянов, Н. 2003. *Оценка и прогнозиране на замърсяването на подземните води от депа за твърди битови отпадъци.* Дисертация, С., МГУ, 215 с.

Стоянов, Н., Б., Банушев, С. Димовски, С. Неделчева. 2010. Условия за миграция на несорбируеми замърсители в неводонаситената зона на палеогенските вулканити в района на Хасково. Част 1. Детерминиране на ниско рангови хидрогеоложки единици. – *Год. МГУ, св. I, Геол. и геофиз.* (под печат).

Bear, J. 1979. *Hydraulics of Groundwater*. McGraw-Hill, New York, 569 p.

Brooks, R. H., A. T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. *Fort Collins, Colorado State University Hydrology Paper 3*, 27 p.

Garabedian, S. P., L. W. Gelhar, M. A. Celia. 1988. Large-scale dispersive transport in aquifers. – *Field experiments and reactive transport theory. Rep. 315*, Ralph M. Parsons Lab. for Water Resour. and Hydrodyn., Mass. Inst. of Technol., Cambridge.

Gelhar, L. W., C. Welty, K. R. Rehfeldt. 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. – *Water Resour. Res.*, *28*, 7, 1955-1974.

Harpaz, Y. 1965. Field experiments in recharge and mixing through wells. – *Underground Water Storage Study Tech. Rep. 17*, Publ. 483, Tahal-Water Plann. for Israel, Tel Aviv.

Haverkamp, R., M. Vauclin, J. Tovina, P. J. Wierenga, G. Vachaud. 1977. A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. – *Soil Science Society of America Proceedings, 41*, 285-294.

Healy, R. W. 1990. Simulation of solute transport in variably saturated porous media with supplemental information on modifications to the u.s. geological survey's computer program VS2D. – *USGS, Water-Resour. Inv. Rep. 90-4025*, 125 p.

Hsieh, P. A., W. Wingle, R. W. Healy. 2000. VS2DI - A graphical software package for simulating fluid flow and solute or energy transport in variably saturated porous media. – *USGS, Water-Resour. Inv. Rep. 99-4130*.

Lappala, E. G., R. W. Healy, E. P. Weeks. 1987. Documentation of computer program VS2D to solve the equations of fluid flow in variably saturated porous media. – *USGS, Water-Resour. Inv. Rep. 83-4099*, 184 p.

Papadopulos, S.S., S.P. Larson. 1978. Aquifer storage of heated water. – *Ground Water*, *16*, 4, 242-248.

Philip, J. R. 1958. Theory of infiltration. – *Soil Sci. Soc. Am. J., 83*, 5-6; *84*, 2-3-4.

Richards, L. A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. – *Physics,* 1, 5, 318-333.

van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. – *Soil Sci. Soc. Am. Proc, 44*, 5, 892-898.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

АЛГОРИТМИ И ПРОГРАМИ ЗА ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НА ДВУМЕРНИ ГРАВИТАЦИОННИ АНОМАЛИИ В МАТЛАБ СРЕДА

Християн Цанков, Ради Радичев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; ch.tzankov@gmail.com; radirad@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Разработени са пакет от алгоритми и компютърни програми за решаване на правата и обратната гравиметрична задача за двумерни тела от звезден тип. Приложенията са написани на вградения в програмната системата MATLAB софтуерен език и работят както в MATLAB среда, така и самостоятелно под Windows. Достоверността на решението на правата задача с разработените за целите на моделирането програми е проверена чрез серия от тестове. За проверка възможностите за решаване на обратната гравиметрична задача, програмите са апробирани върху моделни аномалии при различно ниво на шума (грешката във входните данни) в аномалното гравитационно поле. Оптимизацията на модела е извършена по методът на Левенберг-Марквард. Получените резултати са анализирани.

ALGORITHMS AND PROGRAMMES FOR INTERPRETATION OF 2D GRAVITY ANOMALIES DEVELOPED IN MATLAB

Christian Tzankov, Radi Radichev
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; ch.tzankov@gmail.com; radirad@abv.bg

ABSTRACT. A set of interactive GUI programs has been developed fitted to work in MATLAB environment and as self-standing program under Windows. The programs are used to solve both the direct and the inverse gravity problems for two-dimensional star-shaped body models. In order to test the reliability and the stability of the results obtained by solving the direct problem a series of tests are carried out. To prove the computing opportunities of the programs by the optimization of the gravity data the Levenberg-Marquardt method is used. The tests are applied on various model anomalies with different level of noise (input error) added into the anomalous gravity field. The obtained results are analysed.

Въведение

Разработените алгоритми и програми за интерпретация на гравитационни аномалии в MATLAB среда дават възможност за реализиране метода на регуляризацията в рамките на даден модел, включващ няколко различни по форма тела. За оптимизацията на моделите се използва допълнителна информация, която според теорията за некоректно поставените задачи, стабилизира решението на обратната гравитационна задача.

От особена важност за решаването на правата задача, която е елемент от алгоритъма за решаване на обратната задача е създаването на гъвкави, разнообразни модели, които в зависимост от поставените геоложки задачи биха апроксимирали достатъчно добре реалната геоложка среда. Решението на правата задача се усложнява значително за аномално поле създадено от множество тела с произволна форма и сложно разпределение на плътността.

Ефективното използване на изчислителната техника съвместно със съвременни програмни продукти и/или собствен код за решаване на задачата е от голямо значение за постигането на добри резултати при интерпретацията на геофизичните данни. Изчислителната сложност на задачата може да бъде редуцирана с избора на подходяща апроксимация на смущаващите тела така, че те да се описват достатъчно точно с неголям брой параметри при проста връзка между параметрите и аномалното поле. В двумерните задачи най-големи удобства предлага апроксимацията на сечението на телата към многоъгълната форма (Talwani, 1965; *Гравиразведка*, 1981). Този начин за описване на смутителите е залегнал в основата на разработените алгоритми и програми за изчисляване на двумерни гравитационни аномалии разгледани по-нататък.

Кратко описание на програмната система MATLAB

MATLAB е диалогова програмна система за научно-технически пресмятания и визуализация на получените резултатите. Тя интегрира в себе си възможности за аналитични преобразувания, числени пресмятания и графично представяне на получените резултати. Ориентирана е към работа с масиви от данни – вектори, матрици, многомерни масиви, масиви от клетки и масиви от записи. Оттук идва и наименованието MATLAB – MATrix LABoratory. За разлика от обикновените "скаларни" езици от типа на C и FORTRAN, при които операциите с масиви често се реализират чрез организиране на цикли, системата MATLAB позволява с един единствен оператор

да се извършват едновременно действия над всички елементи на даден масив, като по този начин в редица ситуации тази необходимост отпада.

В системата MATLAB са вградени функции за решаване на основни задачи от линейната алгебра и числения анализ, за обработка на експериментални данни, за двумерна и тримерна графика, за анимация и др. Ядрото на системата непрекъснато се допълва с пакети приложни програми, наречени инструменти (toolboxes), решаващи проблеми в определени области на науката и техниката.

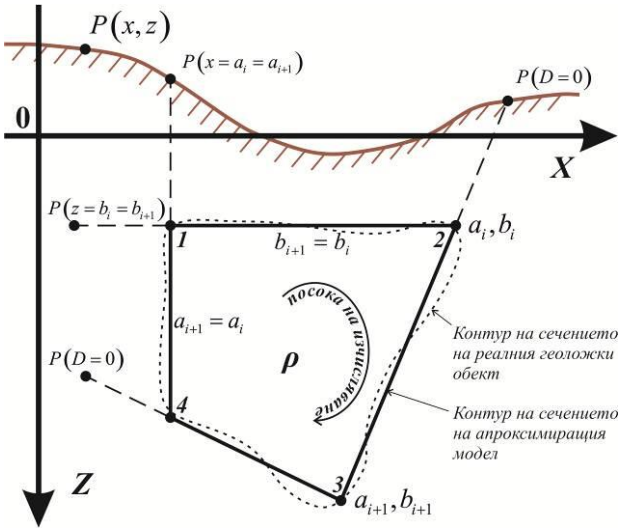
MATLAB има вграден програмен език от високо ниво, което позволява работата на системата не само в режим на калкулатор, но и в програмен режим. Това дава възможност на изследователя да създава свои собствени програми и функции, решаващи определени задачи от областта на научните му интереси. Веднъж написани, тези програми се изпълняват по същия начин, както и останалите функции на системата. MATLAB има възможност за интегриране с някои широко приложими и мощни програмни средства. От нейната работната среда могат да се изпълняват функции и оператори от ядрото на водещата сред системите за компютърна алгебра програма MAPLE. Програмният инструмент Notebook, чрез който се осъществява интеграцията на MATLAB с MS Word, дава възможност, работейки с Word, да бъдат създавани документи, които съдържат едновременно обикновен текст, команди на MATLAB и резултатите от тяхното изпълнение (изрази, формули, графични изображения).

Благодарение на практически неограничените възможности на системата, нейната гъвкавост и удобната за работа операционна среда, MATLAB е мощно средство за изчисления, анализи и оптимизация в най-различни области на познанието (Тончев, 2007; 2008; 2009).

Алгоритми и програми за решаване на правата гравиметрична задача GRAVG-2Ds

Описание на използваните алгоритми

Апроксимацията на смутителите към многоъгълната форма дава възможност двумерните аномалии от хомогенни тела да се изчислят точно с крайни алгебрични изрази, получавани след последователно интегриране по линейните елементи от контура на един или няколко многоъгълници, пресъздаващи максимално близко с минимален брой параметри формата на търсените аномалообразуващи тела от разреза (фиг. 1). В конкретния случай, за решаване на гравитационната задача, площният интеграл на сечението на тялото се представя чрез криволинеен интеграл по контура на сечението (Страхов, 1973). Получаваните след интегрирането алгебрични изрази имат твърде сложен вид. За целите на съставянето на рационален програмен алгоритъм съответните изрази са анализирани и обработени като се отделени общи и повтарящи се елементи в тяхната структура (Ставрев, 1985).



Фиг. 1. Многоъгълно сечение и особени положения на изчислителните точки *P* и контурите на отсечки на смущаващо тяло с ефективна плътност *ρ*

Задачата е решена в декартова координатна система с ос X, насочена надясно и ос Z – вертикално надолу. Координатите на изчислителните точки по профила се отбелязват с x и z, а на ъгловите точки от модела на многоъгълника – с a и b като аномалния ефект от коя да е от наклонените му страни, заключена между точки с координати (a_i, b_i) и (a_{i+1}, b_{i+1}) се изчислява с помощта на представените по-долу програмни изрази за елементите Δg, V_{xz} и V_{zz} на гравитационните аномалии (Ставрев, 1985; Радичев, 1988):

$$\overline{\Delta g} = 2G\rho S_g\,, \qquad S_g = \frac{D}{A}\left(\frac{k}{2}L - DS_1\right), \tag{1}$$

$$\overline{V_{xz}} = 2G\rho k\left[\frac{D}{A}\left(S_1 - \frac{D}{k}S_{1x} + \frac{x_2}{F_2} - \frac{x_1}{F_1}\right) - \frac{1}{D}S_g\right], \tag{2}$$

$$\overline{V_{zz}} = 2G\rho\frac{D}{A}\left(\frac{M_2+kD}{M_2^2+D^2} - \frac{M_1+kD}{M_1^2+D^2} + \right.$$
$$\left. +k\frac{D+kx_2}{F_2} - k\frac{D+kx_1}{F_1} + \frac{A}{D^2}S_g\right), \tag{3}$$

където

$$k = \frac{b_{i+1}-b_i}{a_{i+1}-a_i}\,;\; d = \frac{a_{i+1}b_i - a_i b_{i+1}}{a_{i+1}-a_i}\,;$$

$$A = 1+k^2\,;\; x_1 = x - a_i\,;\; x_2 = x - a_{i+1}\,;$$

$$D = z - d - kx\,;\; E = x + k\left(z-d\right);$$

$$c = x^2 + \left(z-d\right)^2\,;\; M_l = Aa_l - E\,;$$

$$F_l = Aa_l^2 - 2Ea_l + c\,;\; l = i, i+1\,;$$

$$S_1 = \frac{1}{D}\left(\arctan\frac{M_2}{D} - \arctan\frac{M_1}{D}\right);$$

$$S_{1x} = \frac{1}{D}\left(kS_1 + \frac{kM_2 - D}{M_2^2 + D^2} - \frac{kM_1 - D}{M_1^2 + D^2}\right);$$

$$L = \ln\left|\frac{F_2}{F_1}\right|;$$

ρ – ефективна плътност на тялото;
G – гравитационната константа.

Тези изрази не са приложими във всички случаи, тъй като е възможно при конкретно разположение на изчислителните точки да получат неопределени стойности. Освен това е възможно и опростяването им при дадени ситуации, което намалява необходимото машинно време. Тези особени случаи, показани на фиг. 1 и съответните изрази заложени в програмите са представени по-долу:

а) $D = 0$ – изчислителната точка лежи по продължението на наклонена страна на многоъгълника

$$\overline{\Delta g} = 0\,, \tag{4}$$

$$\overline{V_{xz}} = -G\rho\frac{k^2}{A}L\,, \tag{5}$$

$$\overline{V_{zz}} = G\rho\frac{k}{A}L\,. \tag{6}$$

б) $k = 0$ – страната на многоъгълника е хоризонтална, т.е. $b_{i+1} = b_i$

- ако $z \neq b_i$

$$\overline{\Delta g} = 2G\rho h_1\left(\arctan\frac{x_2}{h_1} - \arctan\frac{x_1}{h_1}\right), \tag{7}$$

$$\overline{V_{xz}} = 2G\rho\frac{h_1^2\left(x_1^2 - x_2^2\right)}{\left(x_1^2 + h_1^2\right)\left(x_2^2 + h_1^2\right)}\,, \tag{8}$$

$$\overline{V_{zz}} = 2G\rho\left[\frac{h_1\left(x_1x_2 - h_1^2\right)\left(x_2 - x_1\right)}{\left(x_1^2 + h_1^2\right)\left(x_2^2 + h_1^2\right)} + \frac{\overline{\Delta g}}{2G\rho h_1}\right], \tag{9}$$

където

$$h_1 = z - b_i\,;\; h_2 = z - b_{i+1}\,.$$

- при $z = b_i$, но извън отсечката

$$\overline{\Delta g} = 0\,, \tag{10}$$

$$\overline{V_{xz}} = 0\,, \tag{11}$$

$$\overline{V_{zz}} = 0\,. \tag{12}$$

в) $a_{i+1} = a_i$ – страната на многоъгълника е вертикална, т.е. $k = \pm\infty$

- ако $x \neq a_i$

$$\overline{\Delta g} = 2G\rho x_1 \ln\frac{x_1^2 + h_1^2}{x_1^2 + h_2^2}\,, \tag{13}$$

$$\overline{V_{xz}} = 2G\rho\left[\frac{1}{2}\ln\frac{x_1^2 + h_1^2}{x_1^2 + h_2^2} + \frac{x_1^2\left(h_2^2 - h_1^2\right)}{\left(x_1^2 + h_1^2\right)\left(x_1^2 + h_2^2\right)}\right], \tag{14}$$

$$\overline{V_{zz}} = 2G\rho x_1\frac{\left(h_2 - h_1\right)\left(h_1h_2 - x_1^2\right)}{\left(x_1^2 + h_1^2\right)\left(x_1^2 + h_2^2\right)}\,. \tag{15}$$

- ако $x = a_i = a_{i+1}$

$$\overline{\Delta g} = 0\,, \tag{16}$$

$$\overline{V_{xz}} = G\rho\ln\frac{h_1^2}{h_2^2}0\,, \tag{17}$$

$$\overline{V_{zz}} = 0\,. \tag{18}$$

Горните изрази позволяват определянето на елементите на аномалното поле в коя да е точка от, около и всред смущаващите тела, с изключение на точките от техния контур.

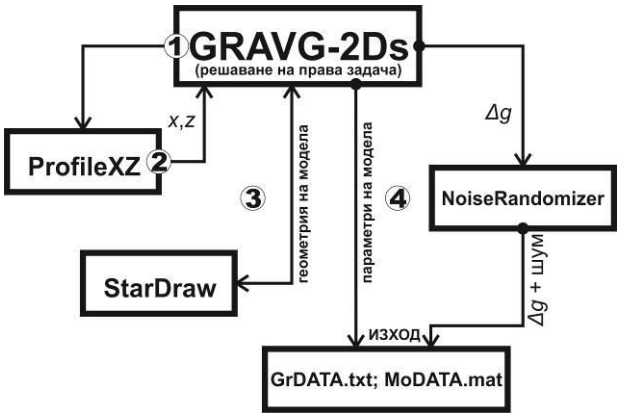
Описанието на смущаващите тела се прави по броя n на координатите на ъгловите точки a_{ij} и b_{ij} на контура $i = 1,n$ за всяко тяло j по отделно – $j = 1,m$. Координатите се взимат последователно от произволна начална точка по посока на часовниковата стрелка. Изчислителните точки се задават с координатите си x и z по равен или неравен профил с равна или неравна стъпка. Във всяка една от тези точки последователно се сумира влияенето на всички страни на всички тела от гравитационния разрез. Сумарната стойност на елемент от изчислителния профил се изчислява по следния начин:

$$\Delta g\left(x,z\right) = \sum_{j=1}^{m}\sum_{i=1}^{n}\overline{\Delta g_{ij}}\left(x,z\right). \tag{20}$$

Решаване на права двумерна гравиметрична задача с програма GRAVG-2Ds

Главната програма *GRAVG-2Ds* работи в два режима. В първия режим се извършва само решаване на правата задача, т.е. изчисляване полето на модела без то да се оптимизира. При вторият режим се решава обратната гравиметрична задача чрез оптимизация на модела. След стартирането на главната програма, диалогов прозорец дава възможност на оператора да избере вида на решаваната задача (права или обратна). В зависимост от този избор се изпълняват различни подпрограми в определена последователност (фиг. 2 и 4).

Последователността на изпълнение на процедурата за решаване на правата гравиметрична задача е представена схематично на фиг. 2.



Фиг. 2. Структурна схема на процедурата за решаване на правата гравиметрична задача с последователност (от 1 до 4)на изпълнение на програмите

При избор на права гравиметрична задача стартира подпрограмата *ProfileXZ*, служеща за генериране на изчислителните точки от гравиметричния профил. Тук алтернативите са две: задаване параметрите в диалогов прозорец (дължина и стъпка) – за създаване на равномерен профил с нулева кота или четене от файл – за включване на релеф и/или произволно разположени изчислителни точки по профила.

След връщане към основната програма и запаметяване на променливите се стартира подпрограма *StarDraw*. Програмата позволява изчертаването в интерактивен режим на произволен брой многоъгълни тела или зареждането им от предварително създаден файл. След приключване се зарежда основната програма *GRVAG-2Ds*, която изчислява аномалията $V_z = \Delta g$. Изчисляват се и вторите производни V_{xz} и V_{zz} на гравитационната аномалия. Връзката между програмите *GRVAG-2Ds* и StarDraw може да бъде възобновявана многократно с цел промяна формата на телата или добавяна на нови.

За целите на провеждане на тестове при решаване на обратната гравиметрична задача резултатите се зашумяват с помощта на подпрограмата *NoiseRandomizer*, която добавя към стойностите на V_z, съответно 3%, 5% и 7% случаен шум, генерирайки три нови векторни променливи. В създадена за целта папка MoDATA в текстов файл с име GRData.txt се съхраняват данните за моделната аномалия (X, Z и Δg), а пълните данните за модела (измервателен профил, брой и геометрични параметри на телата, аномалията V_z и вторите производни V_{xz} и V_{zz}, аномалията V_z с различни степени на шум и т.н.) във файл с двоичен MATLAB формат – MoDATA.mat.

Тестване на програмата за решаване на правата гравиметрична задача

С цел оценяване стабилността на програмата *GRAVG-2Ds* и достоверността на получените при решаването на правата гравиметрична задача резултати са проведени редица сравнителни тестове. Изчислените по горeописания начин аномални стойности на гравитационното поле $\Delta g^{(pg)}$ за различни моделни смутители с правилно многоъгълно сечение са сравнени с аномалията $\Delta g^{(cyl)}$ създавана от безкраен хоризонтален хомогенен цилиндър пресметната с популярния израз

$$\Delta g^{(cyl)} = 2G\pi R^2 \rho \frac{\left(Z - z_c\right)^2}{\left(X - x_c\right)^2 + \left(Z - z_c\right)^2}, \qquad (21)$$

където R е радиусът на цилиндъра, а x_c и z_c – координатите на неговия център.

Моделите са апробирани в Декартова координатна система по профилна линия $X \in \left[-5000 \div 5000\right]$ m със стъпка $\Delta X = 250$ m. Геометричният център на телата е разположен под началото на координатната система на различни нива на сравнение (от 100 до 1000 m). Следните параметри са постоянни за всички модели:

- ефективната плътност ρ = 200 kg/m^3;
- площ на сечението S = 10 000 m^2;
- радиус на цилиндъра R = 56.42 m;
- координати на геометричния център на моделите по оста X x_c = 0;
- координати на геометричния център на моделите по оста Z за всяко отделно ниво на сравнение z_c = [100 ÷ 1000].

Стойностите на аномалното поле за всеки правилен многоъгълен модел са сравнени с тези на полето на цилиндър, разположен на същата дълбочина. За целта е изчислена средно-квадратичната грешка ε по формулата

$$\varepsilon = \pm\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(\Delta g_i^{(cyl)} - \Delta g_i^{(pg)}\right)^2}{2n}}. \qquad (22)$$

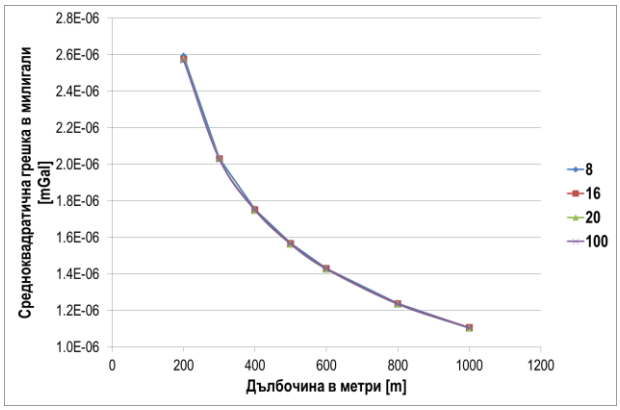
Получените резултати са представени таблично (табл. 1) и графично (фиг. 3).

Таблица 1. *Средноквадратична грешка в милгиали [mGal] между полето на моделните смутители и полето на цилиндричния модел за различни дълбочини*

Дълб. [m]	Брой страни на правилния многоъгълен модел				
	4	8	16	20	100
100	1.953e-02	1.996e-02	1.997e-02	1.997e-02	1.997e-02
200	1.751e-05	2.592e-06	2.574e-06	2.574e-06	2.570e-06
300	3.600e-06	2.032e-06	2.031e-06	2.031e-06	2.028e-06
400	1.949e-06	1.752e-06	1.752e-06	1.748e-06	1.749e-06
500	1.599e-06	1.567e-06	1.566e-06	1.562e-06	1.564e-06
600	1.439e-06	1.430e-06	1.430e-06	1.426e-06	1.427e-06
800	1.239e-06	1.238e-06	1.237e-06	1.234e-06	1.235e-06
1000	1.106e-06	1.106e-06	1.106e-06	1.103e-06	1.104e-06

От представените резултати се вижда, че разликата между моделните аномалии на изометричните източници и модела на безкраен хомогенен цилиндър намалява както с повишаване броя на страните на полигоните (т.е. с

приближаване към кръговата форма), така и с увеличаване разстоянието до източника. Освен това с отдалечаване от източника и нарастване броя на страните, намаляват разликите между самите модели като на разстояние от 200 m до източниците на полето кривите почти се припокриват (фиг. 3).



Фиг. 3. Графика на зависимостите между дълбочината до центъра на смутителя и средноквадратичната грешка на изчисленото аномално поле на различните по форма модели спрямо полето на цилиндър със същото сечение

Поради наличието на разлика от няколко порядъка в резултатите за грешката при преминаване от 200 към 100 m дълбочина и от квадратен към осмоъгълен модел (Табл. 1), тези стойности са изключени от горната фигура с цел графична прегледност. Трябва да се отбележи, че въпреки скокообразното нарастване на средноквадратичната грешка между ниво 200 m и ниво 100 m, нейните стойности са незначителни (максималната ѝ стойност е ~20 μGal) и имат само индикативен характер.

Решаване на обратната гравиметрична задача с програма GRAVG-2Ds

Кратко описание на програмите за решаване на обратната двумерна гравиметрична задача

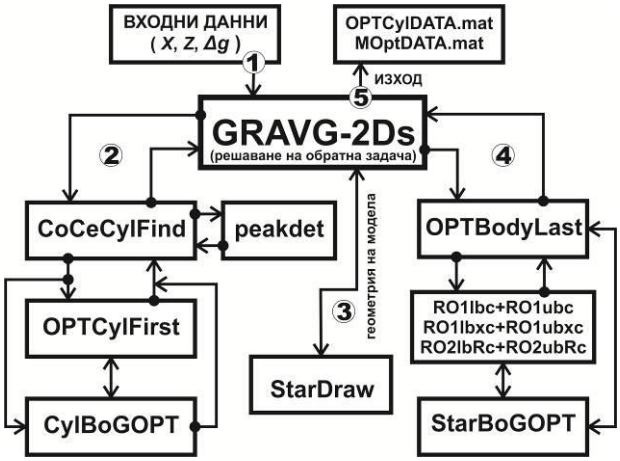
Пакетът от програми и подпрограми разработени за решаване на правата и обратна гравиметрични задачи е създаден в софтуерната среда за програмиране MATLAB. За решаване на обратната задача е използван интегрирания в MATLAB Оптимизационния модул (Optimization Toolbox), който съдържа множество алгоритми за стандартни оптимизационни задачи и такива с голяма размерност. Вградените алгоритми дават възможност за решаване задачи свързани с принудени и непринудени сигнали, дискретни и непрекъснати множества и др. Включени са функции за решаване на задачи от линейното, квадратичното и двоичното целочислено програмиране, нелинейната оптимизация, нелинейни най-малки квадрати, системи нелинейни уравнения и многообектова оптимизация и др.

След стартиране на програмата *GRAVG-2Ds* пред операторът има две алтернативи – решаване на права или обратна гравиметрична задача. Решаването на обратната гравиметрична задача (фиг. 4) изисква предварително да бъде подготвен текстов (*.txt, *.dat) или MS Excel (*.xls, *.xlsx) файл, съдържащ координатите на точките от измервателния профил и стойностите на наблюдаваната аномалия подредени в три колонки по начина показан в Таблица 2.

Таблица 2. *Начин на структуриране на входните данни за измервателния профил в предварителния файл за четене от програмата GRVAG-2Ds (текстовият файл не трябва да съдържа хедъри)*

X [m]	*Z* [m]	Δ*g* [mGal]
0.00	84.64	0.4254
5.00	85.34	0.4414
10.00	85.79	0.4583
…	…	…

След изчитане на входните данни програмата *GRVAG-2Ds* ги прехвърля към програмата за оптимизиране на нишкови модели *CoCeCylFind*, която от своя страна, с помощта на подпрограма *peakdet* (Billauer, 2008) намира локалните минимуми и максимуми на функцията на гравитационната аномалия, спрямо които изчислява първото приближение на нишковия модел. Данните за модела се оптимизират от програмата *OPTCylFirst*, която използва програмата за изчисляване полето на нишкови модели *CylBoGOPT* и модификация на оптимизационната MATLAB подпрограма *lsqcurvefit*. Оптимизационната процедура може да бъде повтаряна многократно от оператора, който по своя преценка добавя или премахва нишки към интерпретирания модел (първична оптимизация – етап 2).



Фиг. 4. Структурна схема на процедурата за решаване на обратната гравиметрична задача с последователност (от 1 до 5) на изпълнение на програмите

Визуализирания краен нишков модел дава представа за разпределението на точковите маси в пространството. В управляван от интерпретатора интерактивен режим, осъществяващ циклична връзка между изчислителната програма *GRVAG-2Ds* и програмата за чертане на звездовидни тела *StarDraw*, нишковият модел се заменя със ръчно минимизиран звездовиден такъв, състоящ се от произволни по брой и форма звездовидни тела (интерактивна оптимизация – етап 3).

Така получения начален модел q_0 се оптимизира с помощта на програмата *OPTBodyLast*, която след избор на

подходящ алгоритъм (Гаус-Нютонов, Левенберг-Марквард или с допустима област) и регуляризиращ оператор (подпрограми *RO1lbc* + *RO1ubc*, *RO1lbxc* + *RO1ubxc* и *RO2lbRc* + *RO2ubRc*, използващи различни методи за предотвратяване пресуването и фиксиране на геометричния център на звездовидните тела), използвайки подпрограмите *StarBoGOPT* и *lsqcurvefit* минимизира функционала $F(q)$ (фиг. 4 – етап 3).

Всички данни за началния и оптимизирания звездовиден модел, включително използваните настройки и параметри на оптимизацията се записват в изходния файл MOptDATA.mat. Данните за нишковия модел се съхраняват във файл OPTCylDATA.mat.

Тестване на програмата за решаване на обратната гравиметрична задача

В досегашната геофизична практика, като най-подходящ оптемизационен метод се е наложил методът на Левенберг-Марквард. Той е използван за тестване на програмата за решаване на обратната гравиметрична задача.

Програмата е апробирана върху модели на правилни четириъгълник (квадрат), петоъгълник и шестоъгълник. За съответните модели е решена правата гравиметрична задача. Следните параметри на модела на правата задача са общи за всички проведени тестове:

- дължина на профила X L = 1000 m;
- стъпка по профила X ΔX = 10 m;
- ефективната плътност ρ = 200 kg/m3;
- площ на сечението на модела S = 10 000 m2;
- координати на геометричния център на моделите по оста X x_c = 0;
- дълбочина до геометричния център на моделите по оста Z z_c = 200 m.

Получените резултати за аномалното поле Δg на отделните модели са зашумени с различни нива на широкоспектърен шум (3%, 5% и 7%), след което е решена обратната гравиметрична задача. Използвани са различни критерии за оценка устойчивостта на полученото решение описани накратко по-долу.

Разстоянието между синтетичния q_k и оптимизирания q_l модел е определено чрез модула на разлкиовия вектор

$$d_Q\left(q_k, q_l\right) = \left|\overrightarrow{q_k} - \overrightarrow{q_l}\right| . \tag{23}$$

Подобно на горния критерий, стойностите $\bar{g}$ 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

$$d_G\left(\bar{g}, g\right) = \sum_{i=1}^{n}\left|\overline{g_i} - g_i\right| . \tag{24}$$

Определен е и квадрата на това разстояние

$$F\left(q\right) = \sum_{i=1}^{n}\left[\overline{g_i} - g_i\left(q\right)\right]^2 = \min . \tag{25}$$

Друг използван критерии е средноквадратичната грешка между двете полета изчислена по формулата:

$$\Sigma = \pm\sqrt{\frac{F(q)}{2n}} . \tag{26}$$

Последният използван критерий за устойчивост на решението е площното застъпване на сечението на източника S_{MOD} и оптимизирания модел S_{OPT} изчислено в проценти с израза

$$S_{OL}^{\%} = \frac{S_{MOD} + S_{OPT} - 1}{S_{ALL}} .100\% , \tag{27}$$

където S_{ALL} е площта, затворена в общия контур на двата модела. Стойностите, получени за различните критерии за оценка устойчивостта на решението, са представени в таблица 3.

Таблица 3. *Критерии, показващи резултатите от оптимизацията на отделни модели при различни степени на шума във входните данни*

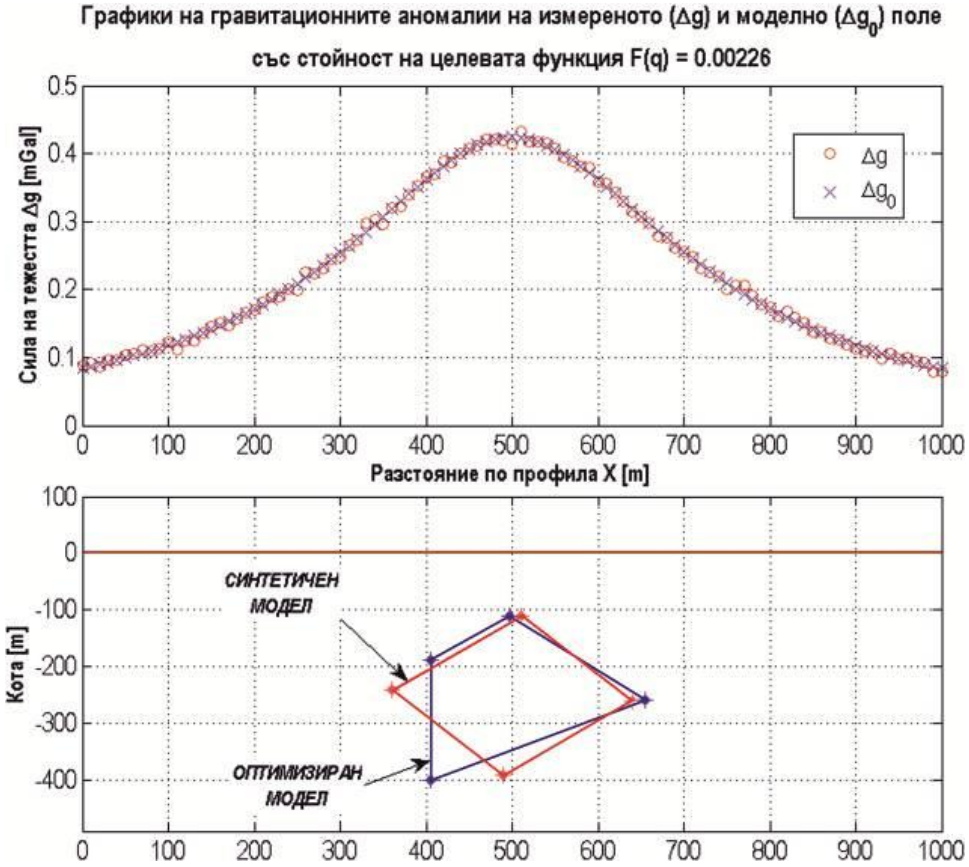
Шум %	d_Q m	d_G mGal	$F(q)$ mGal^2	Σ mGal	S_{OL} %
4-точков модел					
0	0.0	1.76e-13	4.69e-28	1.52e-15	100
3	53.2	3.76e-01	2.26e-03	3.34e-03	76
5	2.1	5.67e-01	5.06e-03	5.00e-03	70
7	581.2	9.01e-01	1.26e-02	7.90e-03	32
6-точков модел					
0	39.6	7.42e-05	7.99e-11	6.29e-07	92
3	40.9	6.10e-01	6.04e-03	5.47e-03	58
5	156.4	9.23e-01	1.30e-02	8.03e-03	74
7	1822	1.27e+00	2.62e-02	1.14e-02	45

При решаването на обратната задача с програмата *GRAVG-2Ds*, допълнителна представа за стабилността и качеството на полученото решение се добива и от графичното съпоставяне на резултатите (фиг. 5-6).

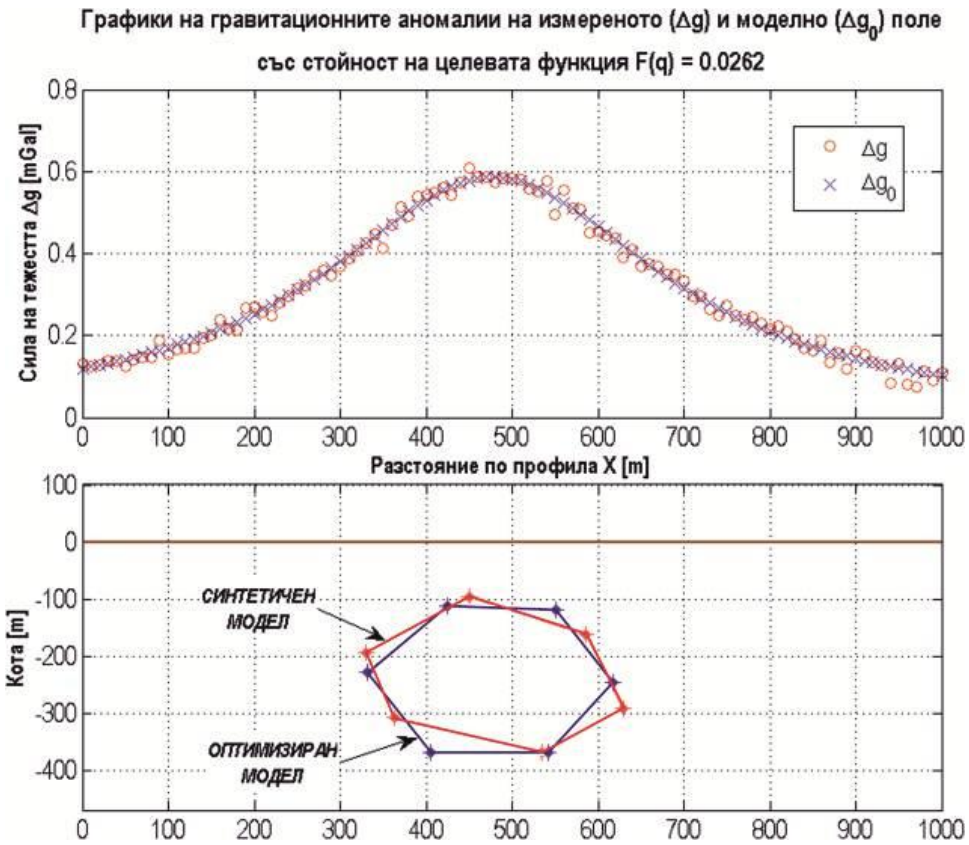
За целите на тестването на програмата със синтетични модели, към настоящия момент, при всяка итерация на екрана на компютъра едновременно се извеждат графично формата на началния и текущия модел, нормата на разликовата функция и нейната графика и големината на корекциите на производните. С премахване визуализацията на тези показатели от бъдещите версии на програмите, изчислителното време може да бъде редуцирано.

Заключение

Разработени са алгоритми за решаване на правата и обратна, двумерна гравитационна задача. Създадени са подпрограми и програма *GRAVG-2Ds*, която работи в два режима: първи – решаване на правата и втори – решаване на обратна гравиметрична задача. Програмата и комплектът подпрограми са написани в MATLAB среда.



Фиг. 5. Оптимизирано решение на обратната гравиметрична задача за 4-точков синтетичен модел при ниво на добавения широкоспектърен шум от 3 % (вж. Табл. 3)



Фиг. 6. Оптимизирано решение на обратната гравиметрична задача за 6-точков синтетичен модел при ниво на добавения широкоспектърен шум от 7 % (вж. Табл. 3)

При изчисляването на двумерното гравитационно поле в разработените програми, площният интеграл на сечението на телата от модела се представя чрез криволинейни интеграли по контурите на тяхното сечение.

За оптимизирането на модела се използва утвърдилият се в практиката метод на Левенберг-Марквард.

За оценка качеството на оптимизацията са въведени стандартни критерии: стойност на оптимизирания функционал, средноквадратично отклонение между моделна и реално измерена 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.

На базата на тези тестове се констатира, че заложеният в създадените алгоритми и програми софтуерен код е технически и математически изправен. По този начин получените при работа с програма *GRAVG-2Ds* гравиметрични резултати са издържани от геофизична гледна точка.

Литература

Гравиразведка. 1981. *Справочник геофизика.* М., Недра, 398 с.

Димитров, Л. В. 1976. *Гравипроучване.* С., Техника, 294 с.

Зидаров, Д., С. Авдев, Д. Дамянов. 1990. Възможности за приложение на минимизационни методи при количествена интерпретация на двумерни гравитационни аномалии с използване на персонални компютри. – *Методи и технологии за търсене на минерални суровини.* С., Техника, 301-306.

Радичев, Р. 1988. Интерпретация гравитационных аномалий с использованием метода регуляризации. *Диссертация на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук*, М., 163 с.

Радичев Р., П. Ставрев. 1989. Изследване възможностите за интерпретация на гравитационни аномалии с модела на двойна пресечена пирамида. – *Год. ВМГИ, 35, св. 3,* 39-50.

Ставрев, П., Р. Радичев. 1989. Алгоритми и програми за интерпретация на магнитни и гравитационни аномалии с 2½-мерни модели. – *Год. ВМГИ, 35, св. 3,* 27-37.

Ставрев, П. 1985. Комплект подпрограми и програми за моделиране на двумерни гравитационни и магнитни аномалии. – *Год. ВМГИ, 31, св. 4,* 31-40.

Страхов, Н. А. 1973. Некоторые численные методы решения прямой задачи гравиразведки для слоистых сред. – *Изв. ВУЗ, Геол. и разв.*, 10, 140-150.

Тончев, Й. 2007. *MATLAB: Преобразувания, изчисления, визуализация. Част I.* С., Техника, 220 с.

Тончев, Й. 2008. MATLAB: *Преобразувания, изчисления, визуализация. Част II.* С., Техника, 220 с.

Тончев, Й. 2009. *MATLAB: Преобразувания, изчисления, визуализация. Част III.* С., Техника, 333 с.

Billauer, E. 2005. *PEAKDET Detect peaks in a vector.* http://www.billauer.co.il/peakdet.html

Talwani, M. 1965. Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. – *Geophysics*, *30*, 797-817.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НА АНОМАЛНОТО МАГНИТНО ПОЛЕ В ПЕРСПЕКТИВНА ПЛОЩ "РАКИТНА", С ЦЕЛ ОПРЕДЕЛЯНЕ МОЩНОСТТА НА НАСЛАГИТЕ И ДЪЛБОЧИНАТА ДО ПОДЛОЖКАТА

Християн Цанков, Ради Радичев

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

РЕЗЮМЕ. Полевите геолого-геофизични работи извършените през 2009 г. в перспективна площ "Ракитна", Брежански въленосен басейн, имат за цел изготвянето на детайлна икономическа оценка на кафявите въглища. Геофизичните изследвания включват геомагнитни, георадарни, ВЕС и сондажно-геофизични работи. Тяхната задача е определяне мощността на наслагите и дълбочината на подложката, които са пряко свързани с положението и мощността на въглищните пластове. Тук се представят резултатите от магнитометрични изследвания в района проведени на площ от 0,21 km^2 от Участък 2. Въз основа на измерванията на геомагнитното поле ΔT е съставена магнитна карта в мащаб 1:1000. Изследвана е магнитната възприемчивост на скалите изграждащи проучвания район. Извършен е анализ, преобразования, качествена и количествена интерпретация на аномалното магнитно поле. Въз основа на анализа са дадени качествени и количествени оценки за магнитните свойства на скалите, както и положението на контакта между слабо магнитните метаморфни скали на Вълчанската пъстра свита и седиментите на горния олигоцен на север и относително по-високомагнитните неогенски отложения на Калиманската свита в южната част на изследваната площ. Определена е дълбочинноста на разпределение на феромагнитните минерали. Съставена е карта на резултатите от магнитните изследвания и извършените количествени интерпретации.

INTERPRETATION OF THE ANOMALOUS MAGNETIC FIELD IN THE PERSPECTIVE AREA "RAKITNA" FOR DETERMINATION THE THIKNESS OF THE SEDIMENTS AND THE DEPTH TO THE UNDERLYING BEDROCK

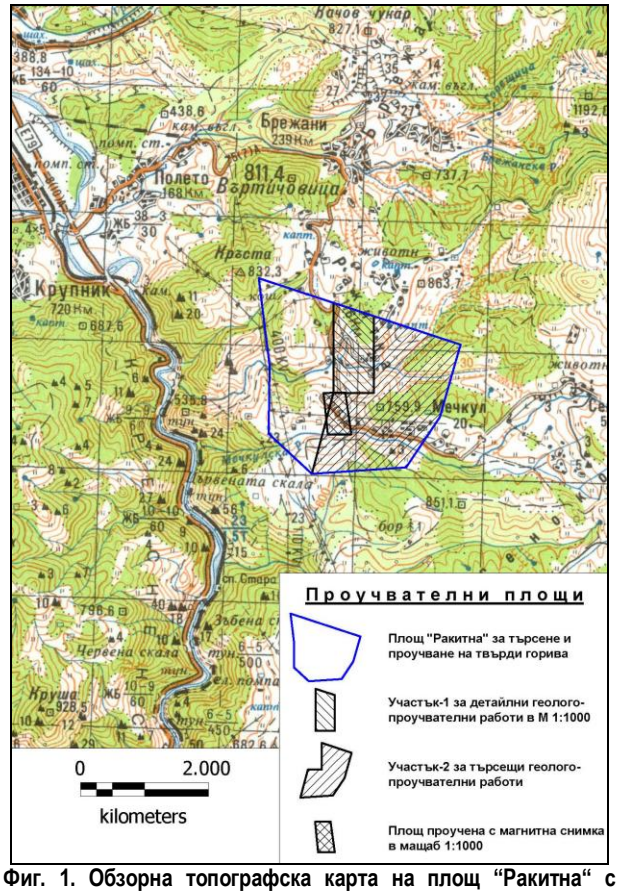
Christian Tzankov, Radi Radichev
University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; ch.tzankov@gmail.com

ABSTRACT. The main task of the geological and geophysical investigations carried out in the perspective area "Rakitna" located in the Brezhanski coal basin is making a detailed economic estimation of the brown coal deposit including extraction possibilities and economic effectiveness. The geophysical research comprises of geomagnetic, georadar, VES and borehole surveys. They are used to determine the thickness of the sediments and the depth of the bedrock because this data is connected to the location and the thickness of the coal deposit. The results presented in the report are those obtained by the geomagnetic investigations led at 0.21 sq. km. area which is part from the so called Area-2. Based on the geomagnetic field ΔT measurements a geomagnetic map of the area in scale 1:1000 is created. The magnetic susceptibility of the rocks in the investigated region is measured as well. The geomagnetic field has been analysed, transformed and qualitative and quantitative interpretation has been done. On the base of interpretation are the magnetic properties of the rocks. The border between the low magnetic metamorphic rocks of the Valchanska suite and the sedimentary rocks of the Oligocene in the north and the relative more magnetic neogenic sediments of the Kalimanska suite in the south part of the studied area is being traced. The depth of propagation of the ferromagnetic minerals is defined too. A map of the results obtained by the geomagnetic survey and the subsequent quantitative interpretations is made.

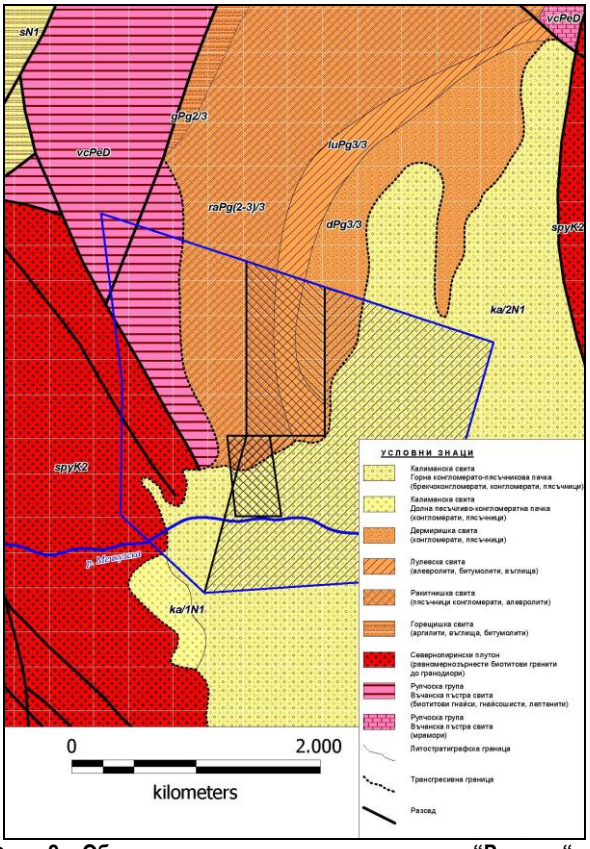
Въведение

Находище "Ракитна" (фиг. 1) заема южните части на Брежанския въгленосен басейн (Община Симитли) и включва в себе си палеогенски въглепроявления развити в землищата на махалите Калековец, Ракитна и северно от с. Мечкул (Ковачки и др., 2009). Районът, в който са развити и оконтурени въглищните пластове е изграден от седиментни скали (пясъчници, гравилити, глини, песъчливи глини, битуминозни шисти, въглища и др.) с палеогенска, плиоценска и кватернерна възраст, залягащи върху пъстра подложка от докамбрийски висококристалинни метаморфити и кредни гранитоиди (Загорчев, Маринова, 1990) (фиг. 2). Въглищните пластове са локализирани в грабеновидна структура, срязана в централните и части от Западно-Пиринския разлом. Те и вместващите ги скали изграждат западното бедро на синклинална структура имаща посока 10-20° и наклон от 25-45°, в местата на коленовидните огъвания 12-22° (Ковачки и др., 2009).

Основната задача пред проучванията в района се състои в извършване на детайлна оценка на кафявите въглища, възможностите за техния добив и икономическа ефективност. За целта е използван комплекс от геолого-геофизични методи. Геофизичните изследвания включват: геомагнитни, георадарни, ВЕС, сондажно- геофизични работи. Задачата пред геофизичните изследвания е определяне мощността на наслагите и дълбочината на подложката, които са пряко свързани с положението и мощността на въглищните пластове. Предмет на настоящата работа са магнитните проучвания в района (Радичев, Цанков, 2009).



Фиг. 1. Обзорна топографска карта на площ "Ракитна" с разположение на проектните площи

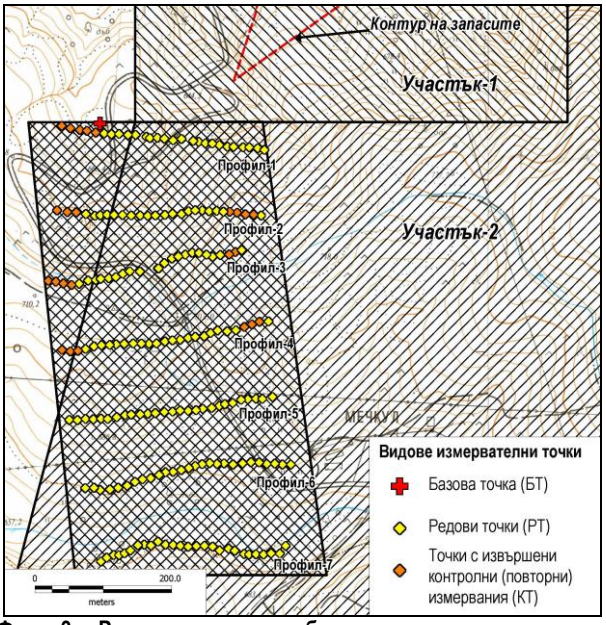


Фиг. 2. Обзорна геоложка карта на площ "Ракитна" с разположение на проектните площи

Магнитни проучвания

Геомагнитното поле е регистрирано с протонен магнитометър PMP-5 (LC) с апаратурна точност 1 nT. Положението на измервателните точки е определяно с GPS приемник GPSMAP 60CSX с точност на определяне на координатите до около 2 метра.

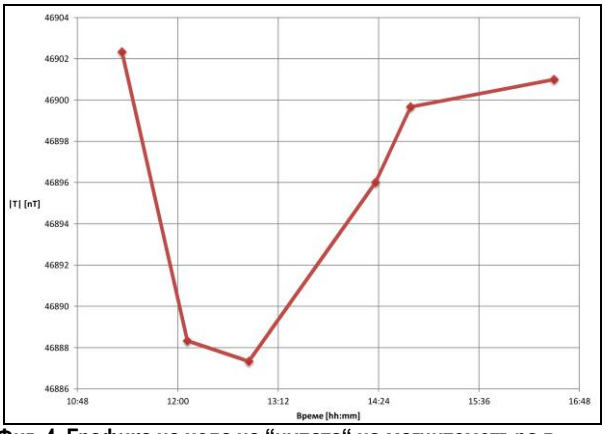
Методиката на магнитната снимка, извършена върху част от Участък 2 (фиг. 3) на перспективна площ "Ракитна" в мащаб 1:1000, осигурява висока точност на измерванията на геомагнитното поле. Часовият график на измерванията на геомагнитното поле в базисната точка е с интервал 10-15 мин., което осигурява голяма детайлност на регистрация хода на "нулата" на магнитометъра (фиг. 4). Поради малката площ не се налага полагането на опорна мрежа. Измерени са 7 успоредни профила с посока запад-изток на разстояние 100 м един от друг с по 27 редови точки със стъпка 10 метра. Извършени са и 10 % контролни измервания за оценка точността на снимката. Контролните измервания са равномерно разположени върху изследваната площ. Оценената точност на полевите измервания по контролните точки е ± 5 nT. Общият брой на измерванията, включително контролните е 219.



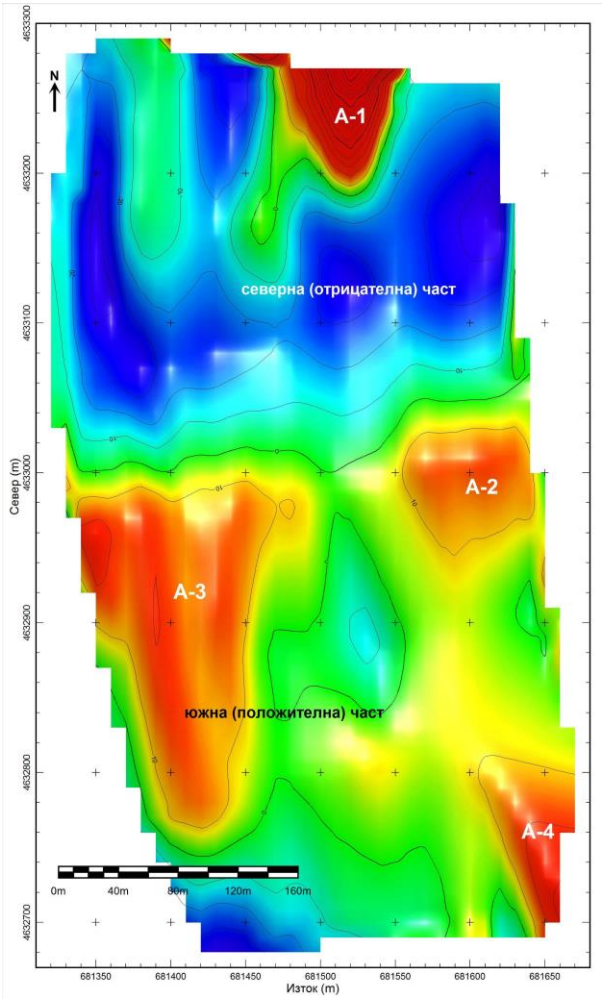
Фиг. 3. Разположение на базовата и измервателните магнитни точки по профили в Участък-2 на перспективна площ "Ракитна"

Базовата точка на снимката е изчислена в Координатна система 1970 г. с координати: X = 4507329 m, Y = 8486935 m. Тя е избрана в място с минимален градиент на тоталния вектор на геомагнитното поле. Намира се в най-северната част на изследваната площ (фиг. 3) на около 15 m северно от Профил 1, покрай автомобилен път, намиращ се на 25 m от нея.

Въз основа на проведените измервания, чрез интерполация по равномерна мрежа със стъпка 10x10 m е съставена картата на аномалното магнитно поле ΔT (фиг. 5).



Фиг. 4. Графика на хода на "нулата" на магнитометъра в базовата точка за дневния рейс



Фиг. 5. Карта на относителните стойности ΔT на тоталния вектор в измервателните точки спрямо базовата точка (БТ) в Участък-2 на перспективна площ "Ракитна"

Магнитни свойства на скалите и полезните изкопаеми в изследвания район

Петрографският анализ на скалите и полезните изкоппаеми в района, в който са развити и оконтурени въглищните пластове показва наличието на седименнтни скали с палеогенска, плиоценска и кватернерна възраст, залягащи върху пъстра подложка от докамбрийски висококристалинни метаморфити и кредни гранитоиди.

Въз основа на взетите образци: седиментни скали: пясъчници, гравилити, глини, песъчливи глини, битуминозни шисти, въглища и др.; докамбрийски високо-кристалинни метаморфити и кредни гранитоиди – е определена магнитната възприемчивост. Резултатите от определянията са представени в таблица 1.

Таблица 1

Номер по ред	Петрографски вид на образеца	Брой образци	Средна стойн. на магн. възпр. $æ.10^{-6}$
1	Пясъчници	23	675
2	Гравилити	15	550
3	Глини	18	650
4	Песъчливи глини	11	535
5	Битуминозни шисти	10	165
6	Въглища	10	0
7	Докамбрийски висококристалинни метаморфити	14	1025
8	Кредни гранитоиди	8	735

Интерпретация на аномалното магнитно поле ΔT

Анализ и качествена интерпретация на полето

Аномалното магнитно поле в района на изследваната площ се изменя от ΔT_{min} = - 49.6 nT до ΔT_{max} = 169.9 nT, което съответства на размах на извадката от 219.5 nT. Средноаритметичната стойност на относителната стойност на полето по цялата карта е ΔT_{cp} = -3 nT, а стандартното отклонение – σ = 19.4 nT, което дава представа за правилния избор базовата точка.

Най-общо полето може да бъде разгледано като съставено от северна отрицателна и южна положителна част като между двете части се наблюдава една ясно изразена преходна зона, която маркира положението на контакта между разположените на север по-стари скали (метаморфните скали на Вълчанската пъстра свита в северозападната част на площта и седиментите на горния олигоцен в североизточната) и разположените на юг покриващи неогенски отложения на Калиманската свита. Скалите разположени в северната част на площта са с по-слаби магнитни свойства, а на юг съответно с по високи.

На фона на ясно изразените тенденции за отрицателност и положителност на полето в северната и южната части на площта се забелязва диференциация и в рамките всяка една от обособените площи.

На север на фона на ниските стойности на полето в централно-източната част от картата се наблюдава ясно изразена положителна аномалия (А-1) с максимум $\Delta TA1_{max}$ = 169.9 nT, продължаваща на север извън проучваната площ. Аномалията А-1 е леко изтеглена в северна посока и съвпада с разкритието на битумолитите на земната повърхност.

В южната положителна част на полето се открояват три аномалии с положителен интензитет, които съответно са означени с А-2, А-3 и А-4. Аномалия А-2 се наблюдава южно, непосредствено над преходната зона в най-източната централната част от проучваната площ и вероятно е свързана с увеличаване мощността на неогенските наслаги. Има почти изометрична форма, слабо изтеглена в на изток и се характеризира с малък максимум $\Delta TA2_{max}$ = 18.3 nT.

Западно от А-2, отново по границата на преходната зона, но на много по-голяма площ се локализира положителна магнитна аномалия А-3, изтеглена в южна посока. Тя се характеризира със сложна форма на аномалното магнитно поле подчертана от няколко локални максимума, дължащи се вероятно на сложния релеф на подложката. Централният максимум на аномалията достига стойности от $\Delta TA3_{max}$ = 20.7 nT. Именно централната част на аномалията, изтеглена в посока север – югоизток е използвана при последвалата количествена интерпретация за оценка дълбочината до подложката.

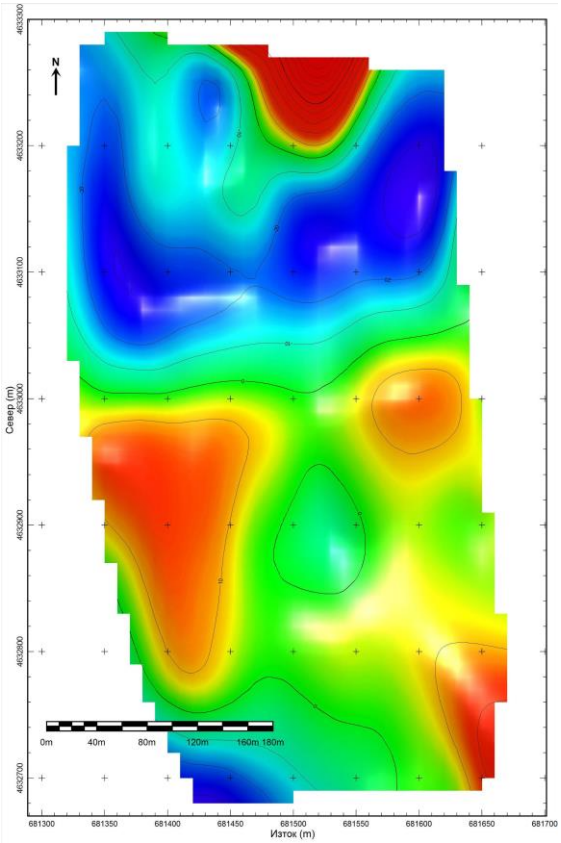
Аномалия А-4 се наблюдава в югоизточния край на проучваната площ и съдейки по големия градиент на полето тя може да бъде привързана към търсената разломна структура. Максималната стойност на аномалията е около 34 nT, но вероятно достига и по-високи стойности извън границите на изследваната площ. Поради това, че аномалия А-4 продължава и извън площта, представлява трудност да бъде извършена по-нататъшна количествена интерпретация по данните за аномалията.

За целите на анализа на аномалното магнитно поле и интерпретацията на аномалното магнитно поле ΔT са извършени следните преобразувания на полето: аналитично продължение на полето нагоре на височини 20 и 100 m (фиг. 6 и 8); изчисляване на остатъчни аномалии, като разликови между наблюдаваното и аналитично продълженото нагоре поле (фиг. 7 и 9).

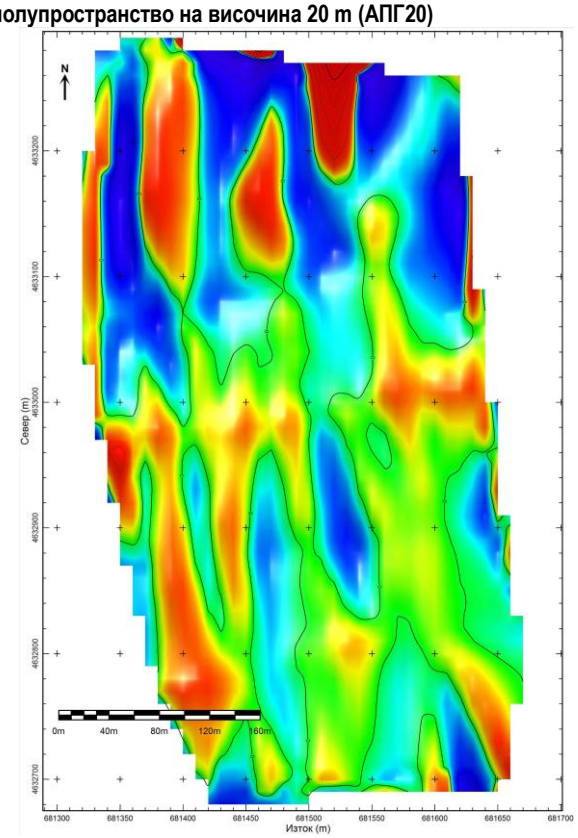
3.2. Количествена интерпретация на аномалното геомагнитно поле

За количествена оценка на дълбочината до подложката е приложен методът на регуляризацията (Димитров, Ставрев, 1986; Foss, 2003; Pratt, McKenzie, 2009). Съставените модели са оптимизирани, като в процеса на оптимизация е въведена наличната геолого-геофизична информация, включваща сондажни данни, геоложка информация, релеф и др. В резултат от оптимизацията с различни геолого-геофизични модели е подбран вариантен магнитен модел (фиг. 10-11).

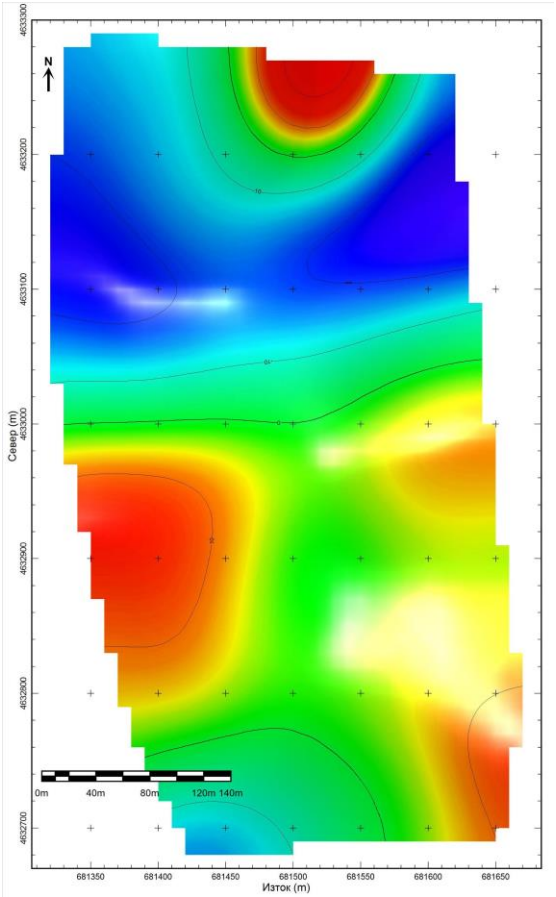
Въз основа на наблюдаваното относително магнитно поле (фиг. 5), извършените преобразувания (фиг. 6-9) и количествената интерпретация на отделни аномалии (фиг. 10-11) може да се констатира следното:



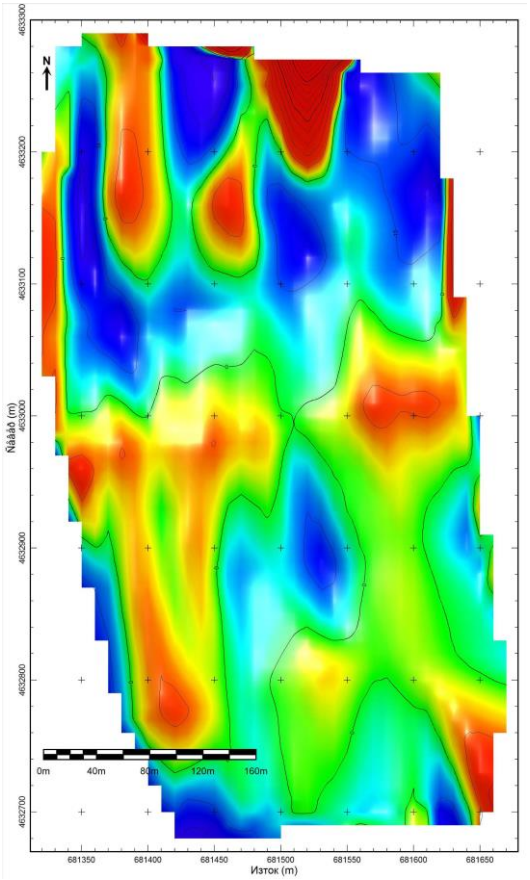
Фиг. 6. Карта на аналитично продълженото поле ΔT в горното полупространство на височина 20 m (АПГ20)



Фиг. 7. Карта на разликовото поле между измерените относителни стойности ΔT и аналитично продълженото поле на височина 20 m (ΔT – АПГ20)



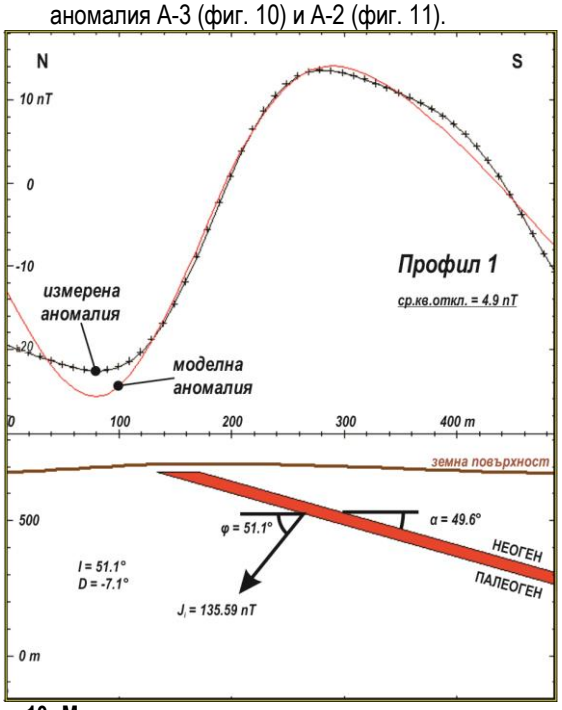
Фиг. 8. Карта на аналитично продълженото поле ΔT в горното полупространство на височина 100 m (АПГ100)



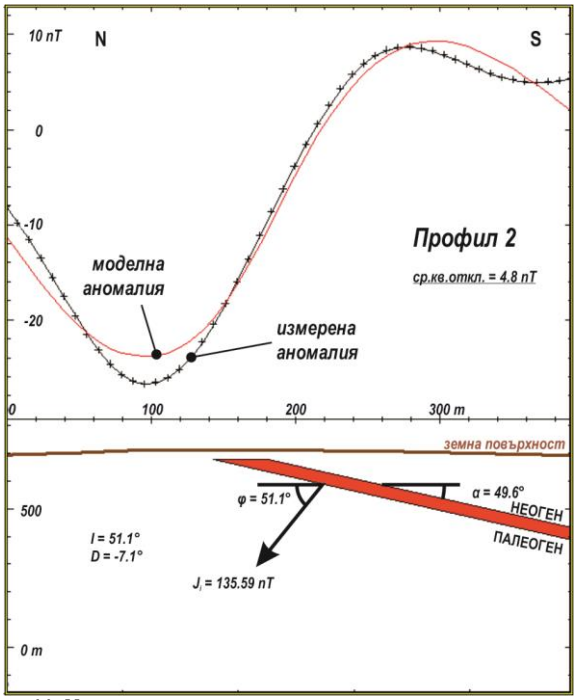
Фиг. 9. Карта на разликовото поле между измерените относителни стойности ΔT и аналитично продълженото поле на височина 100 m (ΔT – АПГ100)

а) Ясно изразеният градиент на аномалното магнитно поле картира контакта, между слабомагнитните скали в северната част на площта и лежащите върху тях относително по-магнитни скали на неогена, характеризиращ се с повишени магнитни свойства вероятно вследствие на хидротермални изменения. Този резултат се потвърждава и от извършените регионални преобразувания и от решението на обратната задача:

- аналитично продължено поле на 20 m (фиг. 6);
- аналитично продължено поле на 100 m (фиг. 8);
- решаване на обратната задача за модела на наклонен неограничен в дълбочина пласт по аномалия А-3 (фиг. 10) и А-2 (фиг. 11).



Фиг. 10. Модел на контакта между палеогена и неогена чрез наклонен неограничен в дълбочина пласт по аномалия А-3



Фиг. 11. Модел на контакта между палеогена и неогена чрез наклонен неограничен в дълбочина пласт по аномалия А-2

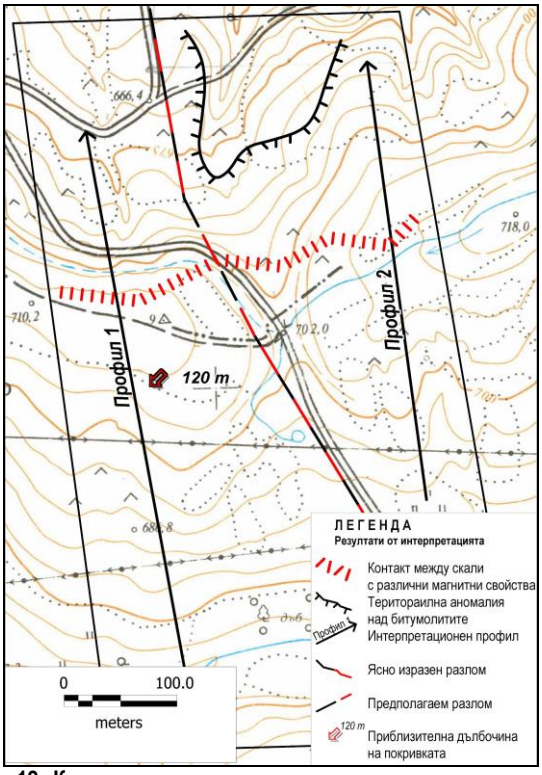
б) Наблюдава се териториално разположение на положителната магнитна аномалия А-1 в район с битумолити локализирани при геоложките проучвания, характеризиращи се с ниски магнитни свойства. Това дава основание за предположението, че всред практически немагнитните битумолити има внедрени прослойки или отделни феромагнитни минерали. Необходими са допълнителни изследвания за потвърждаване на това предположение.

в) Извършената количествена интерпретация на аномалии А-2 и А-3 най-напред с помощта на опростени модели и специализиран софтуер показва, че представените като хоризонтален кръгов цилиндър (Никитский, Глебовский, 1980; Ставрев, Радичев, 1984) аномалообразуващите магнитни маси се концентрират непосредствено под максимума на аномалия А-3 в интервала от земната повърхност до дълбочина от 110-130 m. Комбинираната оптимизация (в план и по два, пресичащи разглежданите аномалии профила; фиг. 10-11) с модел на наклонен неограничен в дълбочина пласт (Foss, 2003; 2006) дава добре минимизирана представа (средно квадратично отклонение > 5 nT) за разположените по контакта между Дермиришката свита и отгорележащата Калиманска свита хидротермално внесени магнитни маси. За модела на неограничения пласт са определени следните параметри: азимут – 78º; наклон – 47º; мощност – 37 m; вектор на намагнитеността – J_i = 135.59 nT. Отсъстват данни за налична обратна намагнитеност в скалите, което дава основание в количествените моделни изследвания да се залага на нормална намагнитеност на посоката на вектора на магнитното поле T.

г) Анализът на аналитичните продължения в горното пространство и картите на остатъчната намагнитеност потвърждава наличието на разломна структура с разпространение СЗ-ЮИ, пресичаща изследваната площ.

Заключение

В резултат от извършените магнитопроучвателни дейности в Участък-2 на перспективна площ "Ракитна", община Симитли, област Благоевград може да се каже следното: магнитният метод еднозначно и категорично картира (с ясно изразен преход с направление изток–запад в средата на изучаваната площ) контакта между слабо магнитните метаморфни скали на Вълчанската пъстра свита и седиментите на горния олигоцен на север и относително по-високомагнитните неогенски отложения на Калиманската свита в южната част на изследваната площ; въпреки малкия диапазон на измереното магнитно поле в площта се наблюдават добре оформени положителни и отрицателни магнитни аномалии, макар и с не големи амплитуди, което се дължи на сравнително ниските стойности на магнитните свойства на скалите, чиято площна засебеност не е голяма, но показва съществуването на магнитоактивни минерали, т.е. на контраст в магнитните свойства в определени части от площта и тяхното отсъствие в други; количествено, контактът между неогенските отложения на юг и палеогенските наслаги на север затъва на юг с ъгъл от 47º. Мощността на неогена варира от 10 m непосредствено при разкритието на контакта до 400 m в най-южната част на изследваната площ. Съставена е карта на резултатите от магнитните изследвания и извършените количествени интерпретации (фиг. 12).



Фиг. 12. Карта на резултатите от магнитните изследвания и извършените количествени интерпретации в площта проучена с магнитна снимка с мащаб 1:1000

Литература

Димитров, Л., П. Ставрев. 1986. *Магнитни методи в геофизиката.* С., Техника, 434 с.

Загорчев, И., Р. Маринова. 1990. *Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100000. Картен лист Разлог*. С.

Ковачки, И. и др. *Доклад за резултатите от проведените геолого-проучвателни работи на твърди горива в перспективна площ "Ракитна" с размер 6577 km², община Симитли, област Благоевград (комплексни геолого-геофизични изследвания в М1:1000 и М1:5000).* Личен архив, 159 с.

Никитский, В., Ю. Глебовский. 1980. *Магниторазведка.* М., Недра, 368 с.

Радичев, Р., Х. Цанков, Н. Кирилов. 2009. *Доклад за магнитни проучвания в перспективна площ "Ракитна", община Симитли, област Благоевград*. Личен архив, 21 с.

Ставрев, П., Р. Радичев. 1984. *Методическо ръководство за упражнения по магнитни методи в геофизиката*. С., Печ. база МНП, 137 с.

Foss, C. 2003. Depth to basement determination by inversion of magnetic field anomalies. – *ASEG 16th Geophysical Conference and Exhibition, February 2003, Adelaide*.

Foss, C. 2006. Visualising geology with user-guided inversion of potential field data. – *AESC 2006, Melbourne, Australia*.

Pratt, D., K. B. McKenzie. 2009. Maximising geological information recovery from different magnetic instruments through the application of joint inversion. – *ASEG Extended Abstracts, 1*.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ANALYSIS OF NATURAL GAS DOMESTIC CONSUMPTION IN BULGARIA ACCORDING TO THE FLOORAGE AND THE OUTSIDE TEMPERATURE

Martin Boyadjiev[1], Veselin Christov[2]

[1]Department of Oil and Gas Drilling and Production, University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; martinb@mgu.bg
[2]Department of Computer Science, University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski",, 1700 Sofia; V.Christov@gmail.com

ABSTRACT. Raw data given from one of the biggest natural gas distribution company for monthly domestic consumption in many Bulgarian towns with different sizes are used in this analysis. The influence that the floorage and outside temperature affect on monthly domestic consumption is examined. A neural network is find and trained with minimal error, what does prognosis for monthly consumption of one family according to the floorage size, the mouth from heating season and the outside temperature. Key words: natural gas, consumption, forecast, whether, temperature, artificial neural network.

АНАЛИЗ НА ВЪТРЕШНАТА КОНСУМАЦИЯ НА ГАЗ В БЪЛГАРИЯ ПО ОТНОШЕНИЕ НА ПЛОЩ И ВЪНШНА ТЕМПЕРАТУРА

Мартин Бояджиев, Веселин Христов
Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700, София; martinb@mgu.bg, V.Christov@gmail.com

РЕЗЮМЕ. Разглеждат се месечните данни за консумацията на газ при една от най-големите разпределителни компании на газ за много български градове.

Introduction

Due to the large distances that delivers natural gas to consumers and the lack of local storage in the surrounding area of large consumers, the accuracy in short-term forecasting consumption of gas is of great importance for economic and reliable operation of gas distribution network. There are daily and weekly forecasting needs of a particular interest in the case of increased consumption when the capacity for accumulation of a network is reduced. In this case, is highly expressed a no stationary mode of operation of gas distribution networks. For their efficient management and reliable operation are required precise models on which to reliably predict short-term consumption of natural gas. Current investigation is based on the experience of the gas supplying in Bulgaria.

The goal is finding relationships describing the domestic consumption of natural gas to households based on the heating surface and monthly average temperatures.

Task analysis

Sought to find relationships input data were processed by filtering to exclude users with no data on monthly consumption of natural gas, or it is zero. Consumers themselves were divided according to residential area of heating surface. Observing the grouping of the number of houses based on this indication we split consumers in 10 groups according to their residential area (Table 1).

This division stems from the most common floorages in the records and allows you to spot anomalies and relationships in the consumption of natural gas for heating in households.

Table 1. *Types of house sizes, m²*

Type	Housing Size
1	to 56
2	from 57 to 66
3	from 67 to 76
4	from 77 to 86
5	from 87 to 96
6	from 97 to 116
7	from 117 to 146
8	from 147 to 196
9	from 197 to 296
10	from 297 to 399

Average monthly consumption for the winter months in the period 2006-2009.

Two surveys of consumers were carried out throughout the country and those of gas supplied city.

Average monthly consumption for the whole country:
Following relationships were analyzed:

1. The average consumption of one consumer from each of 10-type sizes of the residential area for the months of the three seasons (Fig. 1);

2. The average consumption of one consumer for each month in a season (Fig. 2);

3. Average consumption of a consumer for season (Fig. 3).

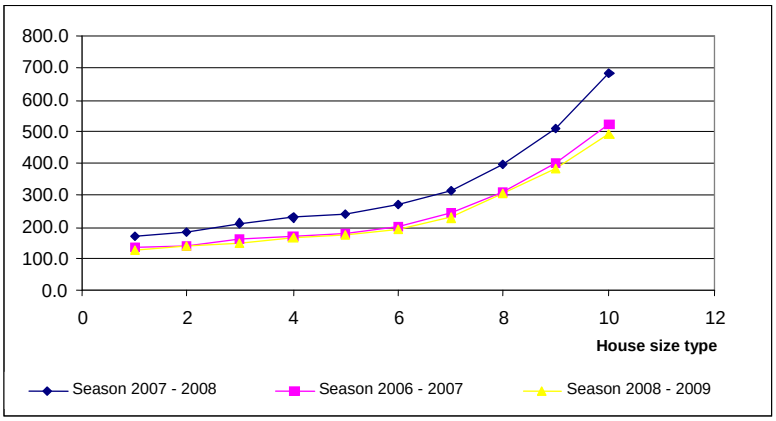


Fig. 1. Seasonal domestic consumption throughout the country in housing sizes

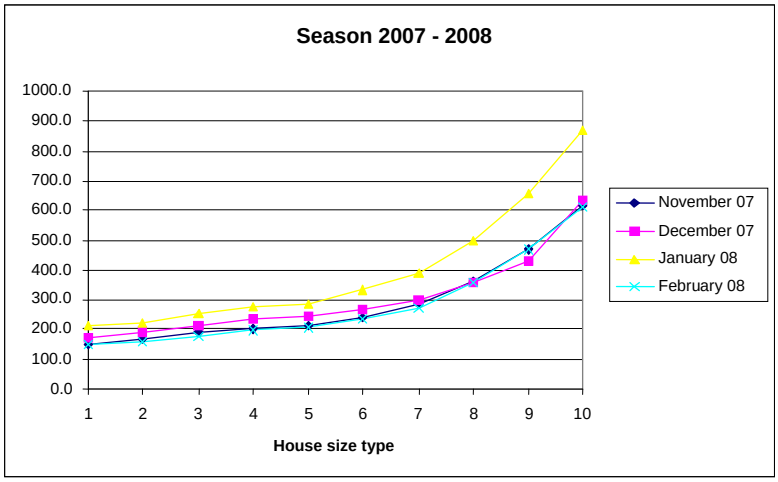


Fig. 2. Consumption compared to average sizes of households for the whole country

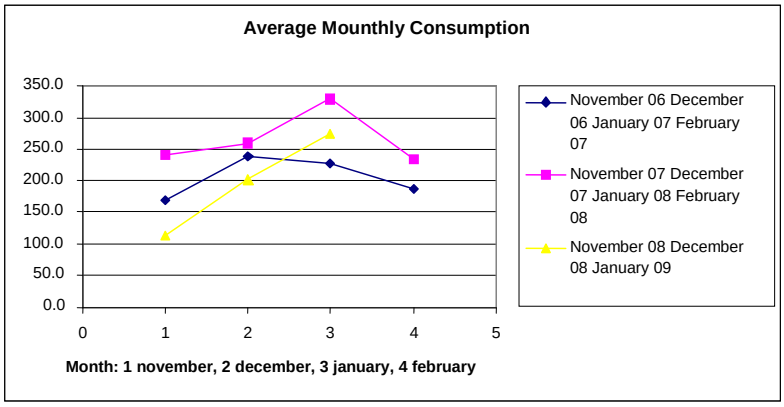


Fig. 3. The monthly average consumption for three seasons of a household with average floorage

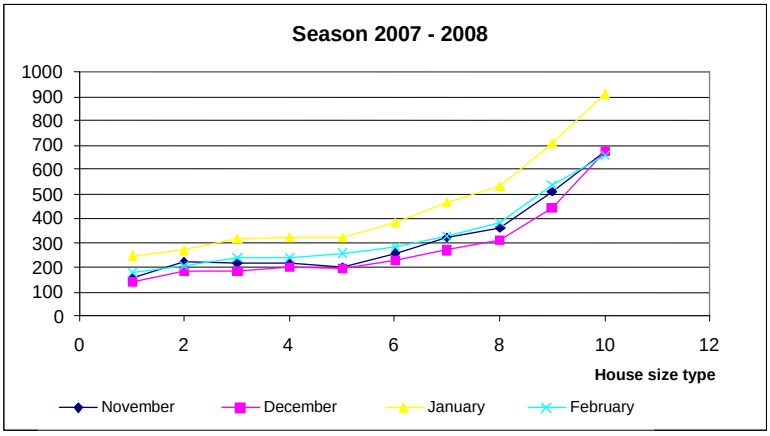


Fig. 4 Average domestic monthly consumption in Sofia

Average monthly consumption in a city: On the basis of data on consumption are calculated monthly average consumption and the number of consumers for the 10-type users (Fig. 4).

If we compare graphs of Figures 1 and 4 we will see that household consumption of Sofia is greater than that of the whole country.

Key observations:

- The highest consumption was in January (consumption reported by the companies);
- The relative monthly consumption per square meter is highest for houses with sizes from 40 to 76 m^2, reaching more than 3.15 m^3;
- In the warm winter months consumption in the small apartment (about 60 m^2) is almost flush with those of 100 m^2;
- In the cold winter months consumption in the apartment with size about 70 m^2 is equal and higher than in the three-bedroom homes;

Assuming that most households are heated with uniform two contour boilers, and then apartments with size 92 m^2 consume natural gas with a high efficiency. Smaller apartments may have lower consumption, but the relative cost of gas is higher.

Definitely we can say that small homes are "oversized" in relation to the power used for heating.

Overall consumption of energy derived from natural gas for heating in households is 30 percent higher than the same heat produced by electrical appliances. This is explained by the poor regulation of the equipments, by their inappropriate choice and by incorrect dimensioning and design of gas / heating system, which ultimately leads to low efficiency of operation of gas appliances and high consumption of natural gas.

Average maximum and minimum monthly consumption in city: For the research period the average maximum and minimum monthly consumption is obtained and is shown in the table below:

Table 2. *Maximum and minimum monthly consumption for a city*

Size, m^2	November		December		January		February	
	max	min	max	min	max	min	max	min
to 56	152	94	138	119	163	247	111	178
from 57 to 66	220	91	217	147	223	267	159	204
from 67 to 76	220	107	203	160	219	313	152	238
from 77 to 86	219	110	217	179	227	321	155	240
from 87 to 96	198	119	201	188	218	319	151	256
from 97 to 116	258	125	257	195	259	383	180	281
from 117 to 146	317	153	329	251	319	465	250	324
from 147 to 196	361	192	371	292	371	531	271	381
from 197 to 296	507	272	516	399	506	711	394	539
from 297 to 399	672	313	672	466	629	908	444	657

Observations

- From the survey period it is the highest consumption in January 2008, which is explained by the lowest monthly average temperature throughout the studied period (-2.4 ^{o}C).
- Even then the house of 90 m^2 has consumed gas as those of 70 m^2 and less gas than those with 80 m^2.
- The least monthly consumption was in November 2008 when they were the highest average temperatures (+6.8 ^{o}C).

Forecasting by neural network

A neural network trained by existing data can be using to predict the gas consumption a household. This study used the system Statistica 7 of StatSoft Inc. This system has various built-in neural networks, which may be produced different statistical investigations. Difficulty in this analysis is the selection among many possibilities of the type and characteristics of a neural network that can give the best results for specific research. Fortunately, in Statistica 7 there is a module called the Intelligent Problem Solver (IPS), in which several neural networks with different characteristics can be set and train on the same data. In such way the best of them can be found, which gives the least error.

Based on the data we have for a city: house size of domestic consumer, monthly consumption of gas for 10 months (winter seasons for 3 years) and average temperature for these months, we decided to use a neural network with three inputs and one output as follows:

Inputs: FT – type of house sizes
M – months
T – average temperature
Output: Q – average consumption

As with previous studies the housing sizes were divided into 10 type 1, 2, ..., 10 (Table 1). Months for which we have data, and average temperatures are:

1. November - 2006, 2007 and 2008.
2. December – 2006, 2007 and 2008.
3. January – 2007 and 2008.
4. February – 2007 and 2008.

Average consumption Q was calculated for the 10 type sizes, for the 10 months. In such way it was received the training sample of 100 records.

To find a neural network that will give the best estimate IPS module of Statistica 7 is used. In the IPS the following types of networks were set:

- Generic Regression Neural Network (GRNN),
- neural networks with Radial Based Function (RBF) ,
- Multilayer Perseptron – 3 layer (MLP3) – 1 input, 1 hidden and 1 output layer,
- Multilayer perseptron – 4 layers (MLP4) – 1 input, 2 hidden and 1 output layer.

The first three networks have three layers with one hidden layer, and the fourth has four layers with two hidden layers. They were set:

- Maximum number of nodes in the hidden layer - 10
- Training time – 15 minutes
- Criteria for selecting the best network – minimum error training
- Number of networks selected for the best – 2.

After training two best networks were received:

Table 3. *Two best neural networks received by IPS*

	Profile	Train Perf.	Train Error	Training/Members	Inputs	Hidden	Output
1	RBF 3:3-10-1:1	0.306293	0.001916	KM,KN,PI	3	10	1
2	RBF 3:3-10-1:1	0.281327	0.001760	KM,KN,PI	3	10	1

KM – K-Means (Center Assignment)
KN – K-Nearest Neighbor (Deviation Assignment)
PI – Pseudo-Invert (Linear Least Squares Optimization)

The table shows that the second neural network with radial basis functions (3 nodes in the first input layer, 10 nodes in the hidden layer and one node in output layer) is the best: training error 0.00176; correlation between the actual training data and estimate the network - 0.9596. Figure 5 shows the type of neural network.

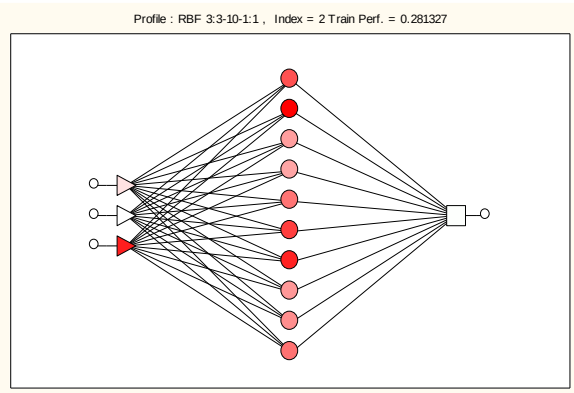


Fig. 5. Scheme of using neural network

Using in such way found the best neural network a forecast was carried out according to the type of housing sizes from 1 to 9, months from 1 to 4 and temperatures -4, -2, 0, 2, 4 and 6°C.

The results are summarized in Figures 6, 7 and 8. Figure 6 again shows that the consumption increase for houses in sizes from 57 to 96 m^2 is minimal.

In Figure 7 it is evident that the highest consumption has in January, which is the coldest month in Bulgaria. From Figure 8 it is shown the dependence of consumption by temperature. It confirms the conclusions made in (Christov, Boyadjiev, 2008).

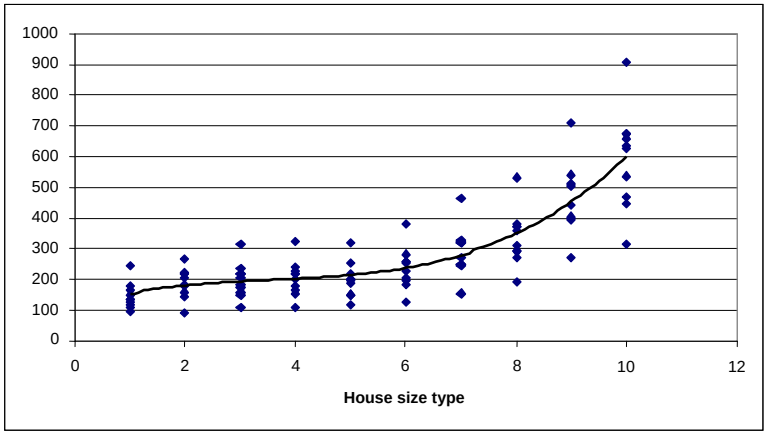


Fig. 6. Dependence of consumption by house size

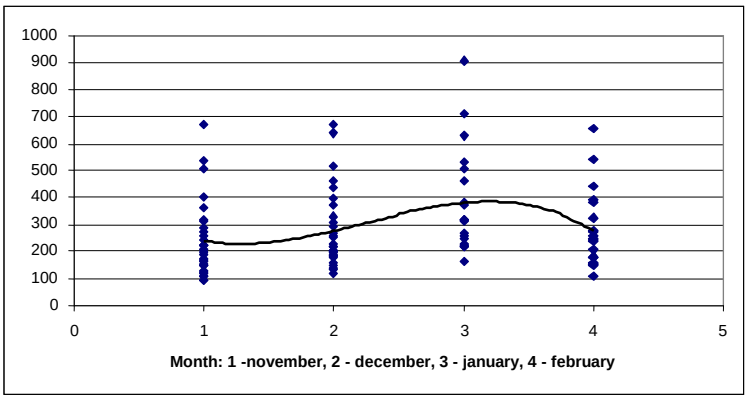


Fig. 7. Dependence of consumption by the month

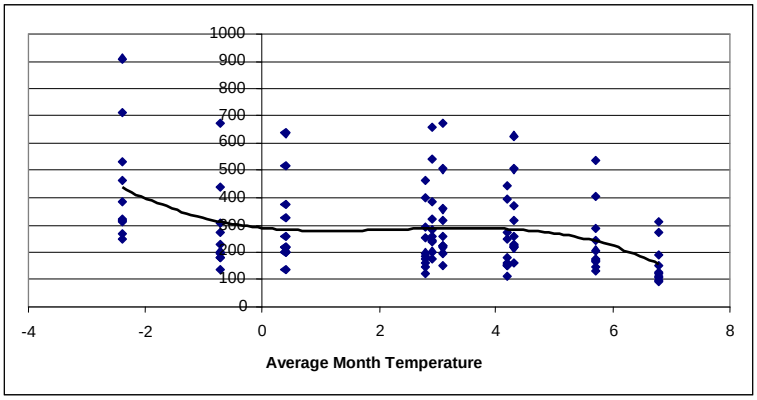


Fig. 8. Dependence consumption / temperature

Conclusions

Distributed average monthly consumption of natural gas per household is about 300 m^3.

Relative consumption of natural gas per unit area decreases with increasing the house size (Fig. 9), as it is the highest for hose size of 60 m^2.

Dependence on temperature and consumption is best described by "hyperbolic tangent" (Fig. 8), which was detected at the study for consumption forecasting for the city of Stara Zagora with clear zones of saturation of air temperatures above +10 and below -5°C (Christov, Boyadjiev, 2008).

Houses of group number 5 (90 m^2) uses gas for heating with now working gas installations most effectively (Fig. 10).

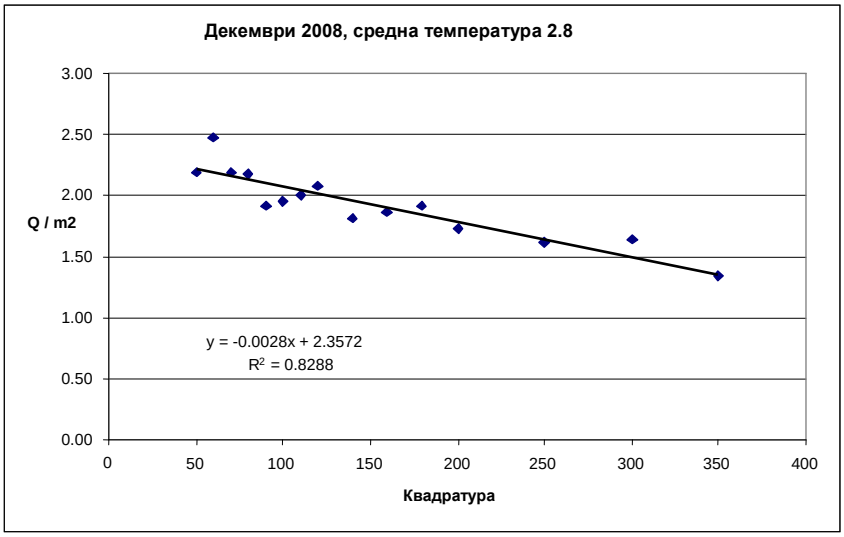


Fig. 9. Average consumption per square meters for Sofia

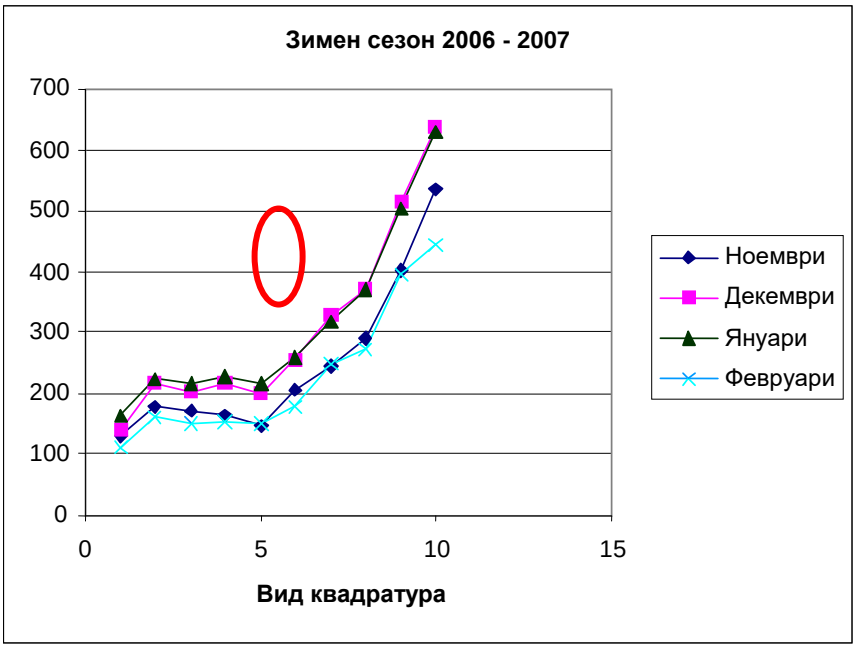


Fig. 10. House of group 5 use less than or equal volumes of gas to those of 2, 3, 4 and 6 groups

References

Christov V., M. Boyadjiev. 2008. A mathematical model for short-time forecast of natural gas consumption. – In: *Proceedings of "Oil and Gas Prospectivity of the Balkan – Black Sea Region", Varna, 1-4 Oct. 2008*, 232-240 (in Bulgarian).

Defireli J., S. Gil. 2004. *Modelo de Prediccin del Consumo de Gas Natural*. ENARGAS.

Ivezic D. Short. 2008. Term Natural Gas Consumption Forecast. – *FME Transactions, 34.*

Physical Properties of Natural Gas. GASUNIE. 1998.

Агаев, Н. Б. 2007. Краткосрочное прогнозирование обьема газопотребления с изпользаванием искусственным нейронных сетей. – *Нефтегазовое дело*, 4.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Сондиране и добив на нефт и газ", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

SPECTRAL REFLECTANCE FEATURES IN WHEAT CROP ASSESSMENT MODELS

Rumiana Kancheva

Solar-Terrestrial Influences Laboratory, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; rumik@abv.bg

ABSTRACT. Agricultural monitoring is among the priorities of operational remote sensing. The application of hyperspectral data to precision farming is related to the supply of information on crop growth and to the possibility of yield prediction. This paper presents the results of a study aimed at the implementation of multispectral and multitemporal data in wheat crop assessment models.

СПЕКТРАЛНИ ОТРАЖАТЕЛНИ ХАРАКТЕРИСТИКИ В МОДЕЛИТЕ ЗА ОЦЕНКА НА СЪСТОЯНИЕТО НА ПШЕНИЧНИ ПОСЕВИ И ПРОГНОЗИРАНЕ НА ДОБИВА

Румяна Кънчева
И-т слънчево-земни въздействия, Българска академия на науките, 1113 София; rumik@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Аграрният мониторинг е сред приоритетите на дистанционните методи. Използването на хиперспектрални данни за цалите на селското стопанство е свързано с получаването на информация относно развитието и състояниетона посевите и възможността за прогнозиране на добивите. В работата са представени резултати от изследвания за приложението на многоспектрални данни в модели за оценка на състоянието на пшенични посеви и прогнозиране на добива.

Introduction

Remote sensing is an important source of information in environmental sciences. Agricultural monitoring is among the priorities of Earth observations supplying early information on crop growth and state (Thenkabail, 1992; Bouman, 1991). Various approaches have been implemented to provide quantitative information for crop behaviour assessment and yield prediction (Thenkabail et al., 1994a; McMurtrey et al., 1994). On the other hand, continues the research to improve the reliability of the results by implying different sampling strategies and statistical data analysis, by integrating agro-meteorological and remotely sensed data from various sources (Bouman, 1991; McMurtrey et al., 1994; De Brisis et al., 1991).

A major application of remote sensing involves the characterization of agricultural vegetation canopies using multispectral measurements (Thenkabail et al., 1994b; Rundquist, 2002). Spectral data collected over vegetative targets are analyzed to estimate key agronomical variables which are bioindicators of crop state. Monitoring of farmland dynamics during plant growth period is performed with the goal to track crop development and forecast crop production.

In this paper, we investigate an approach for providing crop state assessment and yield forecasts. The study has been carried out over field-grown winter wheat. High-resolution visible and near-infrared spectral data have been acquired at different moments throughout plant ontogenetic season, along with ground-truth data on crop parameters, such as leaf area index, biomass, density and others.

Materials and methods

The main attention in the study was concentrated on the following work: • development of phonologically–specific regression models between crop spectral reflectance and biophysical properties; • development of yield forecasting models from single-date and time-accumulated spectral data; • establishment of relationships between plant bioparameters and yield. The first step is used for the estimation of crop state variables from radiometric data and along with the third one for accuracy assessment and verification of spectral yield predictions performed by the second set of models.

In-situ high-resolution visible and near-infrared reflectance data have been acquired throughout the growing season, along with detailed measurements of crop bioparameters. These data served to establish empirical relationships between crop reflectance, agronomic variables, and grain yield. The relationships have been used to estimate crop bioparameters from airborne remotely sensed spectral data. The retrieved crop bioparameters have been implemented then into yield-predicting models.

In validation purpose, the prediction results have been compared to the results from using ground-truth biophysical-yield models as well as with the prediction results of using reflectance features temporal behavior in yield assessment.

The present study was taken for winter wheat field-grown crops. Crop spectral and growth data were acquired throughout

the growing period at the main phenological stages. Plant parameters were recorded per unit area basis and comprised vegetation canopy cover (C), leaf area index (LAI), plant height (h), stem number (N), fresh and dry total M_w, M_d and leaf biomass M_L, M_{Ld}. The in-situ spectral measurements were performed with a portable multichannel radiometer within the 400-800 nm wavelength band.

Various ratio vegetation indices (Qi et al., 1994; Dusek et al., 1985; Li et al., 1993; Kancheva, Borisova, 2006a) were calculated from spectral data and related to crop parameters through regression analysis. Some of them are presented in Table 1. Such spectral indices are a more stable baseline to detect crop growth variations than reflectance factors in single bands. They exploit the contrasting high and low reflectance in specific for green vegetation spectral bands (G – green, R – red, NIR – near infrared).

Table 1. *Vegetation İndices (VI)*

№	VI	№	VI
1	(NIR-R)/(NIR+R)	11	(G-R)/(G+R)
2	NIR/R	12	G/R
3	G.NIR/R	13	NIR/(G.R)
4	(NIR-G)/(NIR+G)	14	G/(G+R+NIR)
5	NIR/G	15	R/(G+R+NIR)
6	(NIR-R)/NIR	16	NIR/(G+R+NIR)
7	(G-R)/G	17	(NIR-G)/R
8	(NIR-G)/NIR	18	$[(G-R)/(G+R)+0.5]^{0.5}$
9	NIR/(G+R)	19	$[(NIR-R)/(NIR+R)+0.5]^{0.5}$
10	R/(NIR+G)	20	$[(NIR-G)/(NIR+G)+0.5]^{0.5}$

Spectral-biophysical relationships were established relating crop variables and yield to spectral predictors (vegetation indices). Yield models linking crop production with plant agronomical variables were obtained as well. All statistical relationships were derived for particular crop development stages. Temporal spectral data gathered throughout the growing season were analyzed as well. They were correlated with pant state deviations and crop yield.

Results and discussion

In order to obtain predictors of crop state and yield, spectral-biophysical models were developed relating crop bioparameters and yield to different spectral indices. High correlations and good correspondence were found between predicted and actual (ground-truth) values.

In Table 2 and Table 3 results of the correlation and regression analyses of wheat bioparameters and yield at different phenological stages are given. High correlations were obtained as well at other development stages (tillering, heading, ear-filling). The correlation kept high at plant 'green' stages before full maturity. The empirically derived relationships between plant bioparameters presented in Table 4 give additional possibilities for multivariative crop state assessment and prediction verification.

Table 2. *Correlation between wheat bioparameters and yield at stem elongation (1) and milk ripeness (2) stages*

	C	LAI	M_w	M_d	M_L	M_{Ld}	N
1	0.95	0.89	0.9	0.84	0.87	0.88	0.79
2	0.86	0.9	0.86	0.87	0.84	0.86	0.76

To be pointed out is the phenologically-based modeling which means that spectral-biophysical relationships have been fitted at different ontogenetic stages of plant growth. This allows the best observation time to be picked up, improves the predictive accuracy of the models and provides for early crop diagnostics.

Table 3. *Yield prediction models from wheat bioparameters at two phenological stages*

		stem elongation			heading		
predictor	model	a	b	R^2	a	b	R^2
C	a+bx	24.44	483.2	0.9	18.56	496.9	0.9
M_w	$ax+bx^2$	344.9	-55.58	0.91	162.9	-12.32	0.92
M_d	$ax+bx^2$	1443	-863.6	0.89	466.7	-97.02	0.9
N	a+bx	-7.341	0.338	0.63	-32.71	0.338	0.82
M_L	a+bx	78.49	400.9	0.76	72.34	843.2	0.87
M_{Ld}	a+bx	34.62	2211	0.78	50.13	2792	0.84

Table 4. *Regressions between wheat parameters as changing during plant advanced growth*

predictor	variable	a	b	R^2
stem elongation				
C	M_w	-0.073	2.007	0.90
C	M_L	-0.042	0.999	0.93
M_w	LAI	0.306	2.694	0.92
heading				
C	M_w	0.298	4.067	0.94
C	M_L	0.198	0.478	0.98
M_w	LAI	0.058	0.847	0.88
milk ripeness				
C	M_w	-0.07	4.296	0.77
C	M_L	-0.024	0.495	0.79
M_w	LAI	0.016	0.475	0.9

Agricultural species are dynamic systems whose parameters change during plant growth. This imposes modeling to be performed at different stages of plant development. The changes of the relationships depict the temporal behavior of crop bioparameters with plant physiological changes. Thus, the relationship between the vegetation fraction and leaf biomass reflected the increase of LAI during the vegetative stages and its decrease with plant maturing (Thenkabail et al., 1994a; Kancheva, Borisova, 2006a). Spectral features are higher correlated with green vegetation canopies and this correlation decreases towards crop maturing. In Table V the fitted models of wheat grain yield (Y, kg/dca) on crop parameters and two spectral indices at heading stage are given.

Figure 1 illustrates the application of biophysical (a) and spectral (b) data for yield prediction. This example, along with Figure 2, shows the good correspondence between the two-fold predictions.

Table 5. *Empirical relationships of wheat spectral index VI 1, growth parameters and yield at crop heading stage*

variable	model	a	b	R^2
M_w	exp(a+bx)	-1.4	3.3	0.86
LAI	exp(a+bx)	-1.6	3.73	0.89
Y	a+bx	-323	960	0.91

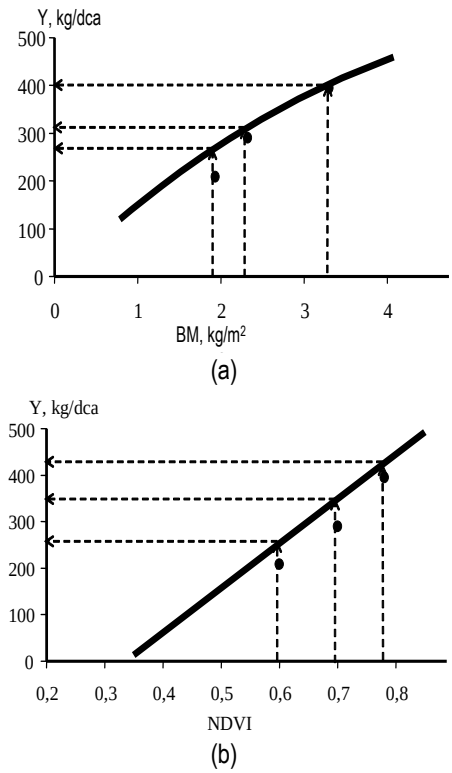


Fig. 1. Biophysical (a) and spectral (b) yield prediction models for winter wheat crops at heading stage

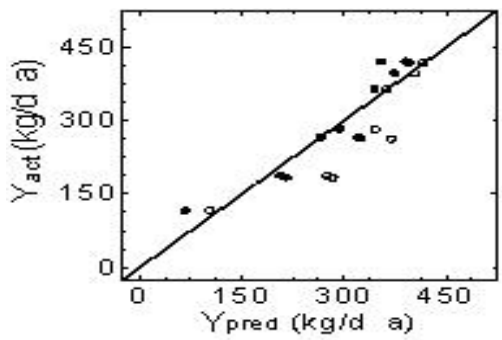


Fig. 2. Correspondence between the actual and predicted yield from airborne-acquired NDVI (●) and ground-measured LAI (○) at wheat milk ripening stage *16* $Y_{LAI} = 68.23 + 0.91Y_{VI\,1}$ *(R^2=0.97)*

VI 1 (called Normalized Difference Vegetation Index - NDVI) is the most commonly used but other two or three-band spectral ratios are usable as well (Thenkabail et al., 1994b; Qi et al., 1994; Kancheva and Borisova, 2007). Some of the best performing within our study indices is listed in Table 6 to present their significant correlation with plant bioparameters and yield. The preliminary correlation analysis of the acquired spectral data (Table 6) showed that vegetation indices were confidently related to plant parameters through a big portion of the growth season. Crop yield is highly correlated with VIs.

Table 6. *Correlation of vegetation indices with wheat yield and bioparameters at milk ripeness stage*

VI	C	M_w	M_d	N	h	LAI	M_L	Y
1	0.94	0.81	0.78	0.89	0.95	0.85	0.71	0.91
2	0.97	0.95	0.90	0.93	0.82	0.91	0.97	0.93
4	0.88	0.90	0.88	0.71	0.88	0.92	0.94	0.87
5	0.86	0.89	0.84	0.95	0.70	0.85	0.94	0.87
6	0.94	0.86	0.84	0.84	0.86	0.87	0.74	0.94
8	0.81	0.85	0.83	0.71	0.87	0.92	0.92	0.87
9	0.95	0.94	0.89	0.79	0.93	0.98	0.95	0.92
10	-0.93	-0.84	-0.83	-0.83	-0.84	-0.84	-0.71	-0.92
12	0.86	0.74	0.72	0.77	0.71	0.71	—	0.85
13	0.77	0.64	—	0.78	0.78	0.84	0.84	0.79
14	-0.70	-0.76	-0.73	—	-0.79	-0.89	-0.90	-0.78
16	0.95	0.93	0.90	0.83	0.93	0.96	0.90	0.95

The same was confirmed by the results of the regression modeling. Through simple regression, each vegetation index was related to each crop state variable. At sample dates before full maturity the results showed statistically significant relationships for most of the examined VIs. In such a way, crop parameters which are descriptors of wheat canopies can be reliably estimated from multispectral data.

Very strong correlation was found between the temporal cumulative behavior of some spectral indices and crop yield as seen from Table 7.

Table 7. *Linear yield prediction models from VI temporal sum throughout the whole wheat development season*

VI	a	b	R^2
1	-554	136	0.95
2	-296	13	0.95
11	40	174	0.91
16	-363	2	0.88

Figure 3 presents the yield prediction model from VI1 (NDVI) values sum throughout the whole growth season from emergence till full maturity. Temporal spectral indices distinctly monitor and depict differences and variations of cropland state during plant development.

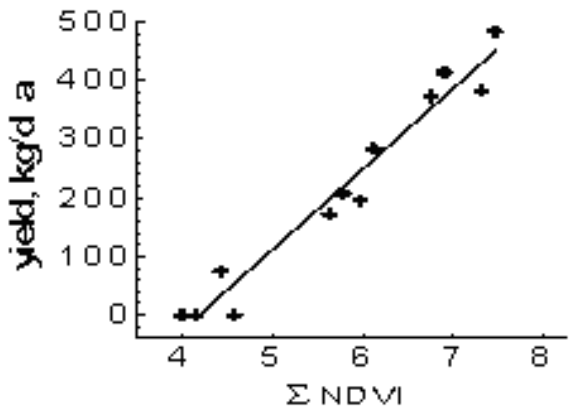


Fig. 3. Empirical relationship between wheat yield and the whole-season temporal sum of VI1

Conclusions

The proposed approach for crop growth and yield assessment is developed on a well-known basis which exploits the close relationships between vegetation biophysical variables and spectral reflectance features. Good correspondence has been found between ground-truth data and crop state assessment and yield prediction made from spectral measurements. The valuable aspect of the work is the verification of the spectral predictions through the implementation of ground-truth derived spectral-biophysical models and seasonal time-dependent relationships. The results highlight the capability of the approach to track the dynamics of crop growth and show the accuracy of the predictions. More work is intended to examine the effects of the site-specific and environmental conditions on the robustness of the models.

References

Bouman, B. 1991. The linking of crop growth models and multi-sensor remote sensing data. *Proceedings of the 5th International Colloquium, Courchevel, France*, ESA SP-319, 583-588.

De Brisis, S. M. Guerif, A. Podaire, B. Seguin. 1991. Combined use of Earth observation satellite and meteorological satellite for crop assessment in semiarid environments. *Proceedings of the 5th International Colloquium, Courchevel*, *France*, ESA SP-319, 497-500.

Dusek, D., R. Jackson, J. Musick. 1985. Winter wheat vegetation indices calculated from combinations of seven spectral bands. – *Remote Sensing of Environment*, *18*, 255-267.

Kancheva R., D. Borisova, 2006a. Vegetation ground-level spectral modelling in support of remotely sensed data interpretation. *Proceeings of the 4th Workshop "Imaging Spectroscopy.* New Quality in Environmental Studies", Warsaw, 817-825.

Kancheva, R., D. Borisova. 2006b. Plant spectral signatures as growth stress indicators. – *Information and Communication Technologies, 2nd ICTTA '06*, Vol. 1, 355-360.

Kancheva R., D. Borisova. 2007. Vegetation stress indicators derived from multispectral and multitemporal data. – *Lister Science, Space Technology*, *26*, 3, 1-8.

Li, Y., T. Demetriades-Shah, E. Kanemasu, J. Shultis, M. Kirkham. 1993. Use of second derivatives of canopy reflectance for monitoring prairie vegetation over different soil backgrounds. – *Remote Sensing of Environment*, *44*, 81-87.

McMurtrey III, J., E. Chappelle, M. Kim, J. Meisinger, L. Corp. 1994. Distinguishing nitrogen fertilization levels in field corn (Zea mays L.) with actively induced fluorescence and passive reflectance measurements. – *Remote Sensing of Environment*, *47*, 36-44.

Qi, J., A. Chehbouni, A. Heute, Y. Kerr, S. Sorooshian. 1994. A modified soil adjusted vegetation index. – *Remote Sensing of Environment*, *48*, 119-126.

Rundquist, B. 2002. The influence of canopy green vegetation fraction on spectral measurements over native tallgrass prairie. – *Remote Sensing of Environment*, *81*, 129-135.

Thenkabail, P. 1992. Capabilities of LANDSAT-5 Thematic Mapper (TM) data in studying soybean and corn crop variables. *Ph.D. Dissertation*, The Ohio State University, Columbus, Ohio, USA, 371 p.

Thenkabail, P., A. Ward, J. Lyon. 1994a. LANDSAT-5 Thematic Mapper models of soybean and corn crop characteristics. – *The International Journal of Remote Sensing*, *15*, 1, 49-61.

Thenkabail, P., A. Ward, J. Lyon, C. Merry. 1994b. Thematic mapper vegetation indices for determining soybean and corn growth parameters. – *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 60*, 4, 437-442.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

DOMINANT WAVELENGTH IN ASSESSMENT OF GREEN VEGETATION COVER

Rumiana Kancheva, Denitsa Borisova

Solar-Terrestrial Influences Laboratory, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia; rumik@abv.bg

ABSTRACT. To a big extent the implementation of remote sensing in environmental studies concerns soil-vegetation ecosystems. The availability of means for vegetation monitoring, stress detection and state assessment is of great importance. A significant amount of research has been performed to develop efficient methods for monitoring of vegetation dynamics. A prevailing part of the works is devoted to the use of multispectral data transformations (vegetation indices) such as spectral bands ratios and linear combinations in order to estimate vegetation parameters. The dependence of vegetation spectral features in the visible and near infrared bands on plant biomass, chlorophyll content, canopy cover, etc. lies at the root of the approach. In this paper we report some results of the colorimetric analysis of vegetation spectral data. The work was conducted in order to reveal the effects of plant growth and soil background on vegetation reflectance, and respectively on color features. One of the goals of the study was to evaluate the potential of using the dominant wavelength of soil-vegetation systems for assessment of vegetation parameters.

ДОМИНАНТНАТА ДЪЛЖИНА НА ВЪЛНАТА ЗА ХАРАКТЕРИЗИРАНЕ НА РАСТИТЕЛНАТА ПОКРИВКА

Румяна Кънчева, Деница Борисова
ИСЗВ- БАН, 1113 София; rumik@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Дистанционните изследвания са един основен инструмент в изучаването на околната среда. При системата почва-растителност това е свързано с периодичното наблюдение, откриването на стресови състояния и оценка на състоянието й. Множество изследвания са насочени към разработването на ефективни методи за проследяване на динамиката на растителната покривка. Преобладаваща част от публикациите са посветени на използването на спектрални преобразувания (вегетационни индекси), представляващи отношения или линейни комбинации на измерваните данни в различни спектрални диапазони, целящи оценка на параметрите на растителността. Такива параметри са биомасата, хлорофилното съдържание, проективното покритие и др. Настоящата работа показва някои резултати от колориметричния анализ на многоспектрални данни за системата почва-растителност, като една от целите е да се изследва използването на доминантната дължина на вълната като характеристики за оценка на системата почва-растителност.

Introduction

Crop monitoring by remote sensing is mainly associated with vegetation amount estimates. A basic problem in data processing is spectral mixture decomposition in order to provide quantification of vegetative and non-vegetative components of soil-plant targets. That is why vegetation canopy cover (plant relative portion in the mixture) is an operationally significant parameter all the more that it is a plant growth parameter and also a factor of measured soil-vegetation reflectance.

The objective of this study is to perform colorimetric analysis of spectral reflectance data gathered over different cultivars and to interpret crop color features in terms of vegetation canopy cover. At least two are the reasons for such investigation. First, vegetation cover p_v (called also ground cover ratio) is of particular interest because it is a bioindicator of plant development (normal or stress impacted) and directly contributes to biomass amount and to potential yield. Second, vegetation colorimetric analysis has not been a subject of many studies. The work has been conducted in order to reveal plant growth effects and the impact of the soil background on vegetation reflectance.

Materials and methods

Reflectance measured over partially vegetated canopies depends on the soil and plant spectral properties, and the proportions of these two classes (Mishev, 1991):

$$r_\Sigma(\lambda) = \sum_i p_i r_i(\lambda) \qquad (1)$$

where $r_\Sigma(\lambda)$ are the resulting spectral reflectance signatures of the mixed class, $r_i(\lambda)$ - the reflectance of the components (classes) composing the mixture, p_i - components relative amounts.

In the case of soil and green vegetation, for instance, considering that $\sum_i p_i = 1$:

$$r_{sv} = p_v r_v + (1 - p_v) r_s \qquad (2)$$

$$r_{sv} = p_v(r_v - r_s) + r_s \quad (3)$$

Field and greenhouse reflectance measurements of various species with dark and light soil background were carried out with a multichannel radiometer in the visible and near infrared spectral bands. The reflectance curves in Fig.1 illustrate the large range of soil spectral signatures *(a)* and the soil type impact (dark chernozem-*1*, light alluvial-*2*) on grass reflectance *(b)* with different vegetation cover ratio p_v.

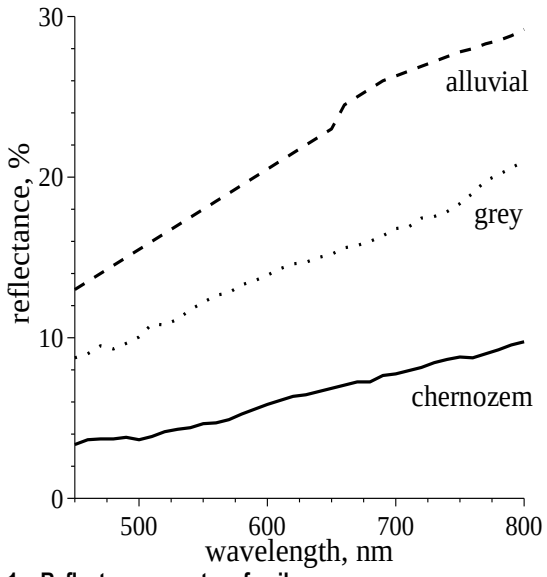


Fig. 1a. Reflectance spectra of soils

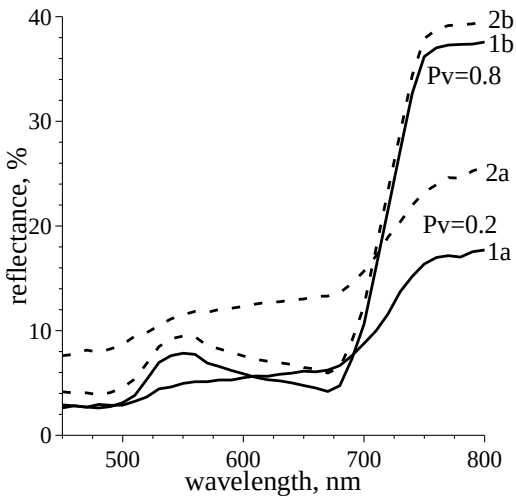


Fig. 1b. Reflectance spectra of soil-green vegetation mixtures

The senescence effects on vegetation reflectance are qiute similar to the soil impact. An illustration of this is Fig. 2 where the reflectance spectra of 2-component mixtures containing green vegetation (p_v=0.6) and soil (p_s=0.4) – dark (1) or light (2) or dried (p_d=0.4) foliage (3) are shown. Curve 3 as well as the curves of the three-component mixtures (3a and 3b where p_s+p_d=0.4) repeat the behaviour of soil-vegetation samples with different green coverage.

The tristimulus values *X,Y,Z* for the estimation of the chromaticity coefficients *x,y,z* were computed in the spectral range 450-750 nm following the CIE 1964 methods for D_{65} light source:

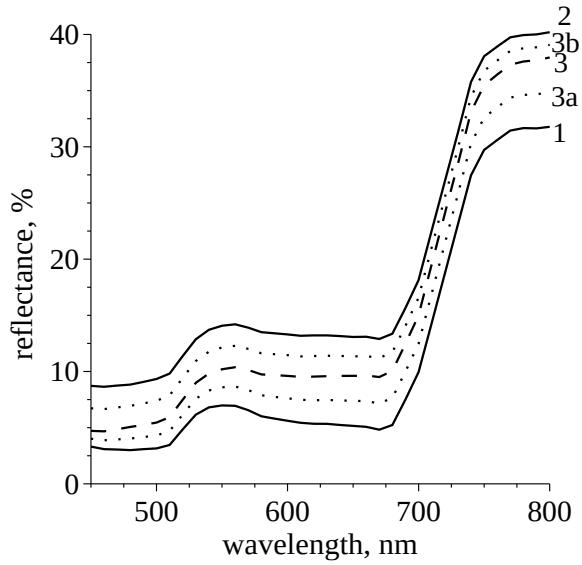


Fig. 2. Reflectance spectra of 2 and 3-component mixtures of soil, green and senescent vegetation

$$X = k\sum_{\lambda} D_{65} r(\lambda)\bar{x}\Delta\lambda$$

and

$$x = \frac{X}{X+Y+Z}$$

According to the additive theory (Mishev, 1992):

$$X_{sv} = \sum_{\lambda} D_{65}\left[p_v(r_v - r_s) + r_s\right]\bar{x}\Delta\lambda \quad (4)$$

$$X_{sv} = p_v(X_v - X_s) + X_s \quad (5)$$

$$x_{sv} = \frac{p_v(X_v - X_s) + X_s}{p_v(W_v - W_s) + W_s} \quad (6)$$

W=X+Y+Z.

As seen from (6), the chromaticity coefficients defining the position of soil-vegetation mixtures on the color diagram (color locus) depend on the relative amounts of the pure classes.

Regression analysis was applied to reveal the relationship between the dominant wavelength λ_d of soil-vegetation mixtures and the vegetation cover p_v.

Results and discussion

The (x_{sv},y_{sv}) coordinates define the position of soil-vegetation mixtures on the color locus and depend on the components relative portions *p*. They express the chromaticity of an object and define another important color feature – the dominant wavelength λ_d which in our case was determined for bare soils, full-cover vegetation plots and plant-soil mixtures (Fig. 3-4).

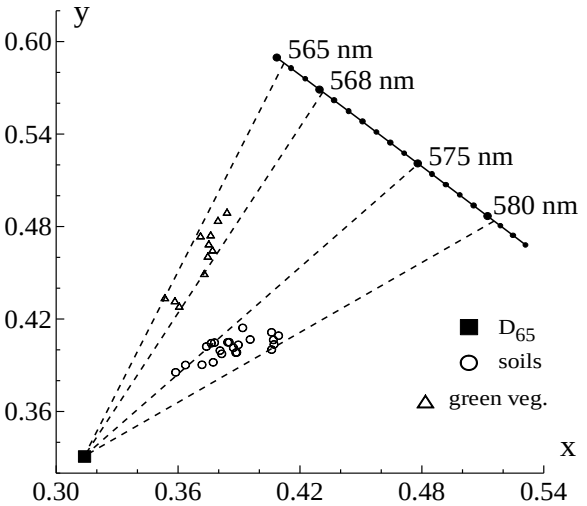


Fig. 3. Dominant wavelengths of bare soils (dark and light) and full-cover green canopies

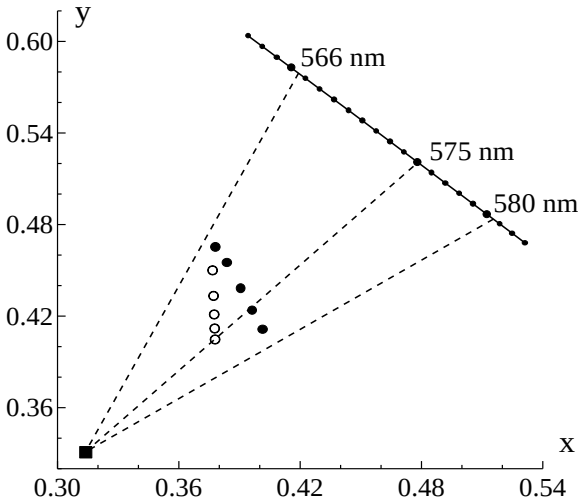


Fig. 4. Chromaticity location of mixtures in different plant-soil proportions: ● dark soil-green vegetation; ○ light soil-green vegetation

Strong correlation was found between the green canopy cover p_v and the dominant wavelength λ_d of soil-vegetation mixtures. The fitted dependences $p_v=f(\lambda_d)$ are second degree polynomials with coefficients of determination 0.92 and 0.86 (at $p<0.05$ probability level) and standard error of estimation 0.07 and 0.09 for the dark and light soil case respectively. An explanation of the better predictive accuracy of the dark soil model could be the bigger differences of λ_d values between mixtures with different p_v (Fig. 5). The implementation of a combined model, i.e. without considering the soil type, may lead to bigger retrieval mistakes (the correlation ratio is 0.77).

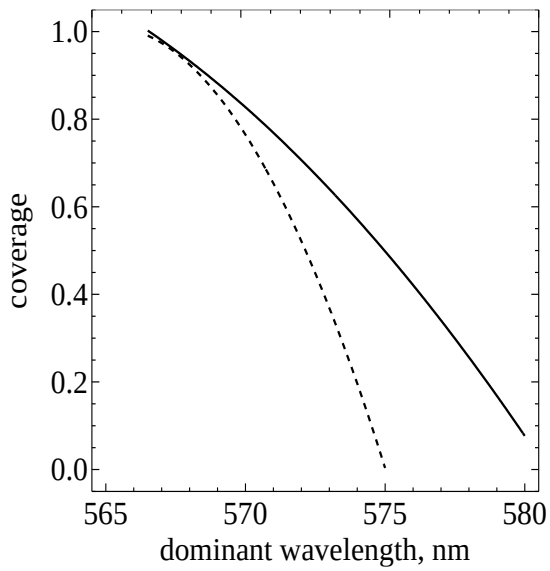


Fig. 5. Green coverage fitting models $p_v=f(\lambda_d)$

Conclusions

The advantage in using color features is that the visible spectral range is closely related to biophysical parameters of the objects and that the whole reflectance curve is used normalized on the spectral distribution of the incident radiation. Besides, λ_d allows the comparison of slightly differing color stimuli. A disadvantage is the big sensitivity to the regression coefficients in $p_v=f(\lambda_d)$ retrieving models. But as a whole the obtained results are an encouraging confirmation of the potential of mixture analysis for vegetation state monitoring especially using both techniques – spectral reflectance transformation and colorimetric analysis. Future work is intended in precising the dependences of *VI* and λ_d on green canopy coverage by larger experimental data sets as well as their verifying and effective accuracy testing using low-height airborne spectral data.

References

Mishev, D. 1991. Spectral characteristics of mixed classes of natural formations. – *Acta Astron.*, *25*, 8-9, 443-446.

Mishev, D. 1992. Colour coordinates of mixed class. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, *45*, 3, 51-54.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

THE SEISMOGENIC POTENTIAL OF THE SUBDUCTION ZONES – THE TWO GREAT EARTHQUAKES: CHILE (Mw8.8, 2010) AND SUMATRA (Mw9.1, 2004) – INDICATORS ABOUT SUDDEN PLATE MOVEMENTS

Boyko Ranguelov

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

ABSTRACT. The comparative analysis about the two strong earthquakes near continental plate boundaries – Indian and Sunda plates (Sumatra Island-Indonesia) and South America and Nazca plates (Chile coast) is made concerning their seismogenic potential. In the frame of the recent geotectonics, epicenter and hypocenter positions, depths of the seismic events, rupture process and the other parameters considered the explanation about the plate movements is outlined. The first giant earthquake (Mw9.1) generated a huge transatlantic tsunami, which kills more than 200 000 people in many countries around the Indian Ocean, thus appeared one of the greatest catastrophes during the mankind history. The second one (Mw8.8), located to the Chilean east coast produced a very small tsunami (which is absolutely unusual for such size of magnitude), but brought large destructions and more than 1000 deaths on the coastal cities. To know the potential of the subduction seismic zones to produce huge earthquakes able to move suddenly continental plates or parts of them appears of essential importance in view of the recent geodynamics. The geodesy data and information is of primary importance to asses the limitations due to the underwater sources of the earthquakes. The huge areas and volumes of earth's crust destruction delineated by a sequence of the very powerful and numerous aftershocks can help to understand the destructive processes - their size and generic potential.

СЕИЗМОГЕНЕН ПОТЕНЦИАЛ НА СУБДУКЦИОННИТЕ ЗОНИ – ДВЕ ГОЛЕМИ ЗЕМЕТРЕСЕНИЯ: ЧИЛИ (M8.8, 2010) И СУМАТРА (M9.1, 2004) – ИНДИКАТОРИ ЗА ВНЕЗАПНИ ПЛОЧОВИ ДВИЖЕНИЯ

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

РЕЗЮМЕ. Направен е сравнителен анализ между две от най-силните земетресения регистрирани напоследък на Земята и разположени в близост до конвергентните граници на плочите: Индийската и Сунда (в района на о-в Суматра) и Южноамериканската и Наска (по крайбрежието на Чили). В светлината на съвременната геодинамика, положението на епицентрите и хипоцентрите им, процесите на разкъсване на земната кора и други данни е потърсено обяснение на относително бързите движения на континенталните плочи или части от тях. Първото грандиозно земетресение (Mw9.1, 2004) генерира огромни вълни цунами, които погубиха над 200 000 души в много страни около Индийския океан, явявайки се по този начин едно от най-катастрофалните събития сполетели човечеството през цялата му история. Второто гигантско земетресения (Mw8.8, 2010) разположено в близост до Чилийското крайбрежие, генерира относително малки вълни цунами (явление абсолютно необичайно за подобни по сила земетресения), но предизвика тежки разрушения и повече от 1000 жертви в крайбрежните селища. За определянето на сеизмогенния потенциал на субдукционните зони да генерират много силни земетресения е от съществена важност да се оценят ограниченията лимитиращи геодинамичната активност на подводните земетръсни огнища. Огромни площи и обеми от континенталната разрушена земна кора са очертани от поредица силни следтрусове, които помагат за определянето на размерите им. GPS измервания, показват размерите на преместванията, регистрирани в околностите на тези силни земетресения.

Introduction

The seismogenic potential of the subduction zones is the largest one according the planet's geodynamics. Almost all great earthquakes (especially with the moment magnitude larger then 8.5) are closely related to the subduction zones. The plate movements in these zones are most active, constant temporal displacements reaching 6-7 cm/y and thus they are responsible about the stress accumulation and the following giant earthquakes.

The seismicity of the subduction zones is studied in the relation of the two very strong earthquakes – the Sumatra one (on 26th December 2004, My~9.1) and the Chile one (February 27th 2010, Mw~8.8) and their tsunamigenic potential. The first dangerous event (a couple of earthquake and tsunami) had heavy consequences and more than 200 000 fatalities. The second one – with relatively small tsunamis with no victims, produced about 1 000 deaths as a consequence mainly due to the earthquake effects to the buildings of the Chile coastal area.

Both events were related with the stress release and movements of the plates in the subduction zones – Nazca plate subducting South American continental plate (for the Chilean quake) and Sunda trench collision zone (for the Sumatra seismic event). In general this oceanic plate

subducted thicker continental plate. Due to this collision the stress field in the whole contact zone between the two plates increased and generated huge seismic events which can produce the large displacement, especially measured on the upper plate. This process is accompanied by the temperature increase, volcanic activity in deeper parts, crust and astenosphere deformations, orogenic effects and deep trench creation (Fig. 1). The rebound effect expressed frequently like megathrust seismic events almost always generate tsunami waves (Murty, 1977).

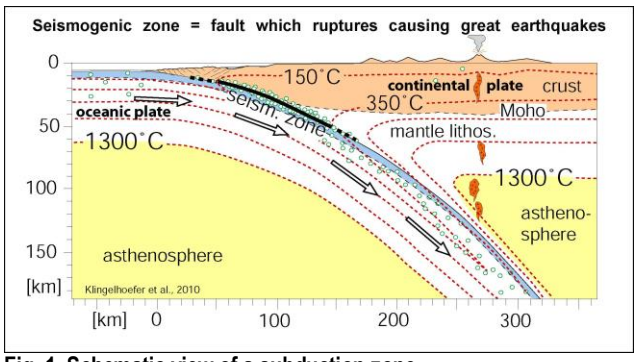


Fig. 1. Schematic view of a subduction zone

Tectonic setting

The region where the great earthquake occurred on 26 December 2004, marks the seismic boundary formed by the movement of the Indo-Australian plate as it collides with the Burma subplate, which is part of the Eurasian plate. However, the Indo-Australian tectonic plate may not be as coherent as previously believed. According to recent studies it appears that the two plates have separated many million years ago and that the Australian plate is rotating in a counterclockwise direction, putting stress in the southern segment of the India plate. For millions of years the India tectonic plate has drifted and moved in a north/northeast direction, colliding with the Eurasian tectonic plate and forming the Himalayan Mountains. As a result of such migration and collision with both the Eurasian and the Australian tectonic plates, the Indian plate's eastern boundary is a diffuse zone of active seismicity and deformation, characterized by extensive faulting and numerous large earthquakes.

The epicenter of the 26 December 2004 earthquake was near the triple point junction of three tectonic plates where major earthquakes and tsunamis have occurred in the past. Previous major earthquakes have occurred further north, in the Andaman Sea and further South along the Sumatra, Java and Sunda sections of one of the earth's greatest fault zones, a subduction zone known as the Sunda Trench. The great Sunda trench extends for about 3400 miles (5500 km) from Myanmar (Burma) south past Sumatra and Java and east toward Australia and the Lesser Sunda Islands, ending up near Timor. Slippage and plate subduction make this region highly seismic. The Burma plate encompasses the northwest portion of the island of Sumatra as well as the Andaman and the Nicobar Islands, which separate the Andaman Sea from the Indian Ocean. Further to the east, a divergent boundary separates the Burma plate from the Sunda plate.

More specifically, in the region off the west coast of northern Sumatra, the India plate is moving in a northeastward direction at about 5 to 5.5 cm per year relative to the Burma plate. These data have been inferred by the GPS measurements and observations (http://walrus.wr.usgs.gov/news/reports.html).

The Chile 27 January 2010 great seismic event is located over the edge of the subduction zone of Nazca plate subducted under the South America continental plate at the approximately mid location of the Chile Ands. The subduction in the area started several million years ago and the low destruction of the oceanic crust succeed to subduct in more then 3-400 km inland reaching one of the known most deep parts of the mantle. The deepest earthquakes of this plate are expressed down to 600-700 km. thus producing great events like Bolivian one of 9th June, 1994 year (Mw~8.0) felt from Antarctica to New York. The GPS measured horizontal velocities of the South American plate move to the west are measured of about 6-7 cm (it is better to say that the subducted Nazca plate has such velocity of east movement). The Peru-Chile trench is the frontal boundary of the subduction and it is confirmed by the hypocenters location of the earthquakes in the area (http://earthquake.usgs.gov).

Data about the earthquakes

The 26th Boxing Day 2004 earthquake occurred with a starting point of the hypocenter located at 3,316°N; 95,854°E. The reported mechanism by the Harvard tensor moment solution was thrust type. Then the ruptured process has extended to the North for about 10 minutes and according different models the area of the surface dislocations covered more than 337500 sq. kilometers. The depth reached 33 km. The initial aftershock's behavior confirmed this direction of dislocation. Almost two-three months after the main event, all aftershocks covered the north part of affected area (Fig. 2). The thrust type mechanism, the great magnitude, large area of surface deformations, the activation of the underwater deposits slides and the displaced water volume are the main factors leaded to the giant tsunami spread across the Indian Ocean and brought so much victims and destructions.

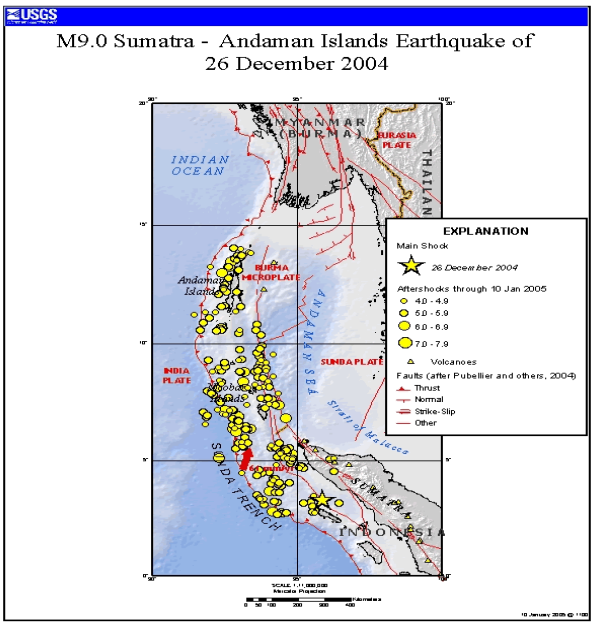


Fig. 2. The location of the epicenters due to the 26th Dec.2004 seismic event. Ruptured zone is outlined by the yellow circles of some aftershocks distribution, according their tectonic positions

The earthquake of February 27, 2010 (M~8.8, depth down to 30 km), was probably triggered by the dynamic stress load

caused by collision of South America and Nazca plates. The January 27th earthquake occurred – as a result of thrust faulting – on the boundary of the Nazca and South America plates (Fig. 2). It was caused by the release of stresses when the Nasca plate subducted beneath the overriding South America plate. This interaction results in convergence at the Chile Trench and involves local movement, with a total area of displacement of about 0.5 km^2. The shock was located to the North of the ruptured area of the strongest recently recorded seismic event of 1964 with the largest magnitude of Mw~9.5 (Fig. 3; http://earthquake.usgs.gov).

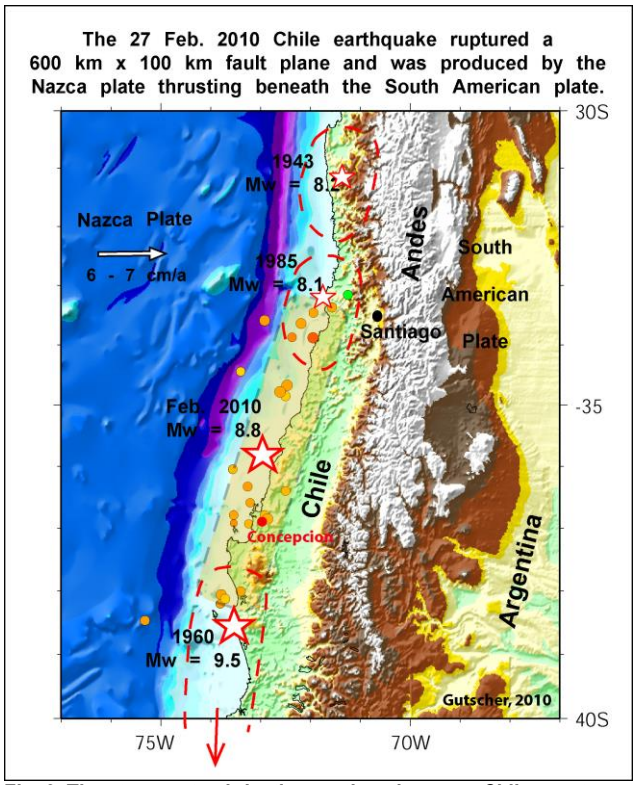


Fig. 3. The strongest subduction earthquakes near Chile coast

The historical and recent Chilean strong earthquakes (http://www.emsc-csem.org/):

- October 28, 1562. This was magnitude 8 earthquake and its epicenter was at 38.0 S, 73.5 W. It generated a destructive tsunami with 16 meter maximum run-up height.
- February 8, 1570. This earthquake occurred in the same general area of Central Chile (epicenter 37.0 S, 73.0 W) but its magnitude was estimated to be even greater, at 8.8. The maximum tsunami runup height was 4 meters.
- December 16, 1575. This was an extremely severe earthquake in Southern Chile with source characteristics very similar to the May 22, 1960 event – which occurred centuries later in the same region. Its estimated epicenter was at 40.0 S., 70.0 W. Its strong aftershocks continued for a period of forty days. Almost immediately after the quake tsunami waves reached Valdivia, 25 km up the river by the same name, reversing its flow, is destroying houses, uprooting trees and sinking two galleons at the port. Along the coast of La Imperial, north of Valdivia, the tsunami killed 100 people. Landslides from the quake blocked the flow of a river flowing into lake Rinihue. A subsequent break of the dam killed 1200 people.
- March 15, 1657. Its epicenter was at about 37.0 S., 73.0 W. Its magnitude estimated at 8.0. It generated a tsunami with a maximum height of 8.0 meters.
- November 19, 1822**.** This was a large earthquake with epicenter at 33.0S. 71.4W, and an estimated magnitude of 8.5, which caused considerable destruction in Central Chile and generated a destructive tsunami with a height of 3.5 meters.
- February, 1835**.** A tremendous earthquake occurred, described well by the captain of the Darwin's Beagle ship.
- May 10, 1877**.** Two large earthquakes near Africa, on May 9 and May 10. The May 9 event had its epicenter at 21.6 N.71.0W and its magnitude was 8.5. It generated a destructive tsunami of 16 meters in Northern Chile. The second one, which occurred day later on May 10, had an estimated magnitude of 8.3. Its epicenter was at 19.6 S., 70.2 W.
- August 17, 1906. The epicenter of this quake was at 33.0 S., 72.0 W. This was a large shallow magnitude (8.6) tsunamigenic earthquake with epicenter near that of the 1822 event and approximately 300 km to the north of the February 27, 2010 event. The quake caused destruction in Chile and generated a tsunami that was destructive locally and at distant locations.
- November 27, 1922**.** Date given as November 21, 1927 and epicenter at 44.6 S, 73.0 W. This was a very destructive earthquake with magnitude of 8.5 which occurred approximately 870 km to the north of the February 27, 2010 event. The quake was extremely destructive along central Chile, causing several hundred fatalities and severe property damage. It generated a destructive 9-meter local tsunami that inundated the Chile coast and was particularly damaging along the coastline near the town of Coquimbo. The tsunami impacted Hawaii, washing away boats at Hilo harbor.
- May 22nd ,1960 (Magnitude 9.5). The largest earthquake in the world – approximately 1655 killed, 3000 injured, 2000000 homeless, and $550 million damage in southern Chile; tsunami caused 61 deaths, $75 million damage in Hawaii; 138 deaths and $50 million damage in Japan; 32 dead and missing in the Philippines; and $500000 damage to the west coast of the United States.

The comparison with the aftershocks distribution about Sumatra earthquake (Fig. 2) shows much larger area covered. This is reasonable having in mind that the Sumatra event had much larger magnitude then the Chilean one. Both distributions outline the sizes of the seismic sources, where the Earth crust destruction and stress release took place.

A comparative analysis

Triple junction points of tectonic plates, particularly in areas of active subduction, are some of the most seismic areas of the world – capable of causing great earthquakes and tsunamis. The 1960 Great Chilean Earthquake and Tsunami originated near such a triple point tectonic junction.

The same is valid about 26th Boxing Day 2004 great Sumatra earthquake and 27th February Chilean event. Usually, when a great earthquake occurs, most of the stress is relieved and another great earthquake may not occur for many years in the

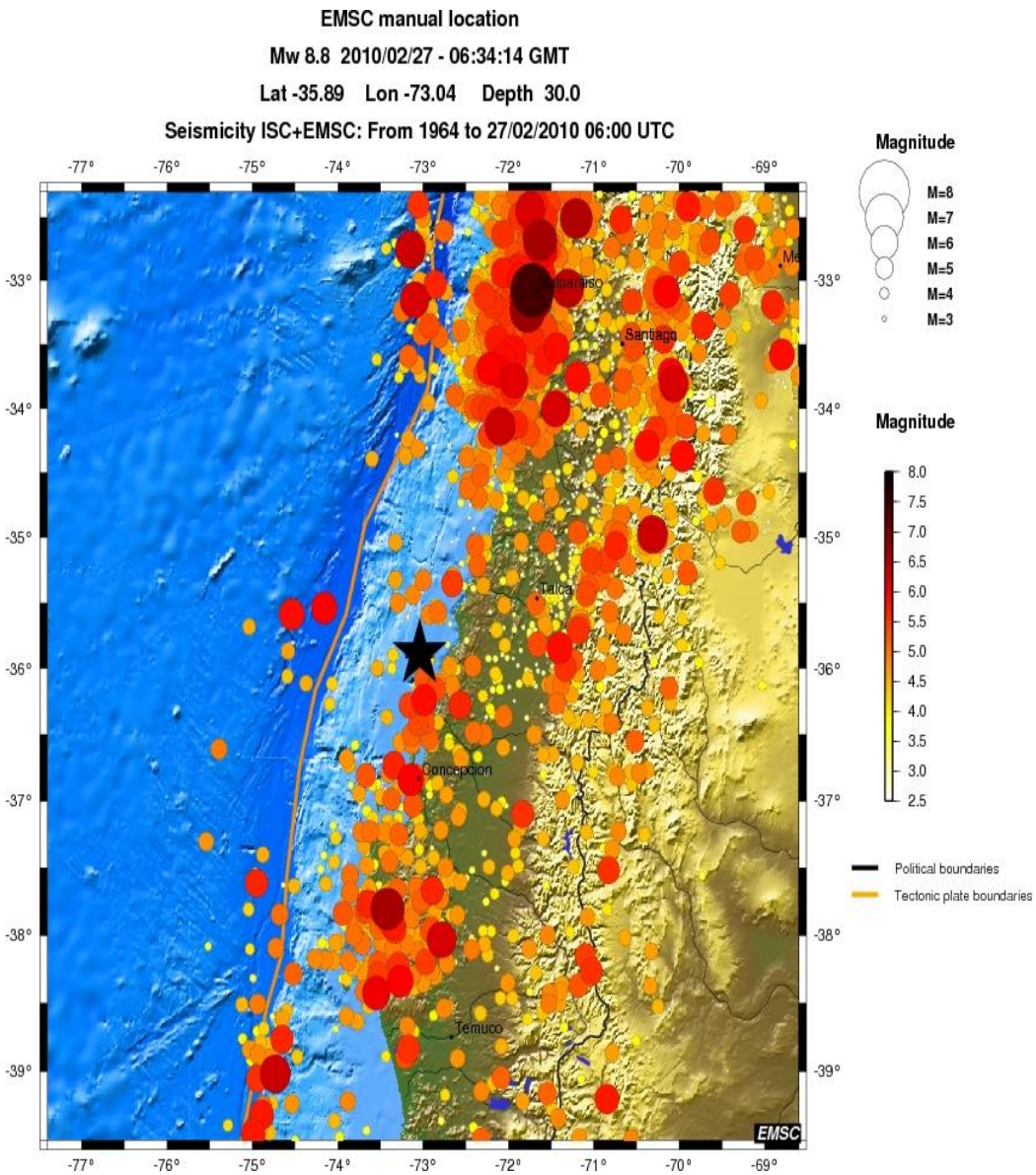


Fig. 4. Regional seismicity around the 27.02.2010 Chile earthquake (star) since 1964 (acc.http://www.emsc-csem.org/)

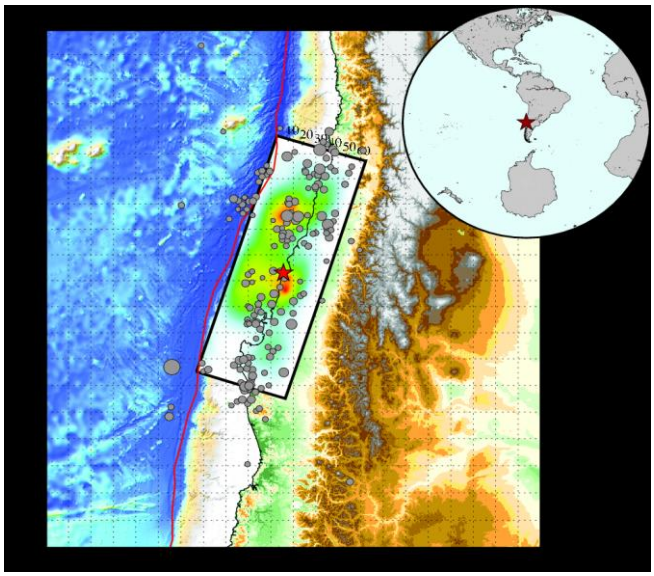


Fig. 5. Some aftershocks locations about the Chile seismic event

same region. However, this is not always the case, as dynamic stress loading can accelerate the occurrence of another major earthquake along an adjacent seismic zone. Sometimes the opposite occurs and the release of energy on one segment, may also release stress on an adjacent seismic fault. In this case it looks like that the stress release process was accelerated rather than delayed.

The summary of all investigated parameters have been presented at Table 1. Both seismic events have very similar characteristics (magnitude, depth, mechanism type). The differences are connected mainly to the ruptured areas (length, width, vertical displacements), average water depth, the supposed underwater slides and the tsunami parameters – maximum observed run ups and the displaced water volumes. It is visible that the maximum run ups Hmax are of one order difference and the displaced water volumes have the same

Table 1. Main characteristics of both earthquakes occurred on 26th December 2004 and 27th February 2010

Date	Mw	H, km	Earthquake mechanism	Location	Rupture length, km	Rupture width, km
26.XII.2004	9,1	30	Thrust type	3,316°N; 95,854°E	1200-1300	270
27.II.2010	8,8	30	Thrust type	35.89 S; 73.04 W	600-650	100

differences. So, the reasonable explanation is connected with the presented model and due probably to the displaced water volumes. These numbers depends mainly on the average water depth in the areas of bottom displacements and their sizes. The energies released are 1/3 to ¼ and depend on the magnitudes (Milusheva, Ranguelov, 2006). The energy released for both shocks are 3.35×10^{18} [J] for the first shock and 1.21×10^{18} [J] for the second one.

The geodesy data and displacements of the plates

The use of geodesy data (and especially the GPS data) in the case of the two big earthquakes is rather complicated because of the several reasons: the biggest displacements have been located underwater; the observed displacements on the surface have been located relatively far from the earthquake sources; the used models have different assumptions (all of them trying to fit the observational data) which lead to different results.

To avoid these differences several methods based on geodesy have been suggested to eliminate uncertainties about the Sumatra event: the Scripps scientists with their Indonesian counterparts at the National Coordination Agency for Surveys and Mapping in Cibinong, West Java, measured the shift in position of GPS stations whose locations had been accurately determined prior to the earthquake; the second method, pioneered at the California Institute of Technology, the researchers studied giant coral heads on island reefs. The top surfaces of these corals normally lie right at the water surface, so the presence of corals with tops above or below the water level indicated that the earth's crust rose or fell by that amount during the earthquake.

Finally, the researchers compared satellite images of island lagoons and reefs taken before and after the earthquake: changes in the color of the seawater or reefs indicated a change in the water's depth and hence a rise or fall of the crust at that location (http://track.sfo.jaxa.jp/en/contents/news.html).

The average motions measured prior the great earthquakes have been estimated according the long term measurements. The results about the long term crustal displacements and deformation patterns in South East Asia in average reached 4-5 cm/yr, determined by GPS campaigns conducted since 1994 up to present. They show a rigid plate, moving independently from Eurasia, with deformed boundaries. Residual vectors near the boundaries are usually small (<3 mm/yr) except in north Sumatra where the 6 mm/yr residual pointing indicates "high coupling" with the subduction.

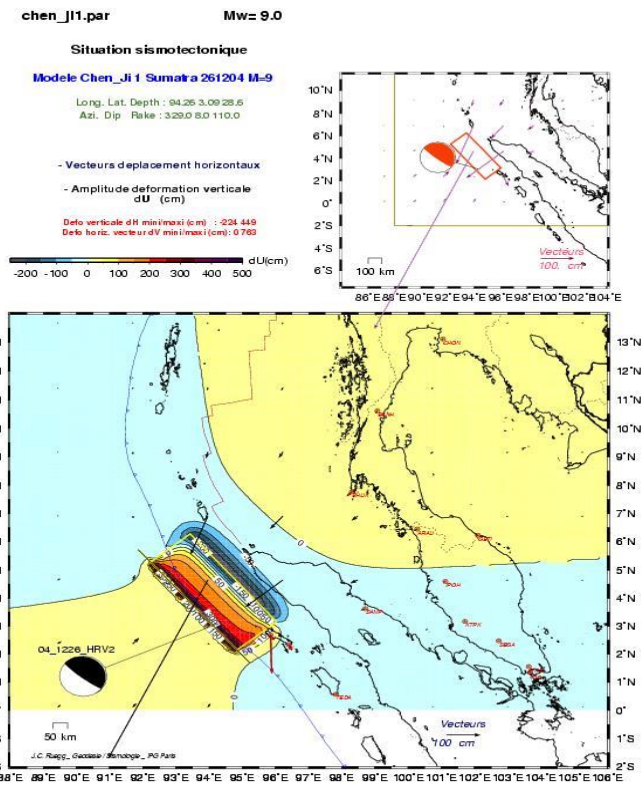


Fig. 6. The model of rupture displacements about great Sumatra earthquake (according http://www.drgeorgepc.com/)

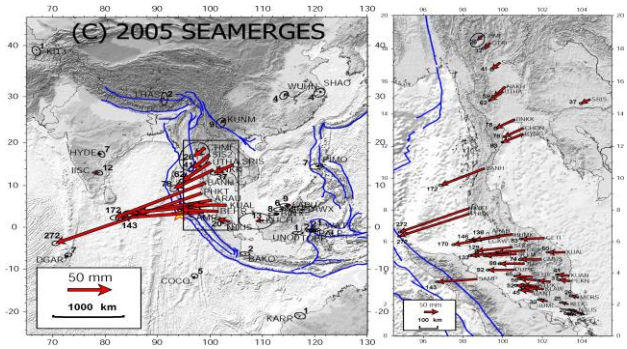


Fig. 7. GPS displacements due to the great Sumatra seismic event

For the Chile earthquake the inverse solution shows again a megathruste seismic event with smaller magnitude

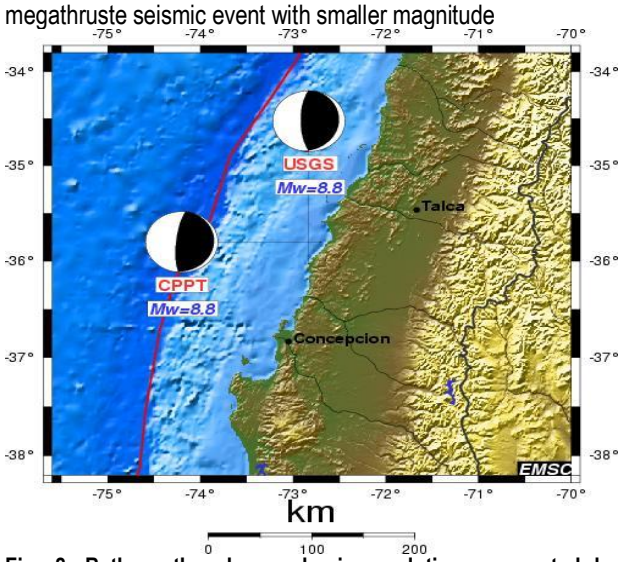


Fig. 8. Both earthquake mechanism solutions presented by USGS and CPPT show again thrust type event

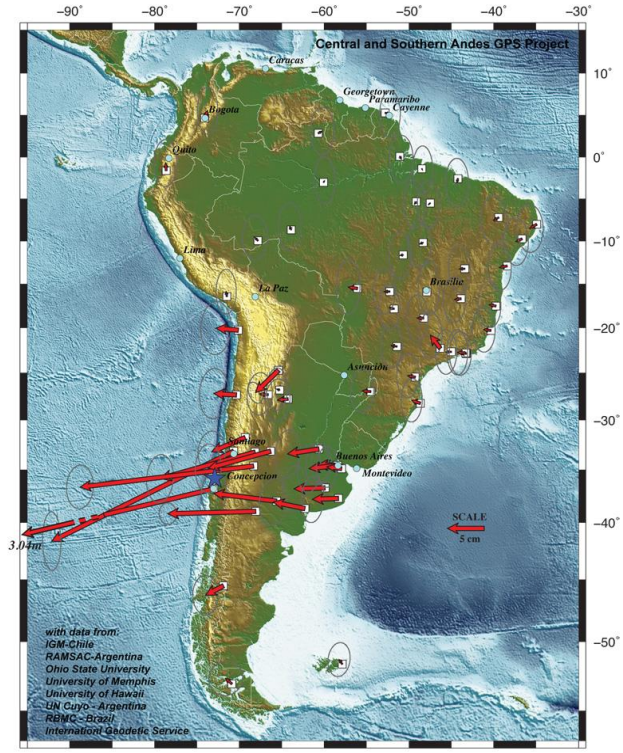


Fig. 9. The GPS displacements of the part of South America continental plate due to the Chilean Mw8.8 seismic event

Conclusions

It is clear that the subduction zones are highly seismic potential arfeas due to the stress accumulation and sudden stress release. This peculiar behavior is the main reason about observed strongest seismic events realized in the subduction zones. The relatively fast movement of the plates, the intrusion of the down plate under the upper one and the stress accumulation and release, are those most important factors due to which the strongest seismic event can occur there. Both investigated strong seismic events confirmed this assessment. The aftershock activity and distribution help a lot to outline the volume of the destructions and stress release.

It is visible and really clear that the geodesy and GPS are the only performed measurements, which can provide reliable and fast information about the sudden plate movements. This data and information helped the solutions of the inverse problem to establish the correct development and space-time history of the seismic process.

The results obtained discover that during the recent years show that the GPS measurements can help to detect the whole (or the part) continental plate displacements due to the very large earthquakes located in subduction zones. After the discovery of the free oscillations of the Earth, the observations of the effects of big parts of the plates' displacements are the second very great result to confirm the plate movements due to the sudden disturbances. The decrease of the measured GPS horizontal displacements (for example clearly visible to the Chile earthquake), shows that it is rather difficult to explain and/or practically unexplainable to consider plates (even in a big scale) like pure elastic bodies which have nonlinear behavior (Ranguelov et al., 2005). The observed attenuation of the displacements observed on far field zones in South America shows that the movements far from the epicentral area are smaller thus proving the nonelastic behavior of the continents – fact not very frequently considered during the large scale models of the Earth crust and geodynamics.

References

http://earthquake.usgs.gov
http://www.emsc-csem.org/
http://www.drgeorgepc.com/
http://walrus.wr.usgs.gov/news/reports.html
http://track.sfo.jaxa.jp/en/contents/news.html
Milusheva, D., B. Ranguelov. 2006. The comparison between the strong earthquakes near Sumatra (26th December 2004 and 28th March 2005) and their tsunamigenic potential. – *Ann. University Mining and Geology, 49, Part I, Geology and Geophysics*, 183-187.
Murty, T., 1977. *Seismic Sea Waves Tsunami*. Ottawa, 434 p.
Ranguelov, B., G. Vollmer, M. Christou. (Eds.), 2005, *Natural Hazards and Nonlinearities. Research and Benefits to the NEDIES Project. EUR 21643 EN, Ispra,* 138 p.
Tinti, S. 1993. *Tsunamis in the World*. Kluwer, 333 p.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

PREDICTION THE OCCURRENCE OF EARTHQUAKES (M>5.0) IN SE AUSTRALIA USING A STOCHASTIC MODEL

Boyko Ranguelov[1], Edelvays Spassov[2]

[1]University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", 1700 Sofia; branguelov@gmail.com
[2]Kinemetrics, Los Angeles, USA

ABSTRACT. A stochastic prediction of an earthquake occurrence (as well as any other attempt of seismic event prognosis) requires the determination of five elements: two co-ordinates, depth, magnitude and time. It is well known also that predicting the time is the crucial factor for the lack of success in earthquake prediction. The larger the magnitude, the territory and time span of the investigation are the more likely is that the results will be closer to the reality. Southeast Australia is the first region on the continent with a documented history of earthquakes occurrence. But even here, only 130 years of written documenting is available, and this is a short term as far as seismological prediction is concern. The instrumentally recorded data are even more limited. The magnitudes of the intraplate events in this region are on the moderate size of the Richter scale. All these factors are imposing a number of limitations on earthquake prognosis, which may be one of the main reasons for nearly complete lack of studies on this subject. The use of the earlier developed stochastic model is based on geometry considerations as well as the statistical distributions of the main parameters of any two consecutive seismic events: temporal and space positions and the magnitude differences. The obtained bi-modal distributions require the consideration of the most probable position of the next expected seismic event. The results obtained show the applicability of the suggested model.

ПРОГНОЗИРАНЕ НА ЗЕМЕТРЕСЕНИЯ (M>5.0) В ЮИ АВСТРАЛИЯ ЧРЕЗ ИЗПОЛЗУВАНЕ НА СТОХАСТИЧЕН МОДЕЛ

Бойко Рангелов[1], Еделвайс Спасов[2]
[1]Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София; branguelov@gmail.com
[2]Кинеметрикс, Лос Анджелос, САЩ

РЕЗЮМЕ. Стохастическото прогнозиране на земетресенията изисква определянето на пет компонента: две координати, дълбочина, магнитуд и време на случване. Добре известно е, че най-труден за определяне параметър е времето на случване. Югоизточна Австралия е регион с най-много и добре документирани земетресения, въпреки кратката история на сеизмологията в Австралия Сеизмичността на този регион е доминирана от средни по сила сеизмични събития. Тези фактори имат ограничително действие върху всеки опит за стохастично прогнозиране. Независимо от това е използван предварително конструиран стохастически модел, основаващ се на геометрични построения и статистически разпределения на основните параметри на всеки две последователни земетресения – временен и магнитуден интервал, място на реализация и посока. Въз основа на този подход се конструира номограма отчитаща максималната вероятност за ставане на земетресения в ЮИ Австралия Приложението на модела показва, че е възможно неговото използуване за целите на средносрочното прогнозиране на земетресения в този регион.

Introduction

A stochastic prediction of an earthquake occurrence (as well as any other attempt of seismic event prognosis) requires the determination of five elements: two co-ordinates, depth, magnitude and time. It is well known also that predicting the time is the crucial factor for the lack of success in earthquake prediction. The larger the magnitude, the territory and time span of the investigation are the more likely is that the results will be closer to the reality.

Southeast Australia is the first region on the continent with a documented history of earthquakes occurrence. But even here, only 130 years of written documenting is available, and this is a short term as far as seismological prediction is concern. The instrumentally recorded data are even more limited. The magnitudes of the intraplate events in this region are on the moderate size of the Richter scale. All these factors are imposing a number of limitations on earthquake prognosis, which may be one of the main reasons for nearly complete lack of studies on this subject.

Nearly forty years of instrumentally well documented seismological history has been collected in the Research School of Earth Sciences' Seismology Group. These records provide thirteen events with magnitude greater than 5.0, which will be the data basis of present study. The idea to make the present attempt was given by the bi-modal distribution of the local seismicity in time (Fig. 1). Furthermore, the maximums on this distribution clearly marked consequent strong events as shown by the arrows. The cumulative graphics of the energy release for the same time period (1959-1995) is presented in Fig. 2 and does not show any specific features and no clear periodicity in the energy release distribution.

An attempt to compile a complete set of strong earthquakes in Southeast Australia is presented in Table 1. The data for the events unto 1959 have been collected from different Australian Geological Survey Organization Reports (1993; 1995) and a number of other publications (Everyngham et al., 1982; Lambeck et al., 1984; McCue et al., 1989). Those 22 events give an average of six years time period between the sequential quakes, but one should consider the poor detecting and recording capabilities before and in the beginning of this century.

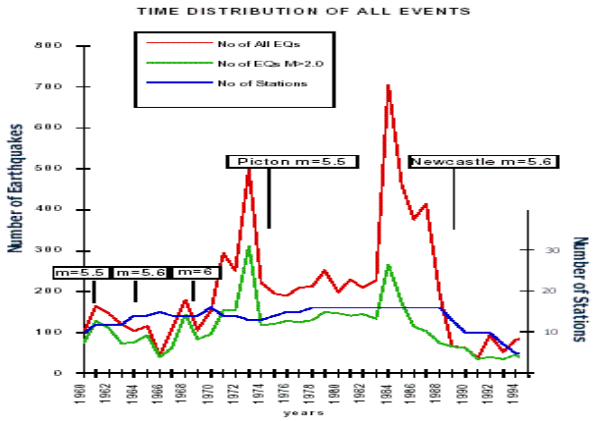


Fig. 1. Temporal distribution of all events in South East Australia

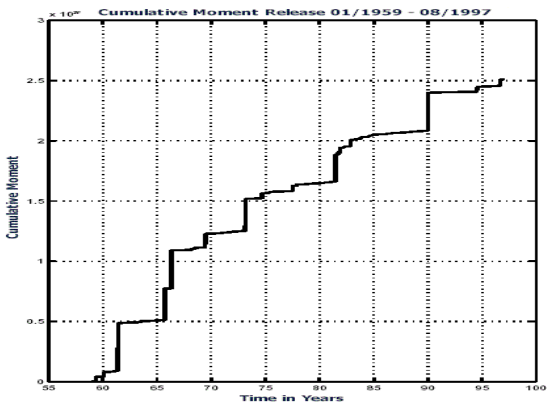


Fig. 2. Cumulative graphics of the energy release

DATA AND METHOD

Even with a limited amount of information we had to restrict our database to the last 15 events. This is the most homogeneous and reliable part of the presented catalogue. The number of earthquakes with magnitude greater than 4.0 for the same time period (after 1959) is 55 and would give a better basis for statistical study. With such a low magnitude however, it is much more probable that the stochastic distribution is more random and some of the events could be fore or aftershocks of main earthquakes. Their detection as such is not an easy task while the method requires only independent seismic events.

Table 1. List of the 15 events with M>5.0 in South East Australia

Year	Mont	Day	Hour:Min	Lat	Lon	Depth	M
1959	5	18	6:12	36.22	148.66	17.00	5.0
1960	1	28	23:37	36.85	147.17	21.00	5.0
1961	5	21	21:40	34.55	150.50	19.00	5.5
1966	5	3	19: 7	37.04	147.13	8.00	5.6
1969	6	20	11:15	38.38	146.27	0.00	6.0
1973	2	17	8:56	38.73	145.29	19.00	5.0
1973	3	9	19: 9	34.17	150.32	21.00	5.5
1974	9	16	7:37	38.38	149.45	0.00	5.0
1977	7	4	20: 5	34.65	148.89	21.00	5.0
1981	11	15	16:58	34.26	150.85	21.00	5.0
1982	11	21	11:34	37.19	146.94	22.00	5.4
1989	12	27	23:26	33.03	151.73	22.00	5.5
1994	8	6	11: 3	32.98	151.31	21.00	5.3
1996	8	13	4:30	30.08	143.52	2.0	5.1
1996	9	25	7:50	37.88	146.47	11.0	5.0

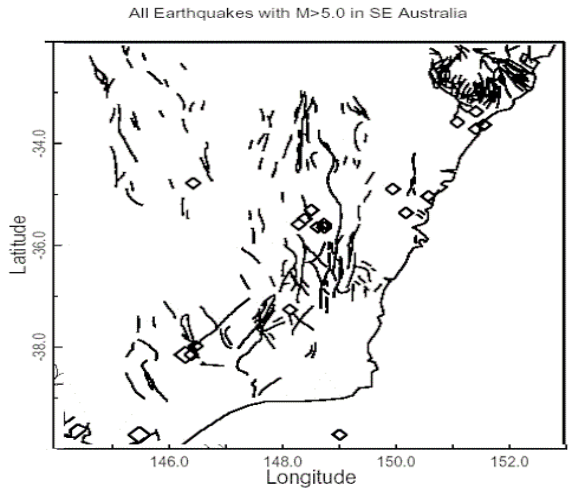


Fig. 3. Spatial distribution of the quakes with M>5.0, plotted over the fault system

The spatial distribution of these quakes plotted over the fault system in the region is shown in Fig. 3. The plot confirms the results in Spassov et al. (1996), that unlike the weak seismicity, the strong events in this area are aligned in a relatively narrow strip with NW-SE orientation along the Pacific coast of Australia. And again on very few occasions epicenters coincide with the known faults even if considering an error in location determination of 5-10 km (Lambeck et al., 1984).

The principles of the method applied have been developed by several authors (Christoskov et al., 1989; Ranguelov, 1990; etc.). Briefly, for every couple of two sequential events N_i and N_{i+1} with parameters: X, Y, T and M we could create the differences:

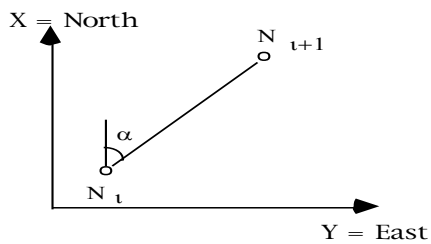
$$\Delta T = T_{i+1} - T_i; \quad (1)$$

$$\Delta M = M_{i+1} - M_i; \quad (2)$$

$$\Delta L = [(X_{i+1} - X_i)^2 + (Y_{i+1} - Y_i)^2]^{1/2}, \quad (3)$$

where

$$\alpha = \mathrm{arctg}(\Delta X / \Delta Y); \quad (4)$$



Since the magnitude interval is strictly limited, magnitude can not be used as a criterion. In such a case the total probability for the next event occurrence will be (if the events are independent in time and space domain):

$$P = P(\Delta T) * P(\Delta L) * P(\alpha) \quad (5)$$

By using the empirical distributions of those parameters and after normalization with the maximum value of each parameter we could produce compatible mutual distributions and even plot the comprehensive results on the map of probabilities.

RESULTS AND DISCUSSION

The plot of the temporal distribution of the strong earthquakes is presented in Fig. 4. Its bi-modal shape is quite pronounced with maximums at about 12 (with "one sigma" interval of about 1.5 months) and 53 (with "one sigma" – 6.5) months. It is quite possible that the minimum at 36 month represents an average time gap required for compensation of the stress release before an accumulation of elastic energy starts again.

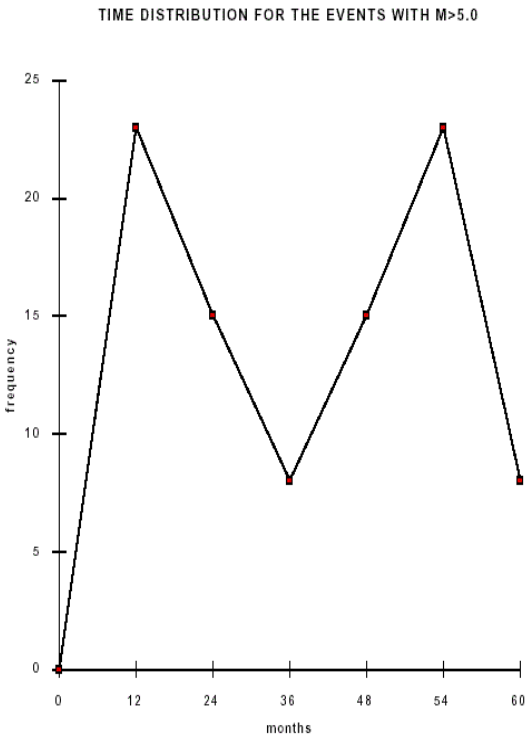


Fig. 4. Time distribution of all events with M > 5.0 in South East Australia

In support of previously made statement about the disadvantages of using earthquakes with lesser magnitude, a similar distribution but for all events with M>4.0 is presented in Fig. 5. The shape of the graph does not show any wide and clear maximums as could be expected when the data sample contains aftershocks. The minimum at 12 months if, regarded in relation to the previous figure, comes to suggest that a strong drop in the background seismicity usually precedes a strong event occurrence and even follows it a few months after until a stress release compensation takes place. Time inconsistency of the historic data could be demonstrated from Fig. 6. The graph is again bi-modal, but the time span of nearly 100 years and the increasing number of reported events with the years is making difficult the sensible use of this information for the purposes of the suggested model. It is also possible, especially in the beginning of the period, that earthquakes of that size have not been noticed and/or recorded.

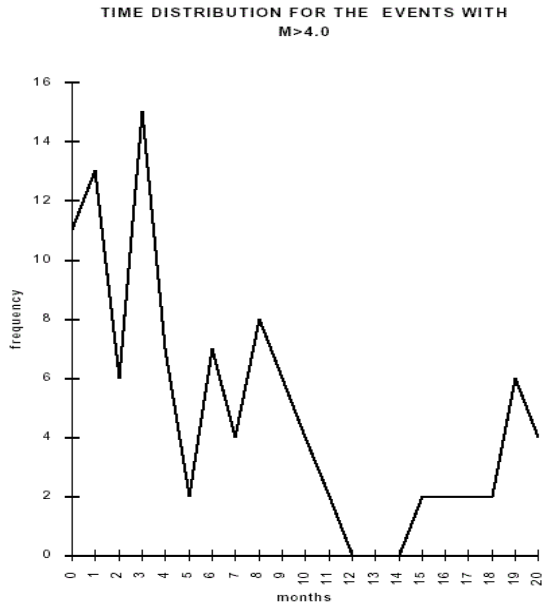


Fig. 5. Time distribution for all events with M>4.0 for the same region

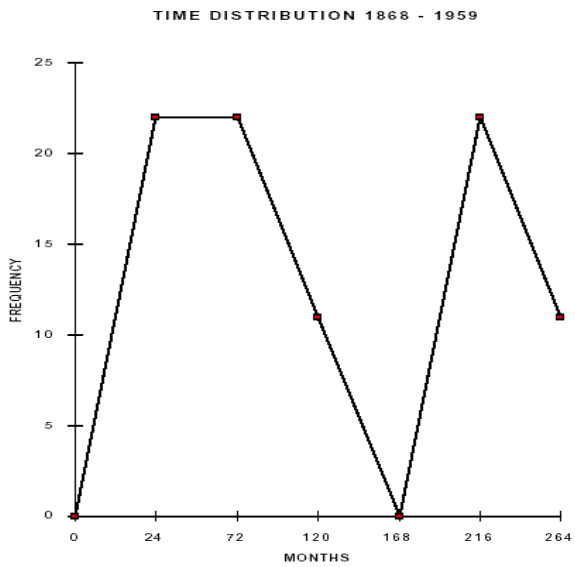


Fig. 6. Time distribution for all historic events with M>5.0 for the same region

Fig. 7 shows the distance distribution of the strong events in the area. The most characteristic feature here again is the bi-modal shape of the curve. This could suggest a seismogenic block structure of an average of 500 km (with "one sigma" of about 120 km.) required for accumulation and generation of an event with magnitude greater than 5.0. The minimum of this graph could be used in search of some real geologic boundary conditions, defining such a block structure. All the data available for the whole period have been put together (Fig. 8). Even with perhaps incomplete catalogue of seismic data the block structure in the area is so well defined, that it is encouraging in the creation of a territorial distribution of the probabilities.

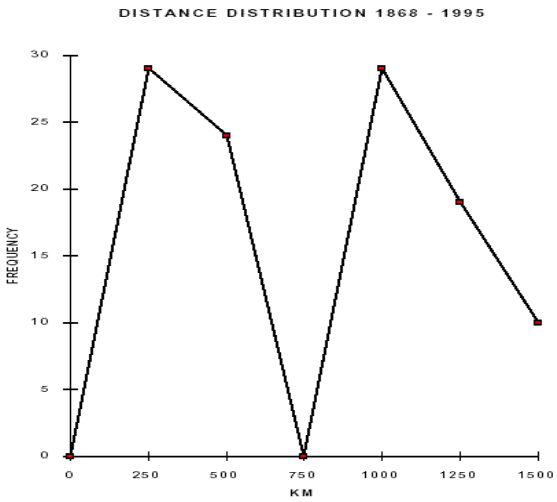


Fig. 7. Distance distribution of the strong events in the area

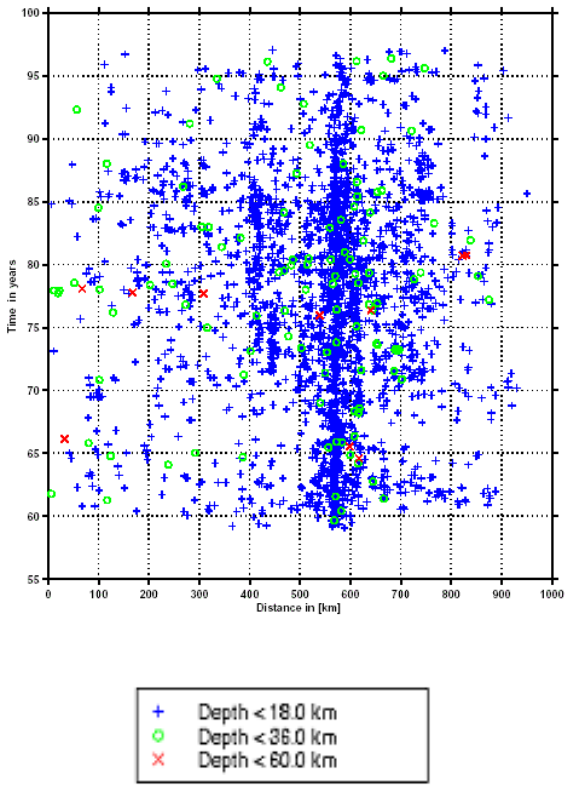


Fig. 8. Distance distribution of the ALL events in the area

The azimuthal distribution of the main events for this study is investigated. The orientation of its maximum could easily be expected from the space distribution of the events (Fig. 3). Unexplained remains the minimum in opposite direction, which could be due to the exceptions in overall distribution rather than to a particular feature. Probably the most real representation of the azimuthal preferences of the strong events occurrence could be obtained from such distribution of all events with M>5.0.

The normalization of the values and their comprehensive consideration allows a construction of a probability nomogram shown in Fig. 10. Each of its circular segments contains the percentage probability of an earthquake occurring in the sector if the centre of the nomogram is placed over the location of the epicentre of the last strong event. Similar graph could be more useful in a more rapidly changing seismicity or for planning some long term investigations.

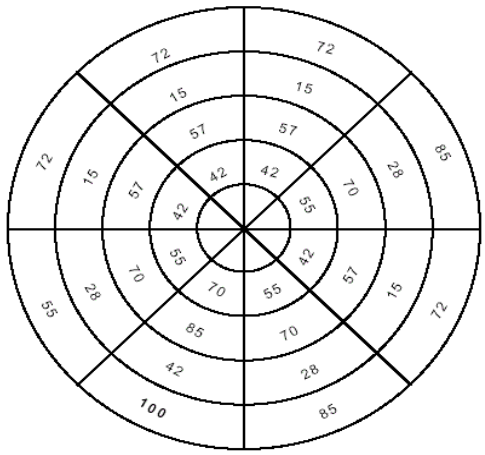


Fig. 10. Probability nomogram after normalization of the values and their comprehensive consideration

Probably the most important effect of the suggested model is that it is giving the opportunity to transfer the result on to the territory of study. Dividing the area into individual cells (in this case in 1 by 1 geographical degrees dimensions) one could calculate the total probability of occurrence for each cell. The interpolation of the data then would give a probability map as the one presented in Fig. 11 for this particular set of data. The two maximums in the distance distribution (Fig. 6) are marked here by a 70% margin, but the overall probability is greatest in the shadowed area.

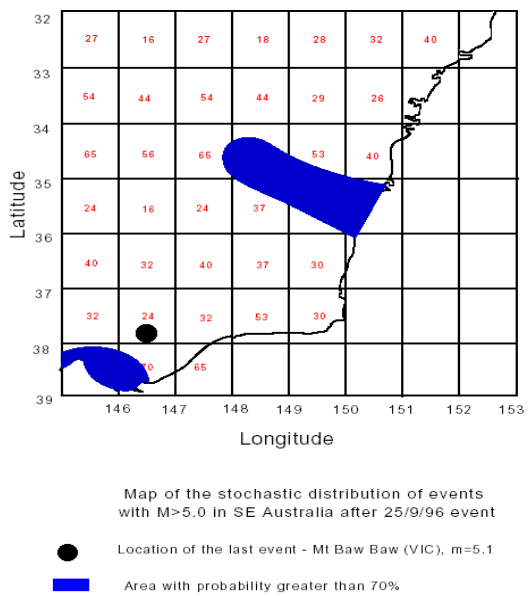


Fig. 11. Probability map based on the stochastic model described here

A retrospective analysis of the data has been performed in order to evaluate the reliability of the method and the results. The worst of the scenarios is between the events 14 and 15. Its failure is mainly due to the unusually short time period between the two events. The best of fits is between the couple 3 and 4 for events in 1961 and 1965. A retrospective check of all couples gives an average success rate of nearly 70%, while

on two occasions the success rate is 93%. Another estimate shows that in 68% of the retro-analyses the success is 65% or more.

After this study was done an event with M=5.0 has occurred in the area and its epicentre felt well within the small predicted zone in the South-West (Fig. 12). Its time interval from the previous event is 47 months, very close to the established second maximum of 53 months.

Year	Mont	Day	Hour: Min	Lat	Lon	Depth	M
2000	8	29	12:05	38.41	146.29	18.0	5.0

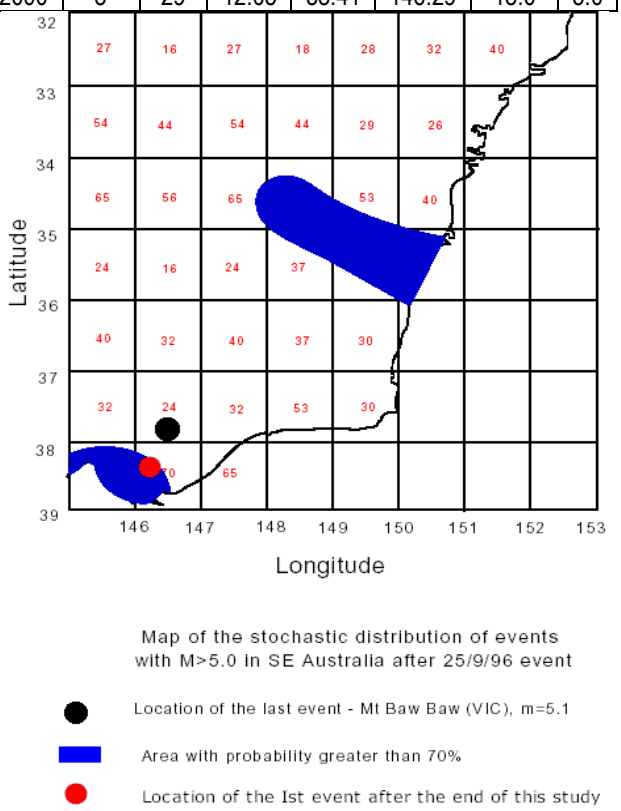


Fig. 12. A successful event occurrence within predicted areas

Conclusions

The midterm stochastic model for studying the earthquakes with magnitude greater than 5.0 in SE Australia gave clearly defined bi-modal distributions of both time and distance. A probabilistic map created could give some grounds for expecting the next strong earthquake in a certain confidence interval (+/- "one sigma"). Although the historic data of the seismic events with such size may not be complete, a block structure of the territory and a predominant azimuthal orientation of the quake occurrence are likely to be distinct features of the seismicity in SE Australia.

References

Australian Geological Survey Organization Report. Earthquakes. 1995. 11 p.

Australian Geological Survey Organization Report. Earthquake in the Canberra Region. 1993. 7 p.

Christoskov, L., B. Ranguelov, E. Spassov. 1989. A stochastic prediction of a strong earthquake in the Pacific Mexico coast. – *Bulgarian Geophys. J., 15*, 1, 70-88.

Christoskov, L., B. Ranguelov, D. Gospodinov. 1986. A Stochastic Model for Earthquake Prediction. – *Proc. International Symposium on Engineering Geology Problems in Seismic Areas, Bary, I*, 177-182.

Christoskov, L., B. Ranguelov. 1988. Earthquake prediction research in Bulgaria. – *International Seminar on the Prediction of Earthquakes, EC for Europe, United Nations, 14-18 Nov. 1988, Lisbon*, 1-6.

Cleary, J., D. Simpson. 1971. Seismotectonics of the Australian Continent. – *Nature*, 230, 239-241.

Clitheroe, G., O. Gudmundsson, B. Kennett. 2000. Sedimentary and upper crustal structure of Australia from receiver functions. – *Aust. J. Earth Sci., 47*, 209-216.

Cloethingh, S., R. Wortel. 1986. Stress in the Indo-Australian plate. – *Tectonophysics, 132-136*.

Drummond, B., K. Muirhead, C. Wright, P. Wellman. 1989. A teleseismic travel time residuals map of the Australian continent. – *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics, 11*, 101-105.

Everingham, I. B., A. J. McEwin, D. Denham. 1982. Atlas of isoseismal maps of Australian earthquakes. – *Bur. Min. Res. Bulletine*, 214-216.

Lambeck, K, H. McQueen, R. Stephenson, D. Denham. 1984. The state of stress within the Australian continent. – *Annales Geophysicae, 2*, 6, 723-742.

McCue, K., B. Kennett, B. Gaull, M. Michael-Leiba, J. Weekes, C. Krayshek. 1989. A century of earthquakes in Dalton-Gunning region of New South Wales. – *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics, 11*, 1-9.

Ranguelov, B. 1990. The Bulgarian earthquake prediction experience. – *Proc. XXII General Assembly European Seismological Commission, Barcelona, 17-22 Sept. 1990*, 807-810.

Sambridge, M. 1988. *Seismic Inversion for Earthquake Location and 3-D Velocity Structure*. PhD Thesis, Australian National University.

Spassov, E., B. Kennett, J. Weekes. 1997. Seismogenic zoning of South East Australia. – *Australian Journal of Earth Sciences, 44*, 4, 527-534.

Zielhuis, A., R. van der Hilst. 1996. Upper mantle shear velocity beneath eastern Australia from inversion of waveforms from Skippy portable arrays. – *Geophys. J. Int., 127*, 1-16.

Препоръчана за публикуване от
Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

Varia

Геоложки строеж на находището на зеолити "Мост": отговор на коментар

Петър Петров, Станислав Стойков, Милослав Кацаров

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

В дискутираната наша статия* "Геоложки строеж на находището на зеолити "Мост"" (Петров и др., 2006) от Киров** (2007), от заглавието проличава, че обект на изследване е геоложкият строеж на находището на клиноптилолитови зеолитити "Мост". Посочено е, че зеолитовите находища са установени, изучени и привързани, съответно към първи олигоценски кисел вулканизъм "Бели пласт", "Горна крепост", "Мост", "Голобрадово" и "Лясковец" и към втория кисел вулканизъм "Белия баир". Благодарим на Г. Киров за направената оценка и забележки относно статията. По-нататък последователно ще поясним и отговорим на поставените въпроси и коментари. В тази критична публикация (с. 184, абз. 1) се отбелязва, че "*През седемдесетте и осемдесетте години на миналия век със сондажни работи са проучени 6 находища, като…*" и "*В докладите за детайлно геоложко проучване се съдържа огромна и много интересна информация…*" В нашата статия е отбелязано действително, че на територията на България има 6 находища на зеолити (с. 47, абз. 4), но никъде в текста не се споменава, че докладите са за "*детайлно геоложко проучване*". В случая, при не всички находища проучването е завършило с доклад за детайлно проучване.

На забележката, че "*В раздела няма нито геология, нито геоложки строеж на находището...*" Може да се отговори, че в раздел геология на находището са показани основните литолого-стратиграфски разновидности (по Боянов и др., 1995), като са посочени и скалите, които представляват промишлен интерес. Представена е също така и минералого-петрографска характеристика на находището, както и качествената характеристика на суровината (представена е и геоложка карта на фиг. 2). Забележката по фиг. 1 и 2 "*Първата фигура създава погрешна представа за разпространението на зеолитизираните вулкански туфи в района, а във втората са дадени номерата на сондажите, но това никъде не се съобщава, а те не се използват в работата*" е неоснователна. Явно Киров слага под общ знаменател разпространението на зеолитизираните вулкански туфи с контур на запасите и ресурсите на отделните находища. Фигура 1 в случая е озаглавена коректно: Схема на разположение на зеолитови находища "Бели пласт", "Белия баир", "Горна крепост", "Мост", "Голобрадово" и "Лясковец". На фигурата са представени крайните контури на запасите и ресурсите на всички зеолитови находища в района. На фиг. 2 е представена геоложка карта на находището, като коректно са цитирани авторите, по чиито данни е създадена. Представената геоложка карта поставя под въпрос още веднъж направената забележка, че в раздел геология на находището "няма нито геология".

По отношение на *"В описанието на скалите се говори за вулканско стъкло, което е "кисело и изотропно" и се среща като "отломки с призматична форма". Всъщност в продуктивния хоризонт незеолитизирано стъкло няма, както няма и призматични отломки*"", ще поясним, че тези данни са по геоложкия доклад на Брънкин и др. (1982). В този случай не е коректно да бъде променян текста от цитирания доклад (с. 21, абз. 1 и 2). Приемаме забележката *"Как средния полезен интервал може да е 106 m при максимална дебелина 80 m остава неясно"*, но от така представените стойности е видно, че е допусната техническа грешка и същите са разменени.

Забележката, че *"стойностите 6-8% са твърде ниски за висококачествена зеолитна скала – за клиноптилолита сорбционният капацитет по водни пари е 12-14%",* в случая цитираните от нас данни са заведени в националния баланс на запасите, в съответствие с геоложкия доклад по Брънкин и др. (1982). Поради съществуващата корелационна зависимост между двата най-важни качествени показатели на зеолитите – сорбционен капацитет и йонообмени капацитет по алкални и алкалоземни йони, сме използвали данни от анализите за средните стойности на тези показатели от сондажите, прокарани през етапа на проучване. Зеолитите са анализирани при 6% и 98% относителна влажност на въздуха. При 6% адсорбират само зеолитови минерали, от което следва, че основният показател, характеризиращ

сорбционните свойства на зеолитите е при 6% относителна влажност на въздуха. Направената диаграма на зависимостта е между сорбционен капацитет на зеолитовите скали при 6% относителна влажност и йонообменен капацитет по алкални и алкалоземни йони (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}). Стойностите от 6-8% са напълно нормални за зеолитова суровина и са в съответствие с приетите кондиционните изисквания утвърдени от Комитета по геология и минералните ресурси (с правоприемник "Министерство на околната среда и водите" – ПМС №362/07.10.1997 г.) по целева програма за проучване на зеолити в Източно Родопския регион. Тези стойности се отнасят не само за находище "Мост", а и за суровиния потенциал на всички зеолитови находища разположени на територията на СИ Родопи.

На зебележката, че "*са изброени седем-осем възможни приложения на зеолитовата суровина. Така читателят може трикратно да се убеди колко малко познават авторите съвременното състояние на проблема*", ще поясним отново, че заглавието на статията не предполага детайлизиране на приложението на суровината и навлизане във сферата на обогатяването а представяне на геологията на находище "Мост". В този смисъл сме посочили по-актуалните от възможните приложения на зеолитната суровина от споменатото находище.

*Петров, П., С. Стойков, М. Кацаров. 2006. Геоложки строеж на находището на зеолити "Мост". – *Год. МГУ, 49, Св. I, Геология и геофизика,* 47-50.

**Киров, Г. 2007. Една вредна публикация. – *Спис. Бълг. геол. д-во, 68*, 1-3, 184.

ГОДИШНИК НА МИННО-ГЕОЛОЖКИЯ УНИВЕРСИТЕТ "СВ. ИВАН РИЛСКИ", Том 53, Св. I, Геология и геофизика, 2010
ANNUAL OF THE UNIVERSITY OF MINING AND GEOLOGY "ST. IVAN RILSKI", Vol. 53, Part I, Geology and Geophysics, 2010

ИЗИСКВАНИЯ ЗА ИЗПИСВАНЕТО НА ИМЕНАТА НА СТРАТИГРАФСКИТЕ ЕДИНИЦИ

Димитър Синьовски

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

Хроностратиграфски единици

Съгласно препоръките на Международното стратиграфско ръководство имената на официалните хроностратиграфски единици се пишат с главна буква. Това важи при използването им като съществителни и като прилагателни (напр. Кампан, Кампански етаж, Кампански век; Палеоцен, Палеоценска серия, Палеоценска епоха; Долен Триас, Долнотриаска серия, Раннотриаска епоха, Карбон, Карбонска система, Карбонски период). Когато съществителното не е официален хроностратиграфски термин прилагателното, изразяващо хроностратиграфската му характеристика, се пише с малка буква (напр. кампански варовици, палеоценски магматизъм, раннотриаска фауна, карбонска мегафлора).

Димензиите за време се съкращават според изискванията на Международната система от измерителни единици SI, според която съкращението за кило- е с малка буква: ka – хиляди години; за мега- и гига- е с главна буква: Ma – милиони години; Ga – милиарди години.

Биостратиграфски единици

Биостратиграфските единици се именуват на един или повече фосилни таксони, наречени индексови фосили. Когато зоната се именува на даден вид името й се изписва с родовото и видовото име на индексовия фосил, като преди него се посочва видът на зоната (напр. таксон-рейндж-зона Micula prinsii). След като вече е въведена с цялото си име, по-нататък в текста зоната може да се изписва кратко само с видовото име (напр. зона prinsii). Когато зоната се именува на таксон от по-висок ранг, след вида на зоната се изписва латинското наименование на таксона (зона Didymograptus).

Литостратиграфски единици

Имената на официалните литостратиграфски единици се пишат с главна буква. Те се състоят от топонимно прилагателно и съществително, указващо ранга на единицата (Шуменска свита, Бобовски член на Костелската свита), но могат да съдържат и прилагателно за определящата литоложка разновидност (Искърска карбонатна група). Имената на неофициалните литостратиграфски единици се пишат с малка буква (пясъчникова задруга, диабазово-филитоиден комплекс).

Магнитостратиграфски единици

Магнитостратиграфските единици се означават с имена на известни учени и географски обекти, които се пишат с главна буква (напр. субхрон на полярност Харамильо), или с индекси от цифри и букви. С индекс от цифри и главни букви се означават нормалните хрони (напр. хрон на полярност 5A), а за реверсивните към индекса на нормалния хрон се добавя "r" (напр. 5Ar). Субхроните в рамките на даден хрон се означават с поредни цифри след индекса на хрона (напр. 5Ar-1, 5Ar-2 и т.н.), а за реверсивните субхрони след цифрите се добавя "r" (напр. 5Ar-1r, 5Ar-2r и т.н.). Магнитните аномалии в периода 83-160 млн. г. са с обозначения от M0 до M29, независимо от поляритета им. При обозначаване на новодефинирани нормални хрони в този интервал се взема номера на непосредствено намиращия се по-стар хрон на обратна полярност и към него се добавя "n" (напр. хрон на полярност M14n).