# годишник

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

Том 48 Свитък I: Геология и геофизика

# ANNUAL

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

Volume 48 Part I: Geology and Geophysics



**ISBN 1312-1820** 

Издателска къща "Св. Иван Рилски" Publishing House "St. Ivan Rilski" София, 2005 Sofia, 2005

### РЕДАКЦИОННА КОЛЕГИЯ

Доц. д-р Венцислав Иванов – Гл. редактор Доц. д-р Страшимир Страшимиров – Зам. гл. редактор Доц. д-р Руслан И. Костов – Председател на редакционен съвет Доц. д-р Кръстю Дерменджиев – Председател на редакционен съвет Доц. д-р Вяра Пожидаева – Председател на редакционен съвет Доц. д-р Добрин Тодоров – Председател на редакционен съвет Инж. Зоя Велева Инж. Теодора Христова

# РЕДАКЦИОНЕН СЪВЕТ на Свитък I: Геология и геофизика

Доц. д-р Руслан И. Костов – Председател Доц. д-р Любомир Геров Доц. д-р Павел Пенчев Доц. д-р Ради Радичев Доц. д-р Страшимир Страшимиров

# СЪДЪРЖАНИЕ

### Раздел 1 – Геология, минералогия и полезни изкопаеми

Бакърджиев, С., К. Русков. Стохастична симулация при някой геостатистически модели на рудни находища	7
Банушев, Б., З. Цинцов. Характеристика на сулфидната минерализация в метабазити от района на с. Белица,	
Централно Средногорие	11
Ботушаров, Н. Перспективни нефтогазомайчини скали от западната-централна част на Южномизийската	
периплатформена област	17
Василева, М., С. Добрев, И. Вергилов, Б. Кольковски. Минераложки особености на Zn-Mn шпинел (хетеролит)	23
Вашев М Относно геопожките и геоморфопожките предпоставки за свлачишата от западната част на Местенския	
грабен в Гоцеделчевския район (югозападна България)	29
Георгиев, В., П. Милованов. Петрохимични особености на палеогенския късноекстензионен магматизъм в	
Златоустовската депресия, Белоречкия и Кесибирския куполи (Източни Родопи)	35
Герджиков, Я., Д. Методиев. Навлачната гектоника в Странджанската зона в светлината на нови данни от	
Дервентските възвишения	41
Димитров, Х., Г. Георгиев. Литофациален анализ на седиментните секвенции на Долнокамчийския басейн	
(акваторна част)	47
Дончева, М., В. Балинов, Е. Занева-Добранова. Литоложки предпоставки за търсене на природни резервоари	
в терциерния разрез на югоизточна България	53
Кортенски, Й., А. Здравков. Петрология на кафявите въглища от Пиринския басейн, България	59
Русков, К., С. Бакърджиев. Пространствени закономерности в разпределението на съдържанията на мед, злато	
и сребро в Зидаровското рудно поле – участъци Юрта и Канарата	65
Токмакчиева, М. Минераложки особености на злато от речните отложения в Панагюрско	71
Ajdanlijsky, G., J. Genchev, N. Bitunski. Fluvial cyclicity from the sediments of the Lozenetc Formation	77
Frunzescu, D. A sedimentological analysis of the sulphatic evaporitic lithofacies in the salt breccia in Valea Rea, Istrita Hill	
(Carpathians Foredeep)	81
Kostov, R. I. Gemmological significance of the prehistoric Balkan "nephrite culture" (cases from Bulgaria)	91
Milovanov, P., V. Georgiev, P. Monchev. K-Ar dating of Paleogene late extensional magmatism in the Eastern Rhodopes	95
Popov, K. Lithostratigraphy of the Late Cretaceous rocks in the Panagyurishte ore region	101
Rebrisoreanu, M. Physical and mechanical parameters variation, in relation with depth and ENE-WSW orientation of	
epiclastical sediments	115
<b>Rebrisoreanu</b> , M. Rebuilding the paleo-climatical conditions in which the sedimentary filling of the Petrosani field was	
tormed and accumulated	119
Sinnyovsky, D. S. Campanian nannotossil zones in the Mediterranean Upper Cretaceous in Sotia Baikan between Bunovo,	400
Jelyava and Elesnnitsa Circumstan D. C. Unand Tithenian Demission releases and familiar of the fundidity demosity of Kentel	123
Sinnyovsky, D. S. Opper Tithonian - Berriasian calcareous nannorossil zonation of the turbidite deposits of Kostel	400
Formation hear Berende village, Pernik District	129
stoykov, S., R. Montz, D. Fontignie. Petrology, geochemistry Si and Nu isotope characteristics and mineral chemistry	497
of the uykes in the ziditisa pass, steuriogone maginatic zone Strachimizar S. S. Debray, S. Stamanay, H. Dragiay, Silver bearing minarale from the arc hady "North" in Sadafaha	131
Sudsminiev, S., S. Dobrev, S. Stamenov, n. Dragiev. Silver-bearing minerals norm the one body North in Sederche	112
Epiliennal Au-Ay uepusii (Eastern Rhuuupes) Tarawaab K Now phosphorita doposita in Nagib Etaig aroo (Southoostarn Jordon)	140
<b>Trankova</b> N. Chemical characterization of garnet and P-T conditions of metamorphism of the Triassic rocks occurring	149
to the south of Oreshnik. South-East Bulgaria	155
Valchev B Paleocene polymorphinids and glandulinids (Order Foraminifera) from the coastal part of Fast Stara Planina	100
(East Bulgaria)	161

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

Ангелов, А. Ц., С. Н. Грудев. Биологично пречистване на води замърсени с манган	167
Геров, Л., Л. Георгиев, Р. Кулев. Изследване вискозитета на водонефтени емулсии от находища Тюленово и	
Долни Луковит	173
Димовски, С. Подход и изчислителна схема за определяне кондицията на гравиметричните и магнитните карти	179
Николов, Г., М. Бояджиев, И. Савов. Нови материали и технологии в газоснабдяването	185
Радичев, Р., С. Димовски. Коефициент на поляризуемост на основни видове скали от участък Цар Асен,	
Панагюрски руден район	189
Стоянов, Н. Т., Ч. П. Гюров. Математически модели за прогнозиране на замърсяването на подземните води в	
района на Агробиохим, Стара Загора. Част 1. Модел на хидродинамичните условия за движение на	
замърсителите в кватернер-неогенския водоносен хоризонт	195

Стоянов, Н. Т., Ч. П. Гюров. Математически модели за прогнозиране на замърсяването на подземните води в	
района на Агробиохим, Стара Загора. Част 2. Миграционни модели за прогнозиране на замърсяването	
на кватернер-неогенския водоносен хоризонт	201
Цветков, А. Геофизична характеристика на някои вулкански структури в централната част на Момчилградската	
депресия	207
Borisova, D., I. Iliev. Granite and revelant soils spectral reflectance and color features	213
Grudev, S., P. Georgiev, I. Spasova, M. Nicolova, A. Angelov, L. Diels. Cleanup of acid mine drainage by means of	
a plot-scale passive system	217
Kancheva, R., H. Nikolov, D. Borisova. Modeling and verification in vegetation spectral studies	221
Krezhova, D., S. Pristavova, T. Yanev. Spectral remote sensing of intrusive and volcanic igneous rocks	225
Nikolov, H., D. Borisova, M. Danov. Detection of open pit mines and dump areas based on land cover thermal mapping	231
Ulmanu, V., D. G. Zisopol, A. Dumitrescu, C. N. Trifan. Experimental reserch regarding the hot-rolled pipes behavior to	
cyclic bending and internal pressure	235
Ulmanu, V., D. G. Zisopol, A. Dumitrescu, C. N. Trifan. Research concerning the local loss of stability under external	
pressure and tension of oil industry tubulars	241
Професор дгн Петко Попов навърши 70 години	245
Професор дгн Тодор Маринов навърши 70 години	246

# CONTENTS

# Part 1 – Geology, Mineralogy and Mineral Deposits

Bakurdjiev, S., K. Rouskov. Stochastic simulation at some geostatistical models in ore deposits	7
Banushev, B., Z. Tsintsov. Sulfide mineralization in metabasites near Belitza village, Central Srednogorie	11
Botusharov, N. Perspective source rocks in the western-central part of the South Moesian platform margin	17
Vassileva, M., I. Vergilov, S. Dobrev, B. Kolkovski. Mineralogical features of Zn-Mn spinel (hetaerolite) from the	
Au-base-metal Madjarovo deposit, Eatern Rhodopes	23
Vatsev, M. About the geological and geomorphological premises for the landslides in the western part of the Mesta graben	
in the Gotse Delchev region (South-western Bulgaria)	29
Georgiev, V., P. Milovanov. Petrochemical features of the Paleogene late extensional magmatism in Zlatoustovo depression,	
Byala Reka and Kesibir domes (Eastern Rhodopes)	35
Gerdjikov, I., D. Metodiev. Thrust tectonics in the Strandja zone: new data from the Dervent heights, SE Bulgaria	41
Dimitrov, H., G. Georgiev. Lithofacies analysis of the Kamchia basin (offshore zone) sedimentary sequences	47
Doncheva, M., V. Balinov, E. Zaneva-Dobranova, Lithological preconditions for prospecting of natural reservoirs in the	
Tertiary section of Southeast Bulgaria	53
Kortenski, J., A. Zdravkov, Petrology of the sub-bituminous coal from the Pirin basin, Bulgaria	59
<b>Rouskov. K., S. Bakurdijev.</b> Spatial characteristics in distribution of the Cu. Au and Ag contents from the Zidarovo ore field –	•••
Yurta and Kanarata sectors	65
<b>Tokmakchieva M</b> Mineralogical peculiarities of gold from the river deposits in the Panagyurishte region	71
Aidanlijsky G J Genchev N Bitunski. Eluvial cyclicity from the sediments of the Lozenetc Formation	77
Frunzescu, D. A sedimentological analysis of the sulphatic evanoritic lithofacies in the salt breccia in Valea Rea	
Istrita Hill (Carnathians Foredeen)	81
Kostov, R. I. Gemmological significance of the prehistoric Balkan "nenhrite culture" (cases from Bulgaria)	Q1
Milovanov, P. V. Georgiev, P. Monchev, K-Ar dating of Paleogene late extensional magmatism in the Eastern Rhodones	95
<b>Donov</b> K Lithostrationanty of the Late Cretaceous rocks in the Panagyurishte ore region	101
<b>Rebrisoreanu</b> M. Physical and mechanical parameters variation in relation with denth and ENE-WSW orientation	101
of enclostical sediments	115
Disploastical sectiments <b>Pabrisoreanu M</b> Pabuilding the paleo climatical conditions in which the sedimentary filling of the Patrosoni field was	115
formed and accumulated	110
Sinnuavely, D. S. Companian pappafassil zones in the Mediterranean Upper Cratagoous in Sefia Palkan between Pubeye	119
Simiyovsky, D. S. Campanian namolossii zones in the mediterranean opper Cretaceous in Sona Daixan between Dunovo,	100
Jelyava and Electricities and a second and a second s	123
Simiyovsky, D. S. Opper Innonian - Demasian calcareous nannotossil zonation of the turbidite deposits of Kostel	100
romation near berende village, Pernik District	129
Stoykov, S., K. Moritz, D. Fontignie. Petrology, geochemistry Sr and No isotope characteristics and mineral chemistry	407
or the dykes in the Ziatitsa pass, Srednogorie magmatic zone	137
Strasnimirov, S., S. Dobrev, S. Stamenov, H. Dragiev. Silver-bearing minerals from the ore body "North" in Sederche	
epithermal Au-Ag deposit (Eastern Rhodopes)	143
I arawnen, K. New phosphorite deposits in Naqib Etaiq area (Southeastern Jordan)	149
Izankova, N. Chemical characterization of garnet and P-1 conditions of metamorphism of the Triassic rocks occurring to	
the south of Oreshnik, South-East Bulgaria	155
Valchev, B. Paleocene polymorphinids and glandulinids (Order Foraminitera) from the coastal part of East Stara Planina	
(East Bulgaria)	161

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

Angelov, A. T., S. N. Groudev. Bioremediation of waters polluted by manganese	167
Gerov, L., L. Georgiev, R. Kulev. Study of viscosity of water-oil emulsions from the Tyulenovo and Dolni Lukovit deposits	173
Dimovski, S. Algorithm and computer system for estimating data density of gravity and magnetic maps	179
Nikolov, G., M. Boyadjiev, I. Savov. New materials and technologies in the gas supplies	185
Radichev, R., S. Dimovski. Induced polarization properties of the main rock types in the Tsar Assen area – Panagyurishte	
ore region	189
Stoyanov, N. T., Ch. P. Gyurov. Mathematical models for prognosticating groundwater pollution in the region of Agrobiochim, Stara Zagora. Part 1. Model of the hydrodynamic conditions for migration of pollutants in the	
Neogene-Quaternary aquifer complex	195
Stoyanov, N. T., Ch. P. Gyurov. Mathematical models for prognosticating groundwater pollution in the region of Agrophichim, Stara Zagora, Part 2, Mass transport models for prognosticating groundwater pollution in the	
Neogene-Quaternary aquifer complex	201
Tzvetkov, A. Geophysical characteristics of some volcanic structures in the central part of the Momchilgrad depression	207

Borisova, D., I. Iliev. Granite and revelant soils spectral reflectance and color features	213
Grudev, S., P. Georgiev, I. Spasova, M. Nicolova, A. Angelov, L. Diels. Cleanup of acid mine drainage by means	
of a plot-scale passive system	217
Kancheva, R., H. Nikolov, D. Borisova. Modeling and verification in vegetation spectral studies	221
Krezhova, D., S. Pristavova, T. Yanev. Spectral remote sensing of intrusive and volcanic igneous rocks	225
Nikolov, H., D. Borisova, M. Danov. Detection of open pit mines and dump areas based on land cover thermal mapping Ulmanu, V., D. G. Zisopol, A. Dumitrescu, C. N. Trifan. Experimental research regarding the hot-rolled pipes behavior to	231
cyclic bending and internal pressure	235
Ulmanu, V., D. G. Zisopol, A. Dumitrescu, C. N. Trifan. Research concerning the local loss of stability under external	
pressure and tension of oil industry tubulars	241
Professor Dr.Sc. Petko Popov at the age of 70	245
Professor Dr.Sc. Todor Marinov at the age of 70	246

# СТОХАСТИЧНА СИМУЛАЦИЯ ПРИ НЯКОЙ ГЕОСТАТИСТИЧЕСКИ МОДЕЛИ НА РУДНИ НАХОДИЩА

#### Светлозар Бакърджиев, Калин Русков

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

**РЕЗЮМЕ.** Стохастическата симулация е ново и атрактивно направление в геостатистиката. Приложена е успешно при създаването на реалистични модели на природни резервоари на нефт и газ. Прилагането на симулационна техника при данни на рудни находища е затруднено от избора на вероятностен модел на описание на данните, например гаусов, логнормален, устойчив и др. Правилният избор на вероятностния модел е гаранция за адекватното симулиране на стохастичната компонента на геостатистическия модел.

Резултатите от компютърните експерименти сочат, че алтернатива на гаусовото и логнормалното разпределение е устойчивото разпределение на данните. При използване на четири или двупараметричното устойчиво разпределение се постига много добра стохастична параметризация на случайната компонента на модела. В тази работа са представени варианти на тримерни геостатистически модели със симулация на Леви, която е реализация на случайно генериране на данни по параметри на Устойчиво разпределение.

#### STOCHASTICS SIMULATION AT SOME GEOSTATISTICAL MODELS IN ORE DEPOSITS Svetlozar Bakardjiev, Kalin Rouskov

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

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

#### Въведение

Стохастическата симулация е ново и атрактивно направление в геостатистиката. Приложена е успешно при създаването на реалистични модели на природни резервоари на нефт и газ. Прилагането на симулационна техника при данни на рудни находища е затруднено от избора на вероятностен модел на описание на данните, например гаусов, логнормален, устойчив и др. Правилният избор на вероятностния модел е гаранция за адекватното симулиране на стохастичната компонента на геостатистическия модел.

Резултатите от компютърните експерименти сочат, че алтернатива на гаусовото и логнормалното разпределение е устойчивото разпределение на данните. При използване на четири или двупараметричното устойчиво разпределение се постига много добра стохастична параметризация на случайната компонента на модела. В тази работа са представени варианти на тримерни геостатистически модели със симулация на Леви, която е реализация на случайно генериране на данни по параметри на Устойчиво разпределение. В последните десет години геостатистическата теория и практика се развива в посока на стохастичната симулация (Chiles and al., 1999; Goovaerts, 1997; Lantuejoul, 2002). Причината за това са нарастващите изисквания за геоложка и икономическа реалистичност на създаваните с помощта на геостатистиката цифрови стохастични модели (Goovaerts, 1997; Lantuejoul, 2002).

Първите стохастични симулации са свързани с моделирането на газово-нефтени резервоари, проучени на територията на щата Тексас (САЩ). В България част от резултатите бяха показани на семинар, организиран по линията на American Association of Petroleum Geologist – AAPG. Типичен резултат, демонстриран на семинара е показан на вариограмен модел в хоризонтална посока (първата от горе на долу вариограма) и вертикална посока (графиката най-отдолу) са показани на (фиг. 1).

В горната част на графиката е показан схематично изследваният обект, характеризиращ се с "линейност" в направление изток-запад. Очевидно е, че на реалистичността на модела във вертикална посока ще "пречат" изглаждащите свойства на вариограмния модел. За да се намали изглаждащото действие, се предлага следното:



Фиг. 1. Типично поведение на вариограмни модели в зависимост от морфологията или предполагаемото развитие на рудните тела



Фиг. 2. Схема на търсещия алгоритъм

А – прилага се нов алгоритъм за отсяване на наблюденията, като търсещият елипсоид (фиг. 2) следва алгоритъмът – snesim (single normal equation simulation). който е описан детайлно в специализираната литература (Chiles and al., 1999; Goovaerts, 1997; Journel, 2002); B избира се подходящ структурен, геохимичен, формационен или комбиниран геоложки модел, за който с определена вероятност се смята, че контролира наличието на полезно изкопаемо. Геометрията на модела и представящата се цифрова дискретизация се наричат "меки" (soft) данни: С избира се адекватен на количествените, наричани още "твърди" (hard) данни, вариограмен модел И съпътстващата го корелационна структура, като в приведената по-горе по литературни данни таблица са дадени с нарастваща използваемост трите най-ползвани вариограмни модели.

Correlation Structure	$\rho(\phi,d)$	$r_{c}$	$r_V$
Exponential	$\exp(-\phi d)$	$\frac{3}{\phi}$	$\frac{3 - \log\left(\frac{\tau^2 + \sigma^2}{\sigma^2}\right)}{\phi}$
Gaussian	$\exp(-\phi d^2)$	)	$\sqrt{\frac{3 - \log\left(\frac{\tau^2 + \sigma^2}{\sigma^2}\right)}{\phi}}$
Cauchy	$\frac{1}{1+\phi d^2}$	$\sqrt{\frac{19}{\phi}}$	$\sqrt{\frac{19\sigma^2 - \tau^2}{\phi(\tau^2 + \sigma^2)}}$

#### Модификация на методиката

Базиращата се на разликата между две точки статистика на вариограмата е много слаба, за да отчете геоложките особености, например, на прожилково-впръснат тип находища, вместени находища в линейни щокверки, системи от жили, пластове и други, в които в определени посоки рудните от безрудните участъци няма неизбежно да се "сливат" в модела и да пораждат нежеланото изглаждане. За да се избегне това, при симулацията се прилага специфична математическа процедура за интегриране между геоложките (soft data) и reocтатическите (hard data) данни. В случая методът Snesim се разширява с вероятностната схема, предложена от Journel (2002), където за всяка итерация се пресмята стойността на w в изведената от него зависимост:

$$\frac{x}{b} = \left(\frac{c}{a}\right)^{\omega}$$

#### Резултати от компютърни експерименти

При нашите числени експерименти при w < 1 за всяка точка от пространствената мрежа за симулация се намалява влиянието на геостатистическите данни върху крайната реализация, респективно се намалява ролята на чисто геоложката информация. Естествено при w > 1 пропорционално се увеличава ролята на количествената геостатистическа информация. На фиг. 3 са представени двумерни варианти на реализации (в план) на един хоризонт от рудно находище, в което има установена югозапад, североизточна вергентност на рудовместващи структури.



Фиг. 3. Компютърни експерименти с вариации на параметъра w

В лявата част на рисунките е представено преобладаващото влияние на геостатистическите данни, а в дясната част е представено преобладаващото действие на геоложките данни. Симулациите са правени при едни същи количествени данни и вероятностна матрица на "меките" данни, но при различни стойности на w < 1 и при w > 1, което както се вижда от рисунките, влияе съществено върху "реалистичността" на изображението.

#### Литература

- Chiles, J.-P., P. Delfiner. 1999. *Geostatistics: Modeling Spatial* Uncertainty. John Wiley & Sons.
- Goovaerts, P. 1997. Geostatistics for Natural Resources Estimation. Oxford University Press.
- Journel, A. 2002. Combining knowledge from diverse sources: an alternative to traditional data independence hypotheses. – *Math. Geol.*, 34, 5.
- Lantuejoul, C. 2002. Geostatistical Simulation: Models and Algorithms. Springer-Verlag.

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

# СУЛФИДНА МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В МЕТАБАЗИТИ ОТ РАЙОНА НА С. БЕЛИЦА, ЦЕНТРАЛНО СРЕДНОГОРИЕ

#### Бануш Банушев<sup>1</sup>, Здравко Цинцов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700; banushev@mgu.bg

<sup>2</sup> Централна лаборатория по минералогия и кристалография "Акад. Иван Костов", БАН, София 1113; ztsintsov@mail.bg

**РЕЗЮМЕ.** Изследвана е сулфидна минерализация, представена от пирит, халкопирит, моносулфидни твърди разтвори (*mss*) и идаит (?), установена в централните части на метабазитово (ортоамфиболитово) тяло на около 2 km южно от с. Белица, Централно Средногорие. Ортоамфиболитите са с масивна текстура, изградени от амфибол, плагиоклаз, малко кварц, епидот, цоизит, ± гранат, апатит, титанит и илменит. Най-широко разпространения минерал, даващ облика на сулфидната минерализация е пирита, представен от единични зърна с кубичен хабитус и неправилни агрегати, с размери от 5 μm до 25 mm. Често съдържа дребни включения (от 3-4 до 50 μm) от халкопирит с неправилна форма. В отделни участъци на метабазитовото тяло пирита частично е окислен и трансформиран до гьотит, в който се наблюдават единични находки от *mss* и идаит с размери до 10 μm. Сулфидната минерализация е разпределена много неравномерно в различните части на тялото, а количеството и спрямо нерудните минерали е в границите от 1 до 8-10 %.

#### SULFIDE MINERALIZATION IN METABASITES NEAR BELITSA VILLAGE, CENTRAL SREDNOGORIE Banush Banushev<sup>1</sup>, Zdravko Tsintsov<sup>2</sup>

<sup>1</sup> University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; banushev@mgu.bg

<sup>2</sup> Central Laboratory of Mineralogy and Crystallography "Acad. Ivan Kostov", BAS, Sofia 1113; ztsintsov@mail.bg

**ABSTRACT.** Sulfide mineralization including pyrite, chalcopyrite, monosulfide solid solutions (*mss*) and idaite (?), found in metabasites (orthoamphibolites) at 2 km southeast from Belitsa village, Central Srednogorie has been studied. The orthoamphibolites have massive structure built of amphibole, plagioclase, some quartz, epidote, zoisite,  $\pm$  garnet, apatite, titanite and ilmenite. The most spread mineral, which gives the outlook of the sulfide mineralization is pyrite, represented by single grains with cubic habit and irregular aggregates and dimensions from 5  $\mu$ m to 25 mm. It often contains small inclusions (from 3-4 to 50  $\mu$ m) from irregular chalcopyrite. In different parts of the metabasite body the pyrite is partly oxidated and transformed to goethite, in which single findings from *mss* and idaite with dimension to 10  $\mu$ m have been observed. The sulfide mineralization is distributed very irregularly in the different parts of the body and its quantity in relation to the non ore minerals is in the range from 1 to 8-10 %.

#### Въведение

Северната част на Ихтиманска Средна гора, района на селата Белица, Мухово и Поибрене се характеризира със силно разчленен релеф, стръмни скатове на дълбоко врязаните долини и широко развити маломошни елувиално-делувиални отложения. На редица места в областта все още личат следи от древна рударска дейност - т. н. "рупи". Изработките са сравнително малки и са привързани към обогатени на злато метасоматизирани скали. Геоложката изученост на района се базира основно на данните от геоложката картировка. Допълнително са проведени търсещи работи за метални суровини, регистрирали рудопроявления и аномалии на Cu, Pb, Zn и др. Извършени са и проучвания на запасите и оценка на качеството на някои неметални полезни изкопаеми от Барска (1972), Божинов и Желязкова-Панайотова (1979), Желязкова-Панайотова и Божинов (1989), Андреевич (1989), които дават и кратки сведения за петрологията на района. Описваното метабазитово тяло не е било обект на специализирани изследвания и е възприемано като ултрабазитово (Желязкова-Панайотова и др., 1998, непубликувани данни).

#### Геоложка обстановка

Изследваният район е изграден от високометаморфни скали принадлежащи към Прародопската надгрупа (включваща Ботурченската и Арденската групи) и палеозойски гранитоиди (Кацков, Илиев, 1993). В Централното Средногорие скалите на Ботурченската група са отделени като Копривщенска група (Dabovski, 1988).

Метаморфитите са представени от разнообразни гнайси амфибол-биотитови, (биотитови, двуслюдени). мигматизирани гнайси с неиздържани прослои от амфиболити, гнайсошисти и аплитоидни гнайси. Характерна особеност за Ботурченската група е присъствието на лещовидни тела от метаморфозирани базични и ултрабазични скали (Кожухаров и др., 1980). Южнобългарските гранитоиди (гранодиорити и кварцдиорити на Поибренския плутон) са вместени сред скалите на Прародопската надгрупа и се разкриват в източната част на района.

#### Материал и методи на изследване

Изследвани са метабазити и свързаната с тях сулфидна минерализация от изкуствени и естествени разкрития, разположени на около 2 km югоизточно от с. Белица, Централно Средногорие. Аналитичната методика включва оптическа микроскопия в проходяща светлина с микроскоп Amplival, рудна микроскопия с оптически микроскоп Leitz Orthoplan-Pol и сканиращ електронен микроскоп Philips SEM-515, микросондови анализи (аналитична приставка EDAX PV 9100 (условия: U=20-25 kV, I=0.5 nA; диаметър на лъча 5 µm; време за набиране на спектъра 50-60 s; линии и стандарти FeKα и SKα – марказит, CuKα – куприт), рентгеноструктурни изследвания (апарат ДРОН-1; условия: CuKα 35 kV, 24 mA) и химични анализи (ICP-AES).

#### Петрографска характеристика

Изследваното метабазитово (ортоамфиболитово) тяло е сред високометаморфни скали – биотитови, двуслюдени плагиогнайси и амфиболити на Ботурченската група. В източната част на тялото гнайсите са със слабо изразена шистозна текстура, хомеобластна, гранобластна до лепидогранобластна, на места бластоаплитова структура. Изградени са основно от равномернозърнест агрегат от плагиоклаз и кварц с преобладаващи размери на зърната 0.2-0.7 mm и подчинено количество биотит. гранат. епидот. апатит и циркон. Плагиоклазите (35-45%) са идиобластни, серицитизирани, на места в централните части заместени от епидот, със заличен или неясен ламеларен строеж. Кварцът (30-40%) е ксенобластен, изометричен или с неправилна форма в единични или групирани по няколко кристали с вълновидно и мозаечно потъмнение. Биотитът е представен от удължени, със слабо изразена субпаралелна ориентировка, цялостно хлоритизирани люспи с отделени при промяната Fe-Ti минерали. В западните части на тялото гнайсите са с хетеробластна. лепидогранобластна структура. порфиробластна по плагиоклаз. Между плагиоклазовите порфиробласти се разполага дребнокристален агрегат от ксенобластен кварц (обособен в лещовидни тела субпаралелни на шистозността), плагиоклаз, биотит, мусковит, малко Кфелдшпат, цоизит и циркон. Слюдите (представени от цялостно хлоритизирани биотит и мусковит) са със субпаралелна ориентировка и "обтичат" плагиоклазовите порфиробласти. В тези части се установяват процеси на диафтореза, свързани с образуване на мусковит по биотита.

Сред гнайсите се установяват прослои от амфиболити. Те са с ивичеста текстура, гранобластна и пойкилобластна структура. В състава им участват плагиоклаз (често с многочислени включения от амфибол и кварц), амфибол, в по-малка степен хлоритизиран биотит, кварц, гранат, епидот, рутил, апатит и руден минерал.

Метабазитовото (ортоамфиболитово) тяло е с неясна морфология и резки контакти спрямо вместващите го високометаморфни скали. Амфиболитите са с масивна, а в периферните части на тялото с неясно изразена ивичеста текстура. Изградени са от амфибол, плагиоклаз, малко кварц, биотит, епидот, цоизит, хлорит, ± гранат, апатит, титанит и илменит. Амфиболът е дребнозърнест, тънкопризматичен, със субпаралелна ориентировка, частично хлоритизиран (Фиг. 1а). Притежава силен плеохроизъм по схемата Z > Y > X, синьозелен по Z, зелен по Y и светлозелен по X. Плагиоклазите са серицитизирани, а някои са интензивно до цялостно заместени от епидот и цоизит и както амфиболите са субпаралелно ориентирани. Кварцът е представен от редки зърна с вълновидно и мозаечно потъмнение. Епидотът и цоизитът са микрозърнести, локализирани в отделни ивици, по-рядко са под формата на единични зърна. В гранатсъдържашите амфиболити ксенобластните плагиоклазови зърна са прорастнали с амфибол, което определя диабластната структура (Фиг. 1b). С напредване степента на метаморфизъм иглестите на И тънкопризматични амфиболи прехождат в по-едри и подобре оформени кристали, често съдържащи пойкилобластни включения от плагиоклаз и рудни минерали (Фиг. 1с). Плагиоклазите са групирани по няколко в изометрични агрегати, като взаимното им разположение с амфиболите определя бластогабровата структура. Илменитът е с правилни кристалографски форми с тънка левкоксенова ивица в периферните части. Биотитът е напълно хлоритизиран с отделени Fe-Ti минерали по цепителните повърхнини.

Таблица 1

Химичен състав (wt. %) на метабазити

ортоамфиоолити) от раиона на с. Белица"								
Оксиди	15-47	15-48	16-49	16-50				
SiO <sub>2</sub>	53.78	52.05	46.36	46.05				
TiO <sub>2</sub>	1.11	2.22	2.89	3.01				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.09	13.25	14.91	14.97				
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	11.53	14.03	15.05	15.12				
MnO	0.18	0.20	0.24	0.25				
MgO	6.71	6.39	7.06	7.20				
CaO	5.88	4.85	7.58	7.71				
Na <sub>2</sub> O	4.25	4.13	2.23	2.22				
K <sub>2</sub> O	0.05	0.17	0.15	0.37				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.15	0.39	0.45				
3NH	1.61	1.83	2.16	1.83				
Сума	99.40	99.27	99.02	99.18				

\*Химичните анализи са извършени в ЦНИЛ "Геохимия" при МГУ "Св. Иван Рилски"

В периферните западни части на тялото ортоамфиболитите носят следи от интензивна тектонска обработка и се редуват с ненарушени или слабо засегнати от тектонските процеси зони (Фиг. 1d). Скалите са изградени от стрит и смлян микрозърнест агрегат (на места разположен в субпаралелно ориентирани ивици) от епидот, хлорит, кварц и рудни минерали с порфирокласти от плагиоклаз, амфибол и кварц. Наблюдават се и лещовидни участъци от микрозърнест епидот и цоизит,



Фиг. 1. Микрофотографии на метабазити (ортоамфиболити) от района на с. Белица: а – тънкопризматичен амфибол със слабо изразена субпаралелна ориентировка; b – гранатсъдържащ амфиболит с ксенобластен плагиоклаз (PI) прорастнал с амфибол (Amp); с – амфиболит; d – тектонизиран амфиболит. Фигури a-d II N, маркер 0.50 mm

финопрашести и зърнести рудни минерали (илменит), около които е развит левкоксен. Незасегнатите от тектонските процеси участъци са изградени основно от хомеобластен агрегат от амфибол и плагиоклаз. В тях рудните минерали са неравномерно разпределени, а в стритите зони са в отделни ивици.

В западните гранични части между метабазитите и гнайсите се установяват тектонизирани скали с неясна шистозна текстура. Изградени са от кварцови и плагиоклазови порфирокласти, между които се разполага микрозърнест агрегат от същите минерали. Скалите са неравномерно тектонизирани – натрошени и смлени в различна степен, с ясна субпаралелна ориентировка на ивиците, а изграждащите ги минерали са слабо удължени по шистозността. В резултат на динамометаморфизма и локалното повишаване на температурата е образувана нова минерална асоциация от епидот, цоизит, хлорит и албит, която на места е доминираща. Характерна особеност е увеличаващата се степен на катаклаза и милонитизация по посока на ортоамфиболитовото тяло, като най-близо до него скалите са превърнати в милонити.

В петрохимичен аспект изследваните метабазити се характеризират с високи съдържания на TiO<sub>2</sub> (1.11-3.01%), дължащо се на акцесорните илменит и титанит. SiO<sub>2</sub> варира между 46.05 и 53.78%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t – 11.53-15.12%, а Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> е най-слабо изменчив – между 13.25 и 14.97%.

Съдържанието на алкалии е сравнително ниско, като Na<sub>2</sub>O превишава многократно K<sub>2</sub>O. Наблюдава се тенденция за увеличаване на съдържанията на Na<sub>2</sub>O и намаляване на CaO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с увеличаване на SiO<sub>2</sub> (табл. 1).

#### Минералогия на сулфидите

Сулфидната минерализация в изследваните метабазити е представена от пирит, халкопирит, моносулфидни твърди разтвори на желязото (mss) и идаит (?). Разпространена е твърде неравномерно в различните части на скалата, като макроскопски, съдържанието и се определя в границите от 1.0 до около 8-10 %. Най-широко разпространения минерал, даващ облика на сулфидната минерализация е пирита, които съставлява около 94-95 % от общото й количество. Останалите сулфиди са представени основно от халкопирит, много редки находки от mss и единична находка от идаит. Пиритът е включен в силикатна матрица под формата на отделни зърна или агрегати с неправилна или кристална форма и размер до 2.5 cm. Халкопиритът е наблюдаван главно като включения в пирита и много рядко в гьотита. Идаитът (?) е установен само в гьотит, докато mss са наблюдавани както в гьотит, развит около пирит, така и в силикатна матрица. Изследваното орудяване се характеризира основно с хипидиоморфнозърнеста, по-рядко с идиоморфнозърнеста структура. Текстурата главно е впръслечна, а в отделни участъци масивна.



Фиг. 2. Микрофотографии на сулфиди в метабазити от с. Белица: а – микрорелефни особености на натрошен пирит; б, в – пирит I с включения от халкопирит; г, д – пирит II; е – mss в силикатна матрица; ж – идаит (?) в гьотитова матрица. Естествена повърхност – а; полирани повърхности – б-ж. PLM – б-д; SEM – а, е, ж. Маркер: 10 μm – ж; 0.125 mm – б, в; 0.25 mm – д; 0.50 mm – г; 0.10 mm – а, е

Пиритът се наблюдава във всички части на изследваното тялото и е представен от отделни кристали с кубичен хабитус или от напукани агрегати с неправилна форма и размер до 2.5 cm. В повечето случаи зърната му са разпръснати неравномерно в скалата, обособявайки впръслечна текстура на орудяването. Отделни участъци от метабазитовото тяло се характеризират с уплътняване и ешелонна подредба на пиритната минерализация в резултат на което се формира масивна текстура. При натрошаване на скалата пиритът сравнително лесно се отделя под формата на единични кубични кристали (Фиг. 2a) с гладки стени или на неголеми агрегати (до 3-5 mm). често изградени от отделни кубични кристали. Полираните повърхности на част от зърната са равни, плътни (Фиг. 2б, в), еднородни без оптически видима зоналност, докато останалите са силно напукани (Фиг. 2г, д), с множество дребни каверни и слаби нюанси в цвета – от бледожълт до наситеножълт. Зърната имат ясни и резки граници със силикатната компонента на вместващата скала или с гьотита, формиран като екзогенна "обвивка" (с дебелина от 0.03 до 1.5-1.8 mm) около тях. В напуканите пиритни агрегати ясно личи, че гьотита е образуван в екзогенни условия при фазовата трансформация на сулфида. В тези случаи гьотита точно копира контурите на пиритните зърната, без да се влияе от формата и посоката на развитие на пукнатините в тях, като последните най-често остават незапълнени. В отделни участъци на тялото не се наблюдава гьотит, докато в други има пиритни зърна, изцяло заместени от него. Необходимо е да се отбележи, че окислителните процеси нямат широко развитие в изследваните образци и като цяло сулфидната минерализация е сравнително свежа. Морфоложките и микрорелефните особености на пирита дават основание да се отделят 2 генерации. Първата е представена от единични кристали или сравнително дребни слабо напукани агрегати често "обградени" от гьотит, докато втората изгражда едри силно напукани блокове. Халкопиритовите включения преобладаващо са съсредоточени в първата генерация пирит, докато във втората се наблюдават сравнително рядко. Съставът на пирита (табл. 2) в границите на чувствителността на използваната апаратура е постоянен и включва само регламентираните елементи, конституционно като получените стехиометрични отношения между тях за отделните зърна са еднакви с теоретично изчислените за минерала.

**Халкопиритът** е включен основно в пирита (Фиг. 2б, в) и много рядко в гьотита. Количеството му е значително помалко от това на пирита и не превишава 5 % от сулфидната минерализация.

Наблюдава се основно в участъците с впръслечно орудяване, докато в тези с масивна пиритна минерализация се среща много рядко. Преобладаващо е представен от агрегати с овална, изометрична форма и размери до 50 µm. Рядко се наблюдават зърна с удължена морфология и големина от 10 до 120 µm. В отразена светлина е светложълт, слабо анизотропен. Съставът му, в границите на чувствителността на аналитичната методика включва само Сu, Fe и S. Количеството им в различните части на отделните зърна е постоянно, но се колебае в известни граници между различните зърна. Стехиометричните отношения на изследвания халкопирит често отразяват метален дефицит. Отношението Cu:Fe (at. %) се колебае в границите от 0.94:1.04 до 0.97:1.00.

#### Таблица 2

Представителни микросондови анализи (wt. %) на сулфиди в метабазити от с. Белица

,			,						
Ν	Cu	Fe	S	Сума					
пирит									
1		53.05	46.46	99.51					
2		53.32	46.67	99.99					
3		53.69	47.15	100.84					
4		53.78	46.43	100.11					
5		53.81	46.03	99.84					
		халкопирит							
6	32.54	31.61	35.44	99.59					
7	33.46	31.56	35.37	100.39					
8	33.54	31.05	34.75	99.34					
9	34.02	32.09	34.28	100.89					
10	34.04	30.71	36.02	100.77					
		пиротин							
11		36.28	63.89	100.17					
		идаит (?)							
12	50.64	12.15	36.23	99.02					
	Форму	лни коефиц	иенти						
		пирит							
1		1.00	2.00						
2		1.00	2.00						
3		0.99	2.01						
4		1.00	2.00						
5		1.01	1.99						
		халкопирит	n	r					
6	0.94	1.04	2.02						
7	0.96	1.03	2.01						
8	0.97	1.03	2.00						
9	0.97	1.05	1.97						
10	0.97	1.00	2.03						
		пиротин							
		1.00	1.00						
	r	идаит (?)	r	r					
	2.76	1.24	4.00						

**Mss** имат неправилна, слабо удължена форма и размери до 150 µm (Фиг. 2е). Наблюдават се като единични зърна с хомогенни повърхности и неравни краища в гьотитова или силикатна матрица. Съставът им е прост и включва само Fe и S с много малки количествени вариации между тях в отделните зърна.

**Идаитът** (?) е наблюдаван като единично зърно, частично запълващо каверна в гьотит (Фиг. 2ж), развит около пиритов агрегат. В отразена светлина е бледорозов с едва забележима анизотропия. Има неправилна, почти изометрична форма с неравна повърхност и назъбени краища и размери до 10 µm. Съставът на зърното в различните части показва известни вариации в количеството на композиционните елементи, като стехиометричните отношения между тях се колебаят в известни граници и са близки до тези на идаита. Съществува вероятност известна част от тези вариации да се дължат на некоректни анализи поради малките размери и неравната повърхност на изследваното зърно. Историята на изследване на идаита е сложна, свързана с множество дискусии, използването на временни названия като "оранжборнит" и "аномален борнит" за нестехиометрични борнитови състави. По-късно са регистрирани няколко нови минерала (сред тях и идаит) с близки състави и стехиометрични отношения (Справочник-определитель..., 1988; Костов, Минчева-Стефанова, 1984; Hatert, 2003).

#### Дискусия

Изследваната сулфидна минерализация в метабазитовото тяло от района на с. Белица, Централно Средногорие е представена от пирит, халкопирит, mss и идаит (?). Минералният и състав дава основание да се предположи генетична връзка с орудяванията в намиращия се в съседство Панагюрския руден район, геоложката позиция на който се определя от ареала на разпространение на горнокредния магматизъм С характерната му металогенна специализация. Възможно е част от пиритната минерализация да е формирана по метаморфизма на тялото. време на Богатото многообразие от рудни минерали в находищата и рудопроявленията от района се доминира от сулфидите и сродните съединения (Токмакчиева, 2004), сред които в повечето случаи преобладават пирита и халкопирита. Генезисът на описаната сулфидна минерализация следва да бъде разглеждан в контекста на геоложките процеси, довели до формирането на един от най-важните рудни райони у нас, предопределени от съпровождащите магматизма минерализационни процеси и последвалите супергенни промени. Като продукт на последните промени се разглежда само идаита (?), който е образуван в резултат на фазовата трансформация в реда борнит -"аномален борнит" – идаит (Hatert, 2003).

*Благодарности*. Авторите изказват благодарност на д-р С. Приставова (МГУ) за критичния прочит на статията и конструктивната дискусия върху нея.

#### Литература

- Андреевич, М. 1989. Вермикулит. В: *Неметални полезни* изкопаеми в България. т. II, С., Техника, 149-154.
- Барска, С. 1972. Вермикулитови месторождения в Ихтиманска Средна гора. II. Пегматити и ултрабазити. – Сп. Бълг. геол. д-во, 33, 2, 153-164.
- Божинов, К., М. Желязкова-Панайотова. 1979. Азбест и азбестови находища в България. III. Азбестови находища. – Год. СУ, ГГФ, 73, кн. 1, Геология, 90-135.
- Желязкова-Панайотова, М., Божинов, К. 1989. Талк и талкови суровини. В: Неметални полезни изкопаеми в България, т. II, С., Техника, 130-149.
- Кацков, Н., К. Илиев. 1993. Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100000; картен лист Ихтиман. С., КГМР, "Геология и геофизика" АД. 63 с.
- Кожухаров, Д., Е. Кожухарова, С. Христов. 1980. Докамбрият от северните отдели на Плана планина и Вакарелския рид. – Сп. Бълг. геол. д-во, 41, 3, 211-222.
- Костов, И., Й. Минчева-Стефанова. 1984. Сульфидные минералы. Кристаллохимия. Парагенезис. Систематика. М., Мир, 281 с.
- Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете (Чвилёва, Т. Н., М. С. Безсмертная, Э. М. Спиридонов и др.). 1988. М., Недра, 504 с.
- Токмакчиева, М. 2004. Минералното разнообразие на Панагюрско-Етрополския руден район. Год. МГУ, 47, св. I, Геология и геофизика, 177-180.
- Dabovski, Ch. 1988. Precambrian in the Srednogorie Zone (Bulgaria). – In: Zoubek, J. Conge, D. Kouzhoukharov, H. Krautner (Eds.). Precambrian in Younger Fold Belts. Wiley Interscience Publication, John Wiley & Sons, Chichester, 841-847.
- Hatert, F. 2003. Occurrence of sulphides on the bornit-idaite join from Vielsalm, Stavelot Massif, Belgium. – Eur. J. Mineral., 15, 1063-1068.

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

# ПЕРСПЕКТИВНИ НЕФТОГАЗОМАЙЧИНИ СКАЛИ ОТ ЗАПАДНАТА-ЦЕНТРАЛНА ЧАСТ НА ЮЖНОМИЗИЙСКАТА ПЕРИПЛАТФОРМЕНА ОБЛАСТ

#### Никола Ботушаров

Софийски университет "Св. Климент Охридски", София 1504

РЕЗЮМЕ. Митровска свита (T2) демонстрира средни възможности за генерация на газ, а добър до много добър потенциал за нефт и газ притежават отложенията на Букоровски член на Озировска свита (J1) и Стефанецки член на Етрополска свита (J2) в изследвания район. Наличната геологогеохимична информация позволи да се моделират и характеризират особеностите на главната зона на нефтообразуване (ГЗН) и главната зона на газообразуване (ГЗГ), както и времето на реализация на въглеводородния потенциал от перспективните майчини скали. Приложението на различни сценарии за топлинния поток показва основно различия във времето на въглеводородната реализация. По-ранната генерация на газообразни въглеводороди от седиментите на Митровска свита се предопределя от потъването на триаса в разреза, типа на органичното вещество и термичната им зрялост. Нефтогазомайчините и зрялостни характеристики на отложенията от Букоровски и Стефанецки членове от своя страна описват по-големия въглеводороден потенциал на долно-средноюрските скали и възможността за генерация както на течни така и на газообразни въглеводороди.

# PERSPECTIVE SOURCE ROCKS IN THE WESTERN-CENTRAL PART OF SOUTH MOESIAN PLATFORM MARGIN Nicola Botusharov

Sofia University "St. Kliment Ohridski", Sofia 1504

**ABSTRACT.** Mitrovo Fm. (T2) demonstrates fair gas potential, but Bukorovo member of Ozirovo Fm. (J1) and Stefanetz member of Etropole Fm. (J2) show good to very good oil and gas potential in the studied area. Available data allow modelling and characterization the features of oil and gas windows as well as the time of hydrocarbon generation from perspective source rocks. The variety of the petroleum realization is due to application of different heat flow scenarios. The early gas generation from Mitrovo Fm. is the result of burial depth, kerogen type and thermal maturity of sediments. The quantity, quality and maturity peculiarities of Bukorovo and Stefanetz members determine higher hydrocarbon potential of Lower-Middle Jurassic rocks and possibility for both oil and gas generation.

#### Въведение

През последните 30 години на миналия век Южномизийската периплатформена област става един от районите в Северна България с най-интензивни нефтени проучвания. В нейната централна и западна части, както и в прилежащите зони на север са открити няколко залежа с промишлено значение и множество въглеводородни прояви (Фиг. 1). Находишата са вместени основно в среднотриаски и долноюрски скали, а въглеводородният потенциал на седиментния разрез дълго време се свързваше само с триаските отложения. Детайлният анализ на литолого-каротажните данни и резултатите от настоящото и предходни геохимични изследвания на ядка множество OT сондажи в Южномизийската периплатформена област, обаче, показа по-високо присъствие на органично вещество в долно-средноюрските отложения в сравнение с тези от триаските седименти.

#### Геоложка обстановка

Южномизийската периплатформена област представлява южна окрайнина на Мизийската платформа, между Балканидния навлачен фронт и южния платформен ръб (Фиг. 1). Тази област е обособена като преходна зона

(Бончев и др., 1957) с различни наименования – предпланинско понижение (Йовчев, Балуховски, 1961), периплатформена моноклинала (Гарецкий. 1968). перикратонно понижение (Атанасов, 1973) и Търговищко-Провадийско стъпало (Калинко. 1976). ред., Южномизийската периплатформена област се разглежда като такава по юрско-долнокредните отложения (Монахов и др., 1981). Тя е по-дълбоко потънала и наклонена на юг периферна зона от българската част на Мизийската платформа. Южномизийската периплатформена област сложна структурна характеристика, има в която преобладава моноклиналното южно потъване. Формирането й започва от началото на юрата, като съвременния си морфоложки облик придобива в края на късноюрската и началото на раннокредната епоха. Геодинамичната еволюция на областта е белязана също така от рифтови цикли през късен перм – ранен триас, късен триас, ранна юра и късна креда, които са били многократно прекъсвани и последвани от компресионни събития (Georgiev et al., 2001). Значимите тектонски събития и отлагането на по-дебели, разнообразни в литоложко отношение седименти са се осъществили през триаско, ранно-средноюрско, главно титонваланжинско и в по-малка степен къснокредно-терциерно време. Седиментният пълнеж се състои от мезозойски скали с дебелина обикновено до 4-6 km (Фиг. 2, 3), лежащи несъгласно върху слабо огъната палеозойска основа. Покрити са от палеогенски, неогенски и кватернерни отложения, а локално само с кватернер. Южната граница на областта е всъщност границата с Предбалкана. На изток от р. Искър тя се следи по Брестнишко-Преславската флексура, която представлява повърхностна изява на челния навлак в Балканския ороген. Северната й граница в горноюрско-долнокредния структурен комплекс е моноклинален склон, а в долно-средноюрския седиментен комплекс на изток и триаския комплекс на запад е тектонска и се маркира от Южномизийския разлом.

На фигура 1 се очертава районът на изследване, който простира западната-централна в част се на Южномизийската периплатформена област, характеризираща се с по-пълен седиментен разрез. Прокарването на северна и южна граници е направено по тектонски белези, като съвпадат с границите на южната окрайнина на Мизийската платформа. На запад и изток по географски белези граници се явяват съответно реките Искър и Осъм.



Фиг. 1. Обобщена тектонска карта на Централна Северна България с разположението на основните залежи, въглеводородните прояви и наличните сондажни данни



Фиг. 2. Регионален геоложки профил по линия I-II, съставен на основата на интерпретирани сеизмични разрези (за местоположението на профила виж Фиг. 1.

#### База данни и използвана методика

Изборът на район на изследване се основава на наличната сондажна информация и на пълнотата на седиментния разрез. Западно от р. Осъм до р. Искър в обхвата на Южномизийската периплатформена област са прокарани множество дълбоки сондажи, като голяма част от тях пресичат мезозойските серий (Фиг. 3). В допълнение данните от прилежащите на север зони на Тученишкото стъпало и Плевенския блок позволяват да се получи подетайлна литостратиграфска картина за прехода на Мизийската платформата към нейната южна окрайнина.



Фиг. 3. Обобощена литостратиграфска схема на мезозойски седименти от централната част на Южномизийската периплатформена област с позицията на нефтогазомайчините скали в разреза

Оценката на нефтогазогенериращите способности на западната-централна отложенията ОТ част на Южномизийската периплатформена област И прилежащите гранични територии се основава на комплексни анализи. Включени са литоложки и каротажни интерпретации на 20 сондажни разреза, както И проведените съвременни геохимични методики. В настояшата работа са внимание взети под нефтогазогенериращата и зрялостна характеристика на над 50 триаски образци от изследвания район. Геохимичната оценка се основава на проведените анализи: пиролитичен метод (Rock-Eval), анализ на органичното вещество (Leco-TOC), газ-хроматография мас-спектрометрия (GC-MS) и замерване на отражателна способност на витринита (%Ro). Обобщени и анализирани са също така резултатите от предходни работи за останалата част на седиментния разрез (Калинко, ред., 1976: Велев. Шишков. 1979: Ковачева. 1983: Vuchev et al.. 1994; Георгиев, Дабовски, 1997; Georgiev, 2000; Georgiev, Dabovski, 2000).

Геоложките, геофизичните и геохимичните данни са моделирани чрез специализиран софтуер (PDI-1D<sup>™</sup> на IES, Julich) в Леобенския университет, Австрия. Основната цел бе възстановяване на геодинамичните условия в изследвания район и сравнителна оценка на генерацията от перспективните майчини скали при прилагане на различни сценарии на топлинния поток. Съпоставянето на кривите на басейново потъване от подбрани сондажни разрези с позицията на главната зона на нефтообразуване (ГЗН) и главната зона на газообразуване (ГЗГ) позволи да се проследи въглеводородната реализация във времето.

#### Перспективни нефтогазомайчини скали

Палеозойските скали не са достигнати от сондажите в западната-централна част на Южномизийската периплатформена област. От неозойския разрез са установени сравнително тънки палеогенски отложения в сондажи Р-1 Драгана, Р-1 Беглеж, Р-3 Ъглен и Р-3 Ракита. Палеогенски и неогенски интервали са преминати и в прилежащата на север зона на Тученишкото стъпало. В тази връзка, основни обекти на настошето изследване представляват триаския, долно-средноюрския и горноюрско-валанжинския седиментни комплекси OT мезозойския разрез, които се отличават със значителна дебелина (Фиг. 2, 3).

Тектонските събития през мезозоя са предопределили до голяма степен разнообразието на скалите отложени в южната потънала част на Мизийската платформа. Периодите на засилено потъване са подходящи за натрупване на глинести седименти. Пост-рифтовото развитие и бързото разпространение на морските води през средния триас и особено през ранна-средна юра в района на изследване довеждат до отлагане на средни до много добри нефтогазомайчини скали. Те са били акумулирани в морски плитководни до сравнително дълбоководни условия (Т2 и J1-2).

Изследванията на взетите ядкови образци от сондажите западната-централна част на Южномизийската в периплатформена област установиха, че триаският разрез вмества бедни до средни нефтогазомайчини скали. Сред тях долнотриаските континентални и преходни седименти се характеризират с минимално присъствие на органично вещество (OB). Те са представени основно от теригенни и теригенно-карбонатни разновидности на Червеноцветната пясъчникова задруга, Стежеровска и Александровска свити. ОВ е натрупано в незначителни количества в аргилитите и глинестите алевролити от горните части на Стежеровска и Александровска свити. Изследвани са главно ядкови образци от прилежащата на север зона (сондажи Р-1 Александрово и Р-2 Одърне), тъй като на юг от Южномизийския разлом и западно от р. Осъм разрезите не достигат долния триас. Средните стойности на ТОС (общо количество органичен въглерод) характеризират тези интервали като бедни майчини скали (<0,5 тегл.%). Най-често срещаните значения на ТОС варират в тесни (0,15-0,20 тегл.%). По-голяма граници част ОТ долнотриаските скали са окислени още при своето отлагане и само малка част от преходния към аниза (T2) интервал е била запазена по време на диагенезата. Това се е отразило на качеството на ОВ, което се характеризира с присъствие на хумусно и окислено ОВ - кероген III и IV тип. Тези седименти са дълбоко погребани в южната потънала част на платформата. Термичната им зрялост расте от стадия на късна зрялост (0,9-1,3%Ro) в зоната на Южномизийския разлом до презрял стадий (>1,3%Ro) по посока на Балканския навлачен фронт.

Средният триас е представен от преобладаващо плиткоморски карбонатни и глинесто карбонатни седименти на Дойренска (T2 Ans) и по-голямата част от Митровска свити (T2 Lad-Crn). Дойренска свита се явява основният колектор за въглеводороди на територията на цяла Северна България. Но, от гледна точка на количество и качество на присъстващото ОВ интервалът е сравнително беден. Средните стойности на ТОС от варовиците и доломитите не надхвърлят 0,30 тегл.%. В основата на аниза (T2) преобладава хумусното OB представено от кероген III тип. Това се дължи на все още засиленото постъпление на континентални материали от подхранващите суши. Нагоре в разреза се увеличава присъствието на смесено и сапропелово ОВ поради удълбочаване на обстановката на седиментоотлагане. В тази връзка, нефтогазомайчини скали (Фиг. 3) със средно съдържание на ТОС се установиха в ладина на Митровска свита. Тези среднотриаски отложения се състоят от варовици, аргилити, глинести алевролити и мергели. Митровска свита е развита основно в изследвания район, а непосредствено на изток от линията Плевен – Ловеч в централната част на Южномизийската периплатформена област тя липсват поради ерозия. Нейната дебелина е сравнително малка и варира, като на места се увеличава до 100-120 м. Средното ТОС съдържание в свитата е около 0,70 тегл.%, като за мергелите то е 0,82 тегл.%, а в аргилитите, глинестите варовици и глинестите алевролити е 0,95 тегл.%. Преобладаващият кероген е II/III и III тип, както показват резултатите от Rock-Eval и GC-MS анализи. Биомаркерните профили на нормалните алкани и микроскопските наблюдения на мацералните групи потвърждават плиткоморският произход на ОВ със засилен привнос на материали от издигнатите суши. Качеството на ОВ, средното количество на ТОС и дебелината на Митровска свита определят малкия, основно газов потенциал. На юг от Южномизийския разлом (Фиг. 1, 2), поради високата си термична зрялост (>1,3%Ro) среднотриаските майчини скали са генерирали своя ограничен потенциал.

Горнотриаските карбонатни (Русиновделска и Преславска свити) и теригенно-карбонатни (Мизийска група) седименти се характеризират с ниско съдържание на ОВ. Стойностите на ТОС за изследваните ядкови образци варират от 0,07 до 0,36 тегл.%, като по-високите значения са отчетени в глинестите варовици и варовитите

аргилити от Писаровски член на Преславска свита. Сапропеловото ОВ в тези интервали се представя основно от кероген II тип. На прехода към средния триас, обаче, се увеличава присъствието на смесения II/III тип кероген. Поради произходът на скалите на Мизийска група, характеризиращи се с преотложени отломки и материали от по-стари триаски скали, ОВ в тях демонстрира изключително разнообразие (кероген II, II/III и III тип). Термичната зрялост на горнотриаските седименти се изменя от стадия на късна зрялост (0,9-1,3%Ro) на прехода от Мизийската платформа към нейната южна окрайнина до презрял стадий (>1,3%Ro) на юг към Предбалканските структури.

Друг детайлно изучен и интересен от генерационна гледна точка интервал е този на долна-средна юра (Фиг. 3). Той се характеризира с разнообразна литолигия (теригенни, карбонатни и смесени теригенно-карбонатни скали) и присъствие на течни и газообразни въглеводороди в разрезите от изследвания район (Беглежка, Деветашка Крушовишка И площи). Съдържанието на ОВ и термичната зрялост на долносредноюрските седименти предопределят високия им нефтогазов потенциал. Нещо повече, съвременните геохимични и генетични изследвания и биомаркерни корелаций свързаха нефтите от Северна България с долно-средноюрските майчини скали (Georgiev, 2000).

Богатите на ОВ седименти от долно-средноюрския разрез са представени от глинестите варовици, мергелите и аргилитите на Букоровски член на Озировска свита и чистите до алевритови аргилити на Стефанецки член на Етрополска свита (Фиг. 3). Високите стойности на ТОС (до и над 2,0 тегл.%) в тези интервали от разреза на Южномизийската периплатформена област, както и значителната сумарна дебелина на долно-средноюрските серий в района на изследване (на места над 500-600 м) определят техния добър до много добър въглеводороден генерационен потенциал. Средните стойности на ТОС за аргилитите, алевритовите аргилити и глинестите алевролити варират от 0,85 до 1,40 тегл.%, а мергелите и глинестите варовици са със стойности на ТОС в рамките на 0,49-0,61 тегл.% (Ковачева, 1983). Резултатите от съвременните геохимични анализи характеризират глинестите интервали на Озировска и Етрополска свити като най-добрите нефтогазомайчини скали в Северна България (Georgiev, 2000). Типът кероген (преобладаващо II и II/III), както и степента на преобразуваност на органичното вещество предопределят способността им да генерират промишлени количества въглеводороди. Възможностите за активна генерация се свързват със зоните, където майчините скали попадат в нефтения прозорец. Това са териториите непосредствено на юг от Южномизийския разлом и прилежащите на север Тученишко стъпало и Плевенски издигнат блок. На юг в най-потъналата част на Мизийската платформа под структурите на Алпийския навлак поради високата термична зрялост на долно-средноюрските седименти генерационният им потенциал е вероятно вече реализиран.

#### Дискусия за реализацията на въглеводородния потенциал

Приложени са три сценария на топлинния поток (Фиг. 4) с цел намиране на най-добро съответствие между измерените и програмно изчислените зрелостни параметри за два ключови сондажа от изследвания район.



Фиг. 4. Основни сценарии на топлинния поток приложени за сондажи P-1 Беглеж и P-14 Крушовица при моделирането на термичната история и въглеводородната генерация в изследвания район

С помоща на различните топлинни сценарии е моделирано положението на ГЗН и ГЗГ за сондажи Р-1 Беглеж и Р-14 Крушовица. Съпоставянето на кривите на тектонското потъване с изолинийте на отражателната способност на витринита (%Ro) определя времето на въглеводородна генерация от перспективните майчини скали (Фиг. 5, 6 и 7). Сценариите са използвани при процеса на моделиране на сондажно-геофизичните данни, като при всеки един от тях е постигнато добро покритие между измерените и калкулирани стойности на %Ro.

Сценарии 1 и 2 са приложени за сондаж Р-1 Беглеж (Фиг. 5 и 6). Първият от тях е константен, при който няма промяна в стойностите на топлинния поток през дългата геоложка история на Южномизийската периплатформена област. Вторият е по-сложен, тъй като реконструира разнообразното и многолико геодинамично развитие на южната потънала част на Мизийската платформа. Този сценарий е и по-реалистичен понеже прилага завишени стойности на топлинния поток за етапите на рифтинг през триаса и юрата. Моделните стойности от порядъка на 80-85 mW/m<sup>2</sup> въведени за късния триас, ранната и средна юра отговарят на времето на по-значителна екстензия и изтъняване на земната кора през мезозоя.

Митровска свита започва да навлиза в ГЗН (0,6-1,3 % Ro) в началото на ранната креда и излиза от него в края на апта и началото на алба (Фиг. 5). Типът на OB, както и не голямата дебелина на свитата предполагат газова генерация в непромишлени количества. Най-висока термична зрялост седиментите достигат в края на апта, когато е най-голямото потъване в западната-централна част на Южномизийската периплатформена област. В крайна сметка по-значителна реализация на газовата фаза се осъществява след апта, когато свитата навлиза в ГЗГ с цялата си дебелина.



Фиг. 5. Модел на басейновото потъване и разпределението на зоните на термична зрялост съобразно приложения константен сценарий за сондаж Р-1 Беглеж



Фиг. 6. Модел на басейновото потъване и разпределението на зоните на термична зрялост съобразно приложения сложен сценарий за сондаж Р-1 Беглеж

Моделирана е още въглеводородната генерация от Стефанецки член, тъй като се отличава с по-голяма дебелина от Букоровски член в Р-1 Беглеж (Фиг. 5). Стефанецки член навлиза в ГЗН в средата на ранната креда като реализира целият си нефтен потенциал до началото на сенона (К2), когато е началото на ГЗГ. Генерацията на газ от остатъчния въглеводороден потенциал продължава и през неозоя. Използването на променлив топлинен поток (Фиг. 6) променя разпределението на изолиниите на % Ro в началото на ГЗН. Това не влияе на генерацията от Митровска свита, която реализира газовият си потенциал отново след апта. От друга страна генерацията на нефт от Стефанецки член ще подрани в сравнение с константния модел без това да се отрази на последвалата газова реализация.

На фиг. 7 е представен моделът на геодинамичната история на сондаж Р-14 Крушовица. Приложен е само един константен сценарий, тъй като местоположението на сондажа (извън главния рифтов басейн) предполага незначителна екстензия през мезозоя.



Фиг. 7. Модел на басейновото потъване и разпределението на зоните на термична зрялост съобразно приложения константен сценарий за сондаж Р-14 Крушовица

Моделирани са и трите интервала с по-високо съдържание на ОВ (Митровска свита, Букоровски и Стефанецки членове). В Крушовишката зона (Фиг. 1) и трите интервала с майчини скали се намират в ГЗН, поради по издигнатото им положение в разреза и пониската термична зрялост спрямо областта на юг. Трите моделирани литостратиграфски единици влизат последователно в ГЗН в края на валанжина, края на барема и началото на апта. Единствено Митровска свита достига до стадия на късна зрялост в средата на алба (>0,9 % Ro). Значителна реализация на нефт, обаче, може да се очаква единствено от долно-средноюрските седименти, където сумарната им дебелина е позначителна.

#### Литература

- Атанасов, А. 1973. Закономерности в строежа и нефтогазоносната перспективност на Северна България. Спис. Бълг. геол. д-во, 34, 3, 247-271.
- Бончев, Ек., Ем. Белмустаков, М. Йорданов, Ю. Карагюлева. 1957. Главни линии в геоложкия строеж на Предбалкана между р. Янтра и Черно море. *Изе. Геол. инст. БАН*, *5*, 3-78.
- Велев, В., Г. Шишков. 1979. Катагенна преобразуваност, органично вещество и нафтиди на долносредноюрските седименти от Северна България. – Год. СУ, Геол.-геогр. фак., 71, 1, 339-357.
- Гарецкий, Р. Г. 1968. О южной границе Мизийской плиты (Болгария). – Докл. АН СССР, 179, 1, 155-158.
- Георгиев, Г., Хр. Дабовски. 1997. Алпийски строеж и Петролна Геология на България. – Геология и минерални ресурси, 8-9, 3-7.
- Йовчев, Й., Н. Ф. Балуховски. 1961. Полезни изкопаеми на НР България. Нефт и газ. С., Техника, 120 с.
- Калинко, М. К. (ред.). 1976. Геология и нефтогазоносность Северной Болгарий. М., Недра, 243 с.
- Ковачева, Й. 1983. Нефтогазообразуващи наслаги. В: Геология и нефтогазоносна перспективност на Мизийската платформа в Централна Северна България (ред. Атанасов, А., П. Боков). С., Техника, 193-214.
- Монахов, И., С. Желев, Г. Георгиев. 1981. Нефтогазоносна перспективност на мезозойските наслаги от южната част на Североизточна България. – В: Геология и нефтогазоносност на Североизточна България (ред. Мандев, П., И. Начев). С., Техника, 88-97.
- Georgiev, G. 2000. Oil-Oil and Oil-Source correlation for the major crude oils in Bulgaria. Ann. de l'Universite de Sofia, Fac. Geol. Geogr., 1, Geologie, 92, 39-60.
- Georgiev, G., C. Dabovski. 2000. Rifting and thrusting in Southern Moesian Platform Margin – Implications for Petroleum Geology. – In: EAGE 62<sup>nd</sup> Conference & Technical Exhibition, SECC, Glasgow-Scotland, Extended Abstracts, Volume 2. P-18.
- Georgiev, G., C. Dabovski, G. Stanisheva-Vassileva. 2001. East Srednogorie-Balkan Rift Zone. – In: Peri-Tethys Memoir 6: PeriTethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins (Eds. Ziegler, P. A., W. Cavazza, A. H. F. Robertson, S. Crasquin-Soleau). Mem. Mus. Natn. Hist. Nat., Paris, 186, 259-293.
- Vuchev, V., P. Bokov, B. Monov, A. Atanasov, R. Ognyanov, D. Tochkov. 1994. Geological structure, petroleum exploration development and hydrocarbon potential of Bulgaria. – In: *Hydrocarbon of Eastern Central Europe: Habitat, Exploration and Production History* (Ed. Popescu, B.). Springer-Verlag, Berlin, 26-69.

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

## МИНЕРАЛОЖКИ ОСОБЕНОСТИ НА Zn-Mn ШПИНЕЛ (ХЕТЕРОЛИТ) ОТ Аu-ПОЛИМЕТАЛНОТО НАХОДИЩЕ МАДЖАРОВО, ИЗТОЧНИ РОДОПИ

#### Маргарита Василева,<sup>1</sup> Илия Вергилов<sup>2</sup>, Сергей Добрев<sup>1</sup>, Борис Кольковски<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700; marvas@mgu.bg; sergey@mgu.bg <sup>2</sup>Софийски университет "Св. Климент Охридски", София 1164

**РЕЗЮМЕ.** Хетеролитът е Zn-Mn оксид с тетрагонално деформирана шпинелов тип структура и химичен състав, съответстващ на формулата ZnMn<sub>2</sub>O<sub>4</sub>. Минералът е твърде рядко срещан. При изследване на образци от окислени руди от находище Маджарово, участък Патронкая, рудна жила 5, хетеролит е установен в ассциация с кварц, халкофанит, коронадит, пиролузит, гьотит и други Fe и Mn оксиди и хидроксиди. За изучаване на морфологията, структурните особености и химизма на минерала са проведени микроскопски изследвания в отразена светлина, рентгеноструктурни, количествени рентгеноспектрални анализи, инфрачервена и раманова спектроскопия и др. В окислителната зона на находище Маджарово хетеролитът тясно асоциира с халкофанит и има супергенен произход. Като източник на Zn за образуването на двете Zn-съдържащи минерални фази е послужил сфалеритът от първичните полиметални руди в находището.

# MINERALOGICAL FEATURES OF Zn-Mn SPINEL (HETAEROLITE) FROM THE Au-BASE-METAL MADJAROVO DEPOSIT, EASTERN RHODOPES

#### Margarita Vassileva<sup>1</sup>, Ilia Vergilov<sup>2</sup>, Sergey Dobrev<sup>1</sup>, Boris Kolkovski<sup>2</sup>

<sup>1</sup>University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; marvas@mgu.bg; sergey@mgu.bg <sup>2</sup>Sofia University "St. Kliment Ohridski", Sofia 1164

**ABSTRACT.** Hetaerolite is a Zn-Mn oxide with a tetragonal distorted spinel structure and composition corresponding to the formula ZnMn<sub>2</sub>O<sub>4</sub>. The mineral is quite rare. Hetaerolite was identified in samples from the oxidizing zone of quartz-sulphide veins from Madjarovo deposit, Patronkaya section, ore vein N 5, in association with quartz, chalcophanite, coronadite, pyrolusite, goethite and other Mn and Fe oxides and hydroxides. The morphology, structural features and chemical composition of hetaerolite was studied by reflected light microscopy, X-ray powder diffraction analyses, quantitative electron microprobe analyses, infrared and Raman spectroscopy and other. Hetaerolite associates closely with chalcophanite and it has secondary origin in the oxidizing zone of Madjarovo deposit. The source of Zn for both minerals is ZnS from the primary sulphide mineralization in the deposit.

#### Въведение

Шпинеловите оксиди A<sup>2+</sup>Mn<sup>3+</sup>2O4 имат важни съвременни технически приложения като електроди, катоди, сензори и др. През последните няколко години се извършват изследвания предимно на синтетични тетрагонални манганови шпинели A<sup>2+</sup>Mn<sup>3+</sup>2O4 (A = Zn, Mg, Mn) за определяне валентното състояние на катионите и разпределението им в различни структурни позиции, изучаване на фазовите трансформации, вибрационните спектри и други (Asbrink et al., 1999; Malavasi et al., 2002). Данните за изследвания на техните природни аналози са твърде ограничени.

Обект на изследване в настоящата работа е Zn-Mn шпинелов оксид – хетеролит (ZnMn<sub>2</sub>O<sub>4</sub>) от находище Маджарово, с цел изучаване на неговите морфоложки и структурни особености, химичен състав и спектроскопски характеристики.

Хетеролитът се счита за много рядък минерал. За пръв път е открит в Стерлинг Хил, Ню Джърси, а по-късно е установен и във Франклин, Ню Джърси и Ледвил, Колорадо (Frondel, Heinrich, 1942), както и в няколко други находища в САЩ (Bevins et al., 1987). В Европа находките на минерала са сравнително немногобройни: Родна, Румъния (Udubasa et al., 1973); Мореснет, Белгия (Fransolet, Melon, 1975); Истърн Клиф, Корнуел, Великобритания (Bevins et al., 1987) и Мон Шмен, Швейцария (Meisser, Perseil, 1993).

В страната ни хетеролит е диагностициран в оловноцинковите находища Кечи кая (данни на Н. Зидаров – по Костов и др., 1964) и Върба (Кольковски, 1966), Маданско рудно поле, Централни Родопи. Присъствие на хетеролит бе установено и в Аи-полиметалното находище Маджарово, Източни Родопи (Vassileva et al., 2004; Dobrev et al., 2004). Минералът е диагностициран в образци от зоната на окисление на кварц-сулфидни жили (участък Патронкая, рудна жила 5), в тясна асоциация с кварц, халкофанит, коронадит, гьотит, пиролузит и други железни и манганови оксиди и хидроксиди.

Аu-полиметалното находище Маджарово е разположе-но по долината на река Арда в Източните Родопи и е привързано към централната част на олигоценска вулканоплутонична структура. Вместващите скали са представени от вулканити, среднобазични и с повишена алкалност, с преобладаване на латитите. Орудяването е жилно, епитермално, нискосулфиден тип и е локализирано по радиални разломи. По минерален състав жилите са кварцови, кварцбаритови и кварц-калцитови с различно съдържание на сулфиди. Сулфидите са представени главно от галенит, сфалерит, халкопирит, пирит, съпътствани от подчинено количество сулфосоли на Se, Bi, Pb, Ag, самородно злато и сребро (Breskovska, Tarkian, 1993) Минералообразувателният процес е многостадиен. Различните изследователи на находището разграничават различаващи се по състав и брой стадии на хипогенната минерализация (Радонова, 1960; Атанасов, 1962; Кольковски, 1971 – по Бресковска и др., 1976; Кольковски и др., 1974; Бресковска, Гергелчев, 1988; Breskovska, Tarkian, 1993). В зоната на окисление са установени над 50 на брой супергенни минерални фази, представени от железни и манганови оксиди и хидроксиди, фосфати, карбонати, сулфати и др.

#### Материал и методика

Проведени изследвания за изучаване са на морфоложките и структурни особености и химичния състав на минерала. За изучаване на спектроскопските характеристики е извършена раманова и инфрачервена спектроскопия, като за пръв път е регистриран раманов спектър на хетеролит. Рентгеноструктурните изследвания са направени с помощта на апарат TUR – М-60 (камера с d = 57.3 mm) и дифрактометър "ДРОН-1" (СиК<sub>α</sub> лъчение, Ni филтър) в МГУ "Св. Иван Рилски". Количествените рентгеноспек-трални микроанализи са проведени на сканиращ електронен микроскоп JEOL JSM 35 CF с рентгенов микроанализатор Tracor Northern TN-2000 във фирма "Евротест-контрол", АД, София. Използвани са



Фиг. 1. Морфоложки особености на хетеролит от находище Маджарово. Отразена светлина, N II. А) Хетеролит (сив, с висок релеф) – хипидиоморфни индивиди и зърнести агрегати в основна маса от халкофанит и кварц (тъмносив); В) Хипидиоморфен хетеролит (сив, с висок релеф) сред халкофанит; С) Хетеролит, кородиран от кварц (тъмносив) в основна маса от халкофанит; D) Хетеролит – зърнести агрегати, кородирани от фини халкофанитови прожилки; Е) Две морфоложки разновидности хетеролит – радиалнолъчести агрегати и масивен хетеролит (в долната част на кадъра); F) Хетеролит с влакнест строеж; G) Нарастване на удължени, призматични халкофанитови индивиди (прерези II оста с) върху подложка от хетеролит (сив, с висок релеф); Н) Отлагане на по-късен коронадит (бял) върху хетеролит (сив); I) Корозия на хетеролит (сив) от пиролузитови радиалнолъчести агрегати

следните еталони: за Mn, Fe, Zn – чисти метали, за Mg, Ca, Si – диопсид, за К – биотит, за Al – корунд; за Pb – оловен телурид. Инфрачервени спектри на хетеролит са регистрирани с инфрачервен спектрофотометър Perkin Elmer FTYR PE-1600 в диапазона 400 - 1600 ст.-1. Рамановата спектроскопия е проведена с раманов спектрометър Spectrum ONE ISA HORIBA на фирмата Jobin Yvon - Spex с възбуждане от удвоената честота на Nd-YAG лазер (532.2 nm) с мощност 38 mW. Спектрометърът е оборудван с микроскоп Olympus BX 40. Спектрите са заснети при стайна температура от повърхността на минерала в аншлифи, при обектив на микроскопа X100. Сигналът е регистриран със ССДматрица с полупроводниково охлаждане и е обработван последващо С фирмен софтуер. Рамановата спектроскопия е извършена в Института по геология в университета в г. Льобен, Австрия.

#### Резултати и дискусия

#### Форми на срещане

Хетеролитът е установен в образци от зоната на окисление на кварц-сулфидни жили, в участък Патронкая, рудна жила 5. Образците имат шуплест, порест строеж и са съставени главно от кварц, гьотит, тъмни на цвят ивичести и лещовидни агрегати от манганови оксиди и Хетеролитът хидроксиди. образува масивни. радиалнолъчести или влакнести агрегати с черен до чернокафяв цвят, с полуметален блясък и тъмнокафява черта. Характерзира се с висока твърдост (6 по Моос). В отразена светлина под микроскоп минералът е сив, с висок релеф, отчетливо анизотропен. Показва червени вътрешни рефлекси. Отделните самостоятелни хетеролитови индивиди имат изометрична, заоблена или ъгловата форма, правоъгълни, квадратни или ромбични очертания (Фиг. 1 А, В, С). Размерите им достигат до около 250 ит. Минералът се среща и под формата на зърнести, перести, радиалнолъчести, иглести до влакнести агрегати (Фиг. 1 D, Е, F). На места по краищата на иглестите агрегати се наблюдават развити кристални стени. Хетеролитът асоциира предимно с кварц, гьотит, халкофанит, полуаморфни коронадит, пиролузит, нееднородни манганови хидроксиди, често С пукнатини на дехидратация. В някои от изследваните микроскопски препарати в асоцииращия с минерала гьотит, присъстват реликти от първични сулфиди, предимно пирит. Проведените наблюдения показват, че в повечето случаи в зоната окисление хетеролитът отлага на ce непосредствено след гьотита. Минералът представлява по-ранно образувание в сравнение със съпътстващите го манганови оксиди и хидроксиди - халкофанит, коронадит, пиролузит (Фиг. 1 G, H, I) и е застъпен в сравнително ограничено количество. Преобладаващата тенденция в последователността на отлагане на фазите е следната: гъотит — хетеролит — коронадит — халкофанит пиролузит — халкофанит. Тя свидетелствува за минералообразуване при променливи физикохимични условия в зоната на окисление, с първоначално увеличаване степента на аерация и последващо известно ограничение в достъпа на кисрород.

#### Химичен състав

Данни за химизма на хетеролита от находище Маджарово са представени в табл. 1. Съставът на анализираната фаза е много близък до този на хетеролита от Истърн Клиф, Корнуел, Великобритания (Bevins et al., 1987) и от класическото находище в Стерлинг Хил, Ню Джърси, САЩ (Frondel and Heinrich, 1942). В сравнение с теоретичния състав на минерала (Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 65.98 %, ZnO – 34.02 %), химизмът на хетеролита от находище Маджарово показва неголям дефицит на Zn<sup>2+</sup>. компенсиран вероятно от присъствието на известно количество структурен примес от Mn<sup>2+</sup> (Frondel, Heinrich, 1942; Дэна, 1951; Frenzel, 1980; Bosi et al., 2002). Малките отклонения в стехиометрията са характерни за природните образувания на минерала и са отбелязвани в литературата. Детайлни изследвания на фази ОТ  $(Mn^{2+}Mn_{2}^{3+}O_{4})$ хаусманит-хетеролитовата серия Zn<sup>2+</sup>Mn<sup>3+</sup>O<sub>4</sub>), са проведени от Bosi et al. (2002). Същите автори установяват, че изоморфните замествания в тези фази се осъществяват главно между двувалентните катиони Mn<sup>2+</sup>↔Zn<sup>2+</sup>, като при това съдържанието на Mn<sup>3+</sup> остава почти постоянно. С увеличаване на съдържанието на Zn в серията хаусманит-хетеролит закономерно намаляват стойностите на параметъра Co на елементарната клетка и отношението *с/а* (Bosi et al., 2002). Според литературните източници, освен наличие на структурен примес от Mn<sup>2+</sup>, в някои природни хетеролити е възможно присъствието на изоморфни примеси от Pb2+ (Udubasa et al., 1973; Tanida et al., 1983) и Cu<sup>2+</sup> (Meisser, Perseil, 1993).

#### Таблица 1

Представителни рентгеноспектрални микроанализи на хетеролит от находище Маджарово

0	Образец (тегл. %)									
Оксиди	1	2	3	4	5					
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	64.21	67.20	66.99	67.89	68.37					
MnO	1.86	-	-	-	-					
ZnO	32.46	32.60	31.99	31.77	31.07					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	0.17	0.57	0.05	-					
CaO	-	-	0.01	-	0.12					
MgO	0.49	-	-	-	-					
SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub> 0.18 - 0.44				0.41					
TiO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>				-					
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0.07	0.02					
CuO	-	-	-	-	-					
H <sub>2</sub> O	<sub>2</sub> O 0.19				-					
Σ	99.63	99.97	99.99	99.99						
Катиони		Формул	ни коефи	циенти						
Mn <sup>3+</sup>	1.97	2.03	2.02	2.05	2.06					
Mn <sup>2+</sup>	0.06	-	-	-	-					
Fe <sup>3+</sup>	0.01	0.01	0.02	-	-					
Zn <sup>2+</sup>	0.97	0.95	0.94	0.93	0.91					
Cu <sup>2+</sup>	-				-					
Σ	3.01	3.01 2.99 2.98 2.98								

1. Хетеролит, Стерлинг Хил, Ню Джърси, САЩ (Frondel and Heinrich, 1942); 2. Хетеролит, Истърн Клиф, Корнуел, Великобритания (Bevins et al., 1987); 3, 4, 5. Хетеролит, находище Маджарово, Източни Родопи

#### Рентгеноструктурни и спектроскопски особености

Хетеролитът представлява цинков аналог на хаусманита (Mn<sup>2+</sup>Mn<sup>3+</sup><sub>2</sub>O<sub>4</sub>) и се характеризира с шпинелов тип структура А<sup>2+</sup>В<sup>3+</sup>2O<sub>4</sub>, където Zn<sup>2+</sup> заема А позиция в тетраедрична координация, а Mn<sup>3+</sup> - В позиция в октаедрична координация спрямо кислородните атоми (Frenzel, 1980; Asbrink et al., 1999; Bosi et al., 2002; Malavasi et al., 2002). Структурата на минерала е тетрагонално деформирана (c/a > 1), вследствие на т.н. Ян-Телеров ефект, дължащ се на присъствието на катионите Mn<sup>3+</sup> в октаедрите MnO<sub>6</sub>. Изследванията на синтетичен ZnMn<sub>2</sub>O<sub>4</sub> с теоретичен състав, извършени от Asbrink et al. (1999) показват, че Ян-Телеровата деформация на октаедрите MnO<sub>6</sub> е ясно изразена и те са отчетливо удължени в направление успоредно на [001]. Две от разстоянията Mn-О (2.264 Å), в октаедрите са по-големи, в сравнение с останалите 4 разстояния Mn-O (1.925 Å), разположени в хоризонталната равнина на кристалографските оси а, b (а = b). Според Bosi et al. (2002) в шпинелите с хаусманитов тип структура освен главната структурна деформация, свързана с Ян-Телеровия ефект на Мп<sup>3+</sup>, влияние оказват също и видът и количеството на катионите, заемащи тетраедрична позиция. Изоморфното заместване <sup>IV</sup>Zn<sup>2+</sup>↔<sup>IV</sup>Mn<sup>2+</sup> води до промяна в обема на тетраедрите ZnO<sub>4</sub> и способства също за деформацията на структурата.

Резултатите от проведените рентгеноструктурни дифрактометрични и с фотографска регистрация анализи показват, че праховите рентгенови данни на хетеролита от находище Маджарово съответстват на (JCPDS 24-1133). еталонните Параметрите на елементарната клетка на минерала са следните: ао = 5.72 Å; **с₀** = 9.24 Å. На фиг. 2 е представена дифрактограма на находището. В хетеролит ОТ регистрираната дифрактограма присъстват и няколко допълнителни, послабо интензивни рефлекси, свързани с наличието на примесни компоненти от халкофанит и кварц.

Проведените изследванията върху фазовите превръщания на Zn-Mn оксиди показват, че хетеролит се образува при нагряването на халкофанит. Според Post (2004) при нагряване на халкофанита до температура 175-200°С се извършва отделяне на междуслоевата вода от минерала и образуване на безводен ZnMn<sub>3</sub>O<sub>7</sub>. При температура около 500°С се осъществява редукция на Mn<sup>4+</sup> до Mn<sup>3+</sup> и започва фазовия преход в хетеролит. При температура около 700°С преходът в Zn-Mn шпинел (Zn<sub>0.75</sub>Mn<sub>0.25</sub>)Mn<sub>2</sub>O<sub>4</sub> е напълно завършен.

Рентгеноструктурният анализ, проведен на нагрят до 900°С халкофанит, асоцииращ с хетеролита в находището, потвърждават образуването на тетрагонална, шпинелов тип фаза с параметри на елементарната клетка **a**<sub>0</sub> = 5.72 Å; **c**<sub>0</sub> = 9.28 Å. Повишените стойности на параметъра с<sub>0</sub> вероятно са свързани с нестехиометричния състав и присъствието на Mn<sup>2+</sup> в нагрятата фаза.

(2002) Според Malavasi et al., рамановата спектроскопия е твърде подходящ метод за изучаване на структурните особености, изоморфизма и фазовите превръщания на шпинеловите оксиди. За пръв път раманов спектър на синтетичен ZnMn<sub>2</sub>O<sub>4</sub> е регистриран от споменатите по-горе автори (Malavasi et al., 2002). При проведените настоящи изследвания за пръв път е извършена раманова спектроскопия на природен хетеролит, като спектрите са заснети при стайна температура, в аншлифи под микроскоп. Представителен раманов спектър на хетеролит от находище Маджарово е показан на фигура 3, а рамановите характеристики на минерала – в таблица 2. В регистрирания раманов спектър присъстват всички основни пикове, характерни за тетрагоналните манганови шпинелови оксиди. По общия си вид и относителния интензитет на отделните ивици. спектърът съответства на публикувания в литературата раманов спектър на синтетичен ZnMn<sub>2</sub>O<sub>4</sub> (Malavasi et al., 2002). В сравнение със спектъра на синтетичната фаза, в този на хетеролита от находище Маджарово се наблюдава отместване на честотите към по-високите стойности, състав вероятно поради нестехиометричния на анализираната фаза И присъствието на Mn<sup>2+</sup>.



Фиг. 2. Дифрактограма на хетеролит от находище Маджарово. ch – рефлекс на халкофанит; qz – рефлекс на кварц

#### Таблица 2

Раманови честоти (ст<sup>-1</sup>) и относителен интензитет на ивиците на хетеролит от находище Маджарово

Раманови чес		
Хетеролит н-ще Маджарово	*Синтетичен ZnMn <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Означения по Malavasi et al. (2002)
309.3 - p	300.2	ивица 5
329.1 - c	320.5	ивица 4
373.5 - р		
388.1 - c	381.9	ивица 3
487.0 - сл	475.5	ивица 2
514.8 - сл		
574.0 - cp	~ 580	
594.5 - p		
636.7 - cp	~ 630	
684.2 - c	677.6	ивица 1

(с – силна ивица, ср – средна, сл – слаба, р – рамо) \* по Malavasi et al. (2002)



Фиг. 3. Раманов спектър на хетеролит от находище Маджарово

В *инфрачервения спектър* на хетеролита от находище Маджарово се наблюдават две много интензивни ивици на поглъщане с максимуми при 534 и 627 ст<sup>-1</sup> и две по-слабо изразени абсорбционни ивици при около 422 и 405 ст<sup>-1</sup>, характерни според литературните източници за минерала (Kulig, 1972, 1973; Udubasa et al., 1973). В регистрирания спектър се установяват и няколко допълнителни, по-слабо изразени ивици, свързани с наличието на примесни компоненти от халкофанит и кварц в анализирания минерал.

В окислителната зона на находище Маджарово хетеролитът се среща в тясна асоциация с кварц, гьотит, халкофанит, коронадит, пиролузит и други Mn оксиди и хидроксиди. Наблюдаваната последователност в отлагането на минералите: гьотит — хетеролит — коронадит — халкофанит — пиролузит — халкофанит, отразява първоначалното нарастване на степента на аерация в зоната на супергенеза, с последващо известно ограничение в достъпа на кислород. Като източник на Zn за отлагането на хетеролита и съпътстващия го халкофанит е послужил ZnS от първичните полиметални руди в находището.

#### Литература

- Бресковска, В., З. Илиев, Б. Маврудчиев, И. Вапцаров, И. Велинов, П. Ножаров. 1976. Маджаровское рудное поле. Геохимия, минералогия и петрология, 5, 23-57.
- Бресковска, В., В. Гергелчев. 1988. Маджаровско рудно поле. – В: Оловно-цинковите находища в България, С., Техника, 114-127.
- Дэна, Дж. Д., Е. С. Дэна, Ч. Пэлач, Г. Берман, К. Фрондель. 1951. Система минералогии. Окислы и гидроокислы. М., Иностранная литература, *1, 2,* 287-289.
- Кольковски, Б. 1966. Вторична зоналност в оловноцинковото месторождение Върба (Мадански руден район) – Трудове върху геологията на България, Серия Геохимия, минералогия и петрография, 6, 293-313.
- Кольковски, Б., Б. Маврудчиев, Здр. Илиев, В. Гергелчев. 1974. Полиметаллическое месторождение Маджарово. – В: Двенадцать рудных месторождений Болгарии. IV симп. IAGOD, пътеводител, С., 187-211.
- Костов, И., В. Бресковска, Й. Минчева-Стефанова, Г. Н. Киров. 1964. *Минералите в България.* С., БАН, 540 с.
- Asbrink, S., A. Waskowska, L. Gerward, J. S. Olsen, E. Talik. 1999. High-pressure phase transition and properties of spinel ZnMn<sub>2</sub>O<sub>4</sub>. – *Phys. Rev., B 60, 18,* 12651-12656.
- Bevins, R. E., R. F. Symes, J. M. Horak, V. Holyer. 1987. Hetaerolite from Eastern Cliff, Kennack Sands, Cornwall: the first British occurrence. – *Mineral. Mag.*, 51, 1, 172-173.
- Bosi, F., S. Lucchesi, A. Della Giusta. 2002. Structural relationships in  $(Mn_{1-x}Zn_x)Mn_2O_4$  ( $0 \le x \le 0.26$ ): The "dragging effect" of the tetrahedron on the octahedron. *Am. Mineral., 87,* 1121-1127.
- Breskovska, V., M. Tarkian. 1993. Mineralogy and fluid inclusion study of polymetallic veins in the Madjarovo ore field, Eastern Rhodopes, Bulgaria. – *Mineralogy and Petrology*, 49, 103-118.
- Dobrev, S., M. Vassileva, B. Kolkovski. 2004. Hetaerolite from Madjarovo Au-base-metal deposit, Eastern Rhodopes. – Annual Scientific Conference of the Bulgarian Geological Society "Geology 2004", Sofia, December 16-17, 2004, Proceedings, 15-17.
- Fransolet, A. M., J. Melon. 1975. Données nouvelles sur des minéraux de Bellgique. – Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège, 44, 157-160.
- Frenzel, G. 1980. The manganese ore minerals. In: Geology and Geochemistry of Manganese (Eds. Varentsov, I. M. and Gy Grasselly), Akademiai Kiado, Budapest, I, 25-158.
- Frondel, C., E. W. Heinrich. 1942. New data on hetaerolite, hydrohetaerolite, coronadite, and hollandite. – Am. Mineral., 27, 48-56.
- Kulig, M. 1972. Hydrohetaerolite from the Orzel Bialy mine (Upper Silesia) and the problem of zincdibraunite. – *Mineral. Polonica*, 3, 55-64.
- Kulig, M. 1973. Chalcophanite from the Silesian-Cracovian Zn-Pb deposits. – *Mineral. Polonica*, 4, 23-36.
- Malavasi, L., P. Galinetto, M. C. Mozzati, C. B. Azzoni, G. Flor. 2002. Raman spectroscopy of AMn<sub>2</sub>O<sub>4</sub> (A = Mn, Mg and

Zn) spinels. – *Physical Chemistry Chemical Physics*, *4*, *15*, 3876-3880.

- Meisser, N., A. Perseil. 1993. Présence de woodruffite, (Zn, Mn<sup>+2</sup>)Mn<sup>+4</sup><sub>3</sub>O<sub>7</sub>.1-2H<sub>2</sub>O, d'hetaerolite, ZnMn<sub>2</sub>O<sub>4</sub>, et d'hydrohetaerolite, HZnMn<sub>2-x</sub>O<sub>4</sub>, dans un skarn du Mont Chemin (Valais, Suisse). – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 73, 11-19.
- Post, J. 2004. High-temperature synchrotron XRD studies of Zn/Mn-oxides. A comparison of dehydration mechanisms in chalcophanite and woodruffite – 2004 Denver Annual Meeting (November 7-10, 2004). Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, 36, 5, 112.

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

- Tanida, K., T. Kitamura, M. Nambu, E. Kato. 1983. Mineral composition of oxide ore from Maruyama mine, Hokkaido, with special reference to hetaerolite and coronadite. – Bulletin of the Research Institute of Mineral Dressing and Metallurgy, Tohoku Universitry, 39, 51-60.
- Udubasa, G., J. Ottemann, G. Agiorgitis. 1973. Hetaerolite from the Rodna Base Metal Ore Deposit: A new occurrence. – Am. Mineral., 58, 1065-1068.
- Vassileva, M., S. Dobrev, B. Kolkovski. 2004. Chalcophanite and coronadite from Au-polymetallic Madjarovo deposit, Eastern Rhodopes. – Annual of University of Mining and Geology, Part I, Geology and Geophysics, 47, 57-62.

# ОТНОСНО ГЕОЛОЖКИТЕ И ГЕОМОРФОЛОЖКИТЕ ПРЕДПОСТАВКИ ЗА СВЛАЧИЩАТА ОТ ЗАПАДНАТА ЧАСТ НА МЕСТЕНСКИЯ ГРАБЕН В ГОЦЕДЕЛЧЕВСКИЯ РАЙОН (ЮГОЗАПАДНА БЪЛГАРИЯ)

#### Милорад Вацев

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

**РЕЗЮМЕ.** Свлачища – големи и малки, са развити в разнообразни скали в западната част на Местенския грабен. Привързани са към сложните склонове на планински речни долини. Сред протерозойските(?) гнайси, амфиболити и мрамори те са предимно блокови и сложни стъпаловидни с значителни размери. В гранитите (K<sub>2</sub>, Pg) са представени предимно малки свлачища-срутища. Сред късноеоцен-раноолигоценските риодацити са развити блокови и свлачища-

срутища. Сред такива по възраст и сравинелно добре циментирани конгломерати, пясъчници и песъчливи аргилити, са развити големи, сложни блокоби и блоково-циркусовидни свлачища. Неогенските и кватернерни слабо циментирани конгломерати, пясъчници и песъчливи глини, са обхванати от малки, предимно циркусовидни свлачища. Такъв тип свлачища са характерни и за участъците с тектонска нарушеност на скалите. Свлачищата са съсредоточени главно в участаците около тектонските граници, разделящи първоредните, издигащите се планински блокове и слабо издигащите се блокове от Местенския палеоген-неогенски грабен.

#### ABOUT THE GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL PREMISES FOR THE LANDSLIDES OF THE WESTERN PART OF THE MESTA GRABEN IN GOTSE DELCHEV REGION (SOUTH-WESTERN BULGARIA) *Milorad Vatsev*

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

**ABSTRACT.** The big and little landslides are presented in heterogeneity rocks of western part of the Mesta graben. They are connected with complicated slop of the mountain river valleys. The landslides in the Proterozoic(?) gneiss, amphibolite and marble are mainly block and complicated terrace-like, having considerable size. In the granite (K<sub>2</sub>, Pg) they are little, landslide-landslips. In the Lateeocene-earlyoligocene dacite are developed block and landslide-landslips. In the analogical in age conglomerate, sandstone and sandy mudstone, are presented circus-like, block and complicated terrace-like landslides, having considerable and big size. The Neogene and Quarter conglomerate, sandstone, sand and cay are base of develop main of the circus-like landslides. The landslides in tectonic deformed rocks, are little, circus-like. The landslides are concentrated main in areas around tectonic boundary between first order uplift mountain blocks and little uplift blocks of the Territary Mesta graben.

#### Въведение

В настоящата статия се разглеждат съвременните свлачища в една ивица, разположена западно от коритото на р. Места и обхващаща средната и долната част от склоновете на Централен и Южен Пирин. Ивицата е разположена между с. Обидим и гр. Гоце Делчев и съседната западна част на Гоцеделчевската котловина. Целта на работата е да се изяснят геоложките и геоморфоложките предпоставки за развитието на свлачищата и се посочи тяхната специфичност, привързаност и предопределеност. Използвана е морфоложката класификация на свлачищата, предложена от Емелянова (1963). Работата е продължение на изследванията на автора в този аспект (Вацев, 1972).

Разглежданият район има сложен геоложки строеж и обхваща източната част на Пиринския блок и западната - на Местенския грабен (Фиг. 1). Те са разграничени от Източнопиринската разломна зона. Данните за геоложкия строеж на тези единици, са изложени в редица публикации и фондови материали и са отразени на геоложката карта М

1:100 000, а тук няма възможност да се разглеждат обстойно (виж Кожухаров, Маринова, 1994; Кацков, Маринова, 1992; и др.). В източната част на Пиринския блок, респективно в средната и долната част на склоновете на Пирин планина, са разкрити метаморфните скали от Родопската надгрупа. Същите показват обща и специфична деформираност, като шистозността общо е наклонена (20-80<sup>0</sup>) предимно на ИСИ. Те изграждан мантията на къснокредните и палеогенските гранитни плутони от Централен и Южен Пирин. Гранитите са широко разкрити във високите части на планината и изграждат ядрата на подуванията от Пиринския блок или хорстантиклинорий.

Местенският грабен е ориентиран в ССЗ-ЮЮИ посока и е изпълнен със средноеоцен-ранноолигоценски седиментни последователности (Вацев, 1978а, 1991; Вацев и др., 2003; и др.) и късноеоцен-ранноолигоценски, седиментни, вулканогенно-седиментни и вулкански скали със сумарна дебелина до 1500-2000 m (Вацев, 1978б, 1991;



Фиг. 1. Геоложка схема и карта на разпространението на свлачищата в западната част на Местенския грабен, северно от гр. Гоце Делчев. Геоложките данни са по Геоложката карта М 1:100 000 и допълнения по материали на автора

Условни обозначения: 1 – холоценски алувиални чакъли и пясъци; 2 – меот-плиоценски слабо споени конгломерати, пясъчници, песъчливи глини, диатомити; 3 – късноеоцен-олигоценски дацити, трахидацити, риодацити и техните туфи; 4 – ранноолигоценски редуваци се конгломерати, пясъчници, туфи и туфити; 5 – късноеоценски конгломерати, пясъчници и песъчливи аргилити; 6 – късноеоценски конгломерати, пясъчници и песъчливи аргилити; 8 – късноеоценски гранити; 7 – протерозойски гнайси, амфиболити и мрамори; 8 – разломи; 9 – геоложка граница; 10 – свлачища – сложни и единични

Вацев, Недялкова, 1983; и др.). Гоцеделчевският неогенски грабен е развит в неговата южна част и е удължен в посока ЗСЗ-ИЮИ. Той е изпълнен със средномиоцен-плиоценски седиментни скали, имащи дебелина до 900 m (Вацев, 1980, 1999; Вацев, Петкова, 1996; и др.). Неогенските седименти лежат несъгласно върху метаморфитите и гранитите в източната и южната част на грабена, а в западната – върху горноеоценски и долноолигоценски седиментни и вулкански скали.

#### Свлачища и тяхната геоложка и геоморфоложка привързаност

Свлачища са установени във скалите от посочените геолого-генетични скални комплекси от Пиринския блок и Местенския грабен. Речните долини имат V-образен напречен профил. Коритото им се разширяна на места в долната част и там са представени съвременни кватернерни отложения. Реките, притоци на р. Места, са типични планински реки, имат незрял с променлив наклон, надлъжен профил. Склоновете на речните долини, са с променлив наклон - стръмни, полегати, стъпаловидни и сложни. Относително по полегати, са тези участъци от склоновете, където кристализационната шистозност на гнайсите и мраморите или слоестостта на палеогенските седименти, са слабо наклонени, а наклона на склона съществено не се различава от тях. Част от полегатите склонове са останки от склоновете на по-стари, вероятна късномиоцен-плиоценски, относително по-зряли речни долини. Коренните скали на такива места, са сравнително по-изветряли и покрити от почвен слой.

Различният наклон на склоновете на речните долини и на техния надлъжен профил, променливият наклон и простанствената ориентировка на слоестостта и на кристализационната шистозност, нееднородият петрографския състав на скалите от различните геологогенетични комплекси, тяхната променлива здравина и нарушеност от тектонски процеси и изветрянето, и тяхтата влажност, са основните благоприятни предпоставка за свлачищните процеси в изследвания район.

**Селачища е метаморфните скали**. Метаморфните скали в разглеждания район, са представени от разнообразни гнайси, гнайсошисти, амфиболити, калкошисти и мрамори. Свлачища в метаморфните скали, са проявени на редица места в склоновете на реките Обидимска, Ретиже, Туфча и др.

Малки блокови и блоково-циркусовидни свлачища, са развити в относително стръмните склонове на речните долини и при ерозионни и скално предопределени стъпала от по-здрави скали. Те са развити предимно там където шистозността е наклонена към речнити корита. Скалните блокове при ръба на стъпалата и по стръмните склонове, са оставали без значителна подпора. По силата на тежестта те са се откъсвали по пукнатини и/или повърхнини на шистозност и свличали предимно по последните. Свличането е благоприятствано и от наличието на тънки слоеве от калкошисти, нечисти мрамори и слюдени шисти, и от овлажняванията. Скъсванията в горната част на свлачищните тела са свързани предимно с пукнатини с различна проницаемост и ориентировка, и с изветрялостта на скалите. Поради това свлачищните отстъпи са неправилни, неиздържани, а в периферните части и циркусовидно извити. Свлачищната повърхнина в централна част е плоска и съвпада с близко разположени повърхнини на кристализационна шистозност или границата между мрамори и гнайси.

Свлачищата са проявени по-често в удължените участъци от склоновете на речните долини и в челните части на вододелните била на малките реки притоци. По своя характер това са предимно малки (до 10m) и средни (20-50 m) блокови и блоково-циркусовидни свлачища – примерно, около пътя с. Места – с. Обидим, при отклонението на пътя за с. Кремен, южно от с. Мусомища и другаде. Развити са и по-големи блокови стъпаловидни свлачища. В тях и в периферните им части са предсавени и малки блоково-циркусовидни свлачища. Така те са придобили вид на сложни свлачища с частично препокриващи се тела – южно от с. Обидим. Подобни свлачища са развити в участъците, където скалите са нарушени – в близост с разломи и релефът е поразчленен.

Някои свлачищни тела са изцяло или почти изцяла изтекли или еродирани и се наблюдава в една или друга степен запазена свлачищната повърхнина. Понякога части от свлачищното тяло са запазени като глетчероподобни натрупвания от блоково-псефитни брекчи с глинестоалевритова основна маса по склона под самото свлачише. Такива езиковидни или по-широки свлачищни тела, преграждайки речното корито, са предопределяли подмиване на срещуположния речен склон с формиране на стръмен отстъп. Това е спомагало за развитието на срещуположно свлачище, S-овидно огъване на речното корито и формиране на стъпало в надлъжния речен профил. Тук ще отбележиме, че такива двойки от срещуположни, но частично отместени свлачища, се наблюдават по-често сред неогенските слабо споени пясъчници и песъчливи глини в тясните долини на малките реки. Това са предимно, малки циркусовидни свлачища.

Главните предпоставки за свлачищата в метаморфнити скали са: (1) значителната на места екзогенна и тектонска нарушеност на метаморфните скали, намяляващи тяхната здравина; (2) благоприятни до субпаралелни съотношения между наклона на склона наклона и на кристализационната шистозност, способстващи за свличането; (3) променливият наклон и разчленеността на склоновете на речните долини в отделните участъци в резултат от ерозионните процеси и диференцираните тектонски движения на отделните структурно-тектонски блокове през неогена и кватернера; (4) изходища на грунтови води и периодични, често интензивни овлажнявания от валежи и снеготопене.

Селачища в гранитите. Гранити и гронодиорити са разкрити слабо в рамките на разглежданата площ. Основно това са части от източните периферии на Централнопиринския и Южнопиринския или Тешовски плутон. Общо в гранитите, свлачищата са слабо развити. По-скоро това са свлачища-срутища, проявени при оскъсването на гранитни блокове и скални пирамиди, стърчащи в склоновете и тяхното натрошаване при падането и свличането по склона. Свлачищната повърхнина, която по същество в преобладаващата част е повърхнина на скъсване в горната част съвпада с пукнатини, а в долната част е неправилна, неравна до неясно сферична. Плитки, повърхностни свлачища, понякога, се установяват върху тектонски нарушени и поизветряли гранити – примерно в Дълбокия дол, южно от гр. Гоце Делчев, в местността Попови ливади и в горните части на р. Туфча и нейните притоци, западно от с Брезница. Тук трябва да се посочи, че по-добре свлачищата са развити в местата, където гранитите, респективно метаморфитите и вулканитие, са тектонски нарушени и морфоложки издигнати.

Свлачищата проявени в палеогенските или неогенските седименти скали, покриващи гранитите, частично обхващат и тектонски нарушените, променени и извитряли гранити. Такива циркусовидни свлачища с ширина до първите десетки метри, са представени 3 и СЗ от с. Брезница. Блокови свлачища от мрамори и гнайси със свличане по променени, изветряли и тектонси нарушени материали от контакта с гранитния плутон, се установяват рядко – ЮЗ от с. Добротино, при с. Делчево и по р. Туфча, ЗЮЗ от с. Брезница и с. Корница.

Свлачища в палеогенските седименти и вулканити. Късноеоцен-ранноолигоценските седиментни скали са разкрити главно в долната част на склоновете на долината на р. Места и на нейните притоци. В основата са представени валунни и разнокъсови аркозни и полилитокластични конгломерати, брекчоконгломерати и едрозърнести пясъчници с дебелина до 900 m от Градинишката свита (Вацев, 1978а). Следват редуващите се конгломерати и едро- до дребнозърнести аркозни пясъчници, глинести пясъчници и алевролити, и слабо уплътнени, песъчливи аргилити и варовици ОТ Господинската свита с обща дебелина 50-90 m. По генезис това са алувиални и пролувиални отложения, които имат променлив състав и строеж по площ и в разрез (Вацев, 1978а, 1991). За скалите от Местенската седиментновулканогенна група, имащи късноеоцен-раноолигоценска възраст (Вацев, 1978б; Вацев, Недялкова, 1984) е характерно, че седиментните скали, предсавени от редуващи се конгломерати и пясъчници, и съдържащи слоеве и пачки от риодацитови туфи и туфити, са представени в основата и средната част на групата. Последователността от долната част е разкрита в района при с.с. Господинци, Корница и Брезница, а вторите – от Купенската свита, южно от с. Буково и СИ от с. Брезница. Вулканските скали са представени от дацити, трахидацити, риодацити и техните туфи с дебелина на отделните тела и последователности от 50 до 300 m (Вацев, 19786, Вацев, Недялкова, 1984; и др.).

Свлачища са проявени по-характерно сред конгломератите, пясъчницити и песъчливите аргилити по склоновете, частично или значително разчленени от странични притоци и долове. По тези места по-дебелите пластове и пачки от по-здраво споени конгломерати и пясъчници, останали без подпора, са се откъсвали и наслояване. свличали по повърхнини на Тvк съпротивлението е най-малко, защото има тънки слоеве от глинести пясъчници и песъчливо-алевритови агилити или изветряли и променени туфити, и туфи. Свлачищата са главно циркусовидни или комбинирани блокови и циркусовидни. Свлачищните отстъпи са стръмни, неравни и допълнително обрушени. Свлачищните повърхнини в горното част са циркусовидни, а в централната част са равни, плоски на места стъпаловидни и неправилни, като съвпадат с повърхнини на наслояване или ги пресичат. Свличанията са станали към коритото на реката или към това на нейните притоци. съобразво пространственото положение на слоестостта. Свлачишата са развити по единично, изолирани или са групово разположени и привързани към определени пачки и участъци. Във втория случай, това са сложни свлачища със стъпаловиден строеж. Те са развити в пачки, изгранени предимно от пясъчници и песъчливи аргилити, редуващи се с такива от конгломерати и пясъчници. Размерът на свлачищата е променлив и обикновено е в рамките на първите десетки метри, а сложните свлачища достигат до първите стотици метри.

Свлачища сред късноеоценските и раннолигоценските седименти са развити при селата Места, Господинци, Корница и Брезница. Сред раннолигоценските конгломерати, пясъчници, туфопясъчници, туфити и пепелни туфи от средната част на Местенската седиментновулканогенна група, циркусовидни и такива комбинирани с блоков тип свлачища, са представени в долната част на западния склон на долината на р. Места в участъка между с. Буково и Малчанков дол.

В южния склон на този дол. разположен ЮЮЗ от с. Буково, са проявени малки блокови свлачища със следните особености. Тук пластовете са по-стръмно (25-40°) наклонени на С и слоестостта е почти паралелна на повърхността на склона. Последният е слабо разчленен от оврази и малки, тясни долове. При това положение, отделни пакети от пясъчници, конгломерати, туфи и туфити с дебелина до първите десетки метри, идват като плоски тела, подобни на широки гърбици. Такива тела, оформящи изпъкнали релефни форми по склона и останали без подпора, са се частично откъсвали, отлепвали и хлъзгали бавно по повърхнина на наслояване като блокови свлачища. Обаче, преместването е на няколко метра (от 3 до 10 m) и скалите не са значително натрошени и раздробени. Долните, относително площно по-големите слоеве от пясъчници, достигайки дъното или отсрещния склон на дола, са срещнали опора и са антиклинално огънати и частично нарушени от микровъзседи. Същите пластове, когато са били частично увиснали над коритото са огънати надолу, откъснати и позначително нарушени.

В случаите, когато слоевете са стръмно наклонени и срязани почти перпендикулярно на слоестостта, а склонът е стръмен и слабо разчленен, свлачищата са предимно малки (5-15 m) циркусовидни. Те са привързани главно към пясъчниково-глинестите пакети. Такъв тип свлачища има южно от с. Буково.

Свлачищата в палеогенските, относително добре циментирани седиментни скали, имат редица специфични особености: развити са предимно циркусовидни, блокови и

сложни свлачища, като последните имат стъпаловиден строеж; всяко от индивидуалните свлачища има свои специфичи особености и черти на развитие, свързани с пространственото положение и състава на пластовете; разглежданите свлачища имат добре изразени свлачищните откоси, стъпала, понижения и другите елементи на свлачищните тела; размерите на свлачищата достигат до първите стотици митри, а дълбочината им е от 10 до 80 m; - свлачищата са привързани предимно към ерозионните стъпала от средната и горна част на склоновете на речните долини и към стръмнити неустойчиви склонове. Свлачищните явления показват, че равновесието в склоновете на речните долини. е нестабилно и нарушено на места или в по-значитлни площи. Същевременно те маркират и необходимостта от по-продължително време за изветряне, нарушаване, овлажняване и подготовка на скалите за свличане.

Свлачищата са относително слабо представени в местата, където са разкрити риодацити и техните туфи. В тези относително здрави скали, са развити свлачищасрутища и блокови свлачища, привързани към изпъкнали и стръмнити склонове. Блокови свлачища са развити похарактерно сред риодацити и туфи при контакта им с подложката от пясъчници и песъчливи аргилити или гнайси. Ерозията седиментнити скали на е предопределяла формирането на стръмни и изпъкнали високи скални отстъпи от здравите вулканити. При това положение наклонените слоеве от седиментни скали, имащи по-малка здравина и тяхната влажност, са били благоприятни за скъсването и свличането на често голем риодацитови блокове. Откъсването на последните е благоприятствано и от напукаността на риодацитите. Окъснатите блокове са се разрушавали при свличането по склона и свлачищните тела са представени от блоковопсефитни струпвания. Подобен тип блокови свлачища и свлачища-срутища, са представени в учасъка, западно от скалната пирамида Купена и в района между с. Гоподинци и с. Брезница. Размерите на такива откъснати и свлечени блокове са предимно от 20 до 50 m. Сложни блокови свлачища с размери до 200-300 m, са развити при завоя на р. Места при с. Гоподинци. Тук реката е размивала късноеоцен-ранноологоценските конгломератите пясъчниците, и е подмила отгоре лежащите вулканити. Този факт и наклонът на пластовете, са способсвали за откъсването и свличането на блокове към реката и на изток към нейната тераса, южно от стария мост. Помалките свлачища са блоково-циркусовидни. С такива размери е и сложното блоковото свлачище при завоя на р. Места при устието на р. Кременска. Тук нарушеният свлачищен блок се премества на север и често нарушава пътя. Неговата западна граница е стръмна до вертикална разломна повърхнина и стрита зона по нея. По същата се оттичат грунтови води. Свличаният на съставляващите го блокове са свързани с тектонската напуканост на вулканските скали, тяхната ивичестост, неравномерна хидротермална промяна и изветрялост, и изходища на грунтови води. Дебелината на обхванатите от свлачищните процеси риодацитови блокове е от 20 до 50 m.

Откъснатите риодацитови скални блокове в някои случаи, са се преместили слабо. Това е ставало когато наклонът на седиментите под вулканитите е малък и

релефът не е разчленен. В резултат на ерозията те са оформени като скални пирамиди и сърчащи блокове. Такава е скалната пирамида Тумбата в долната част на р. Каменица, разположена при завоя на реката, ЮЗ от скалите Момина кула. Примири за такива слабо свлечини риодацитови блокове има ССЗ от с. Корница.

В екструзивните, ивичести риодацити при Момина клисура, свлачища-срутища са представени в долната част на склоновете на долината на р. Места и р. Каменица, и по вододелните била на втората. Особеното за тях е. че скъсванията и свличанията на блоковете са протичили предимно по плоски повърхнини, предопределени от ивичестостта и пукатини. По своя характер това са екструзивни риодацити с прояви на скъсвания и хлъзгания по повърнини, съвпадащи на места с ивичестостта. Последната е с променливо пространствено положение и е наклонена преобладаващо към Момина кула, а плоските скални откоси и стръмните отстъпи над тях, са с височина от 10 до 50 m. Размерът на блковите свлачища е от 10 до 60 m. Откъснатите и свлечени блокове са относително слабо нарушени и са благоприятни за добив на строителни материали - камъни и натрошен чакъл, но кариерите са изоставени.

Свлачищата в късноеоцен-ранноолигоценските вулкански скали, са свлачища-срутища и блокови свлачища. Последните са привързани предимно към границата с отдолу лежащите седиментни скали или пачки от туфи и туфити.

Главните предпоставки и условия за образуването на свлачищата в палеогенските седименти и вулканити са: (1) литолого-петрографските и генетични особености на скалите; (2) екзогенната и тектонска напуканост, и изменененията на минералиния състав на скалите; (3) изменение на напрежението в резултат от различните режими на отделните структурно-тектонски блокове и единици; (4) неустойчивостта на склоновете вследствие техния нееднороден геоложки строеж и по-интинзивното врязване на съвременните реки; (5) изходища на грунтови води и интензивни овлажнявания от сезонно проявени валежи, водещи до значително намаляване здравината на скалите и връзките им по повърхнини на наслояване и литоложки граници, пукнатини и тектонски нарушения.

Свлачища R неогенските u кватернерните седименти. Неогенските седиментни скали OT Гоцеделчевския грабен, са представени в основата от слабо споени конгломерати, пясъчници, пясъци, глинести пясъчници, алувиални и пролувиални по генезис от Валевишката свита с дебелина 50-100 m (Вацев, 1980). С аналогичен състав и генезис са и седиментите от Неврокопската (100-450 m) и Средненската свита (50-100 m), разположени в горната част от разреза (Вацев, 1980; Вацев, Петкова, 1999). Седиментите от Балдевската свита (Вацев, 1980), разположена в средната част на разреза, са езерни и блатни отложения - глинести пясъчници. глинести алевролити, песъчливи глини, диатомити и лигнитни въглища – дебелина 100-250 m. Те имат специфично развитие в последователно разположените свити с меот-плиоценска възраст. Неогенските седименти лежат несъгласно върху посочените по-горе скални

комплекси. Покрити са с размив от холоценски, алувиални отложения, развити около коритото на р. Места.

Свлачищата в слабо споените неогенски седименти, са характерно проявени и са предимно циркусовидни с размери до първите десетки метри. Привързани са към склоновете на речните долини и оврази. Както бе посочено по-горе, свлачища са развити на места и в двата склона на тяснити речни долини. В някои случаи в свлачищното понижение се оформят временни езера – водоема при с. Лъжница и епизодично формиращи се малки езера при с. Баничан (старото село). По удължените и високи склонове на речните долини, свлачищата са сложни блоковоциркусовидни със стъпаловидно разположени малки циркусовидни такива и с прояви на подновяване и усложняване – примерно, ЮЗ от гр. Гоце Делчев. Сложни и променливи са свлачищата в перифернити части на басейна при границата с отдолу лежащите здрави скали от подложката – примерно в учасъка между селата Лъжница, Корница и Брезница, и при селата Баничан, Мосомища и Добротино. Бавни повърхностни свличания са проявени там, където неогенските скали са силно повърхностно овлажнени, а склоновете са слабо наклонени. На места те прерастват в малки, плитки циркусовидни свлачища и кални езици. Такъв тип свлачища има в ливадите при селата Баничан, Лъжница, Борово и Мосомища.

Свлачищата в кватернерните седименти са свързани с отстъпите на речните тераси и наносните конуси. Свлачища в речните тераси са установени в първата надзаливна тераса на р. Места при с. Долно Борово и с. Места, а също така и на р. Боровска при с. Борово, по р. Туфча, северно от с. Баничан и при с. Брезница, както и източно от гр. Гоце Делчев. Свлачища в пресечени наносни конуси, се наблюдават при селата Господинци, Баничан, Мосомища, Брезница и другаде. Това са предимно малки до 10-20 m циркусовидни свлачища. На места свлачищната повърхнина е повърхнина на завъртане, т.е. цилиндрична – при с. Баничан, северно от с. Долно Борово, в долната част на Боровската и Гоцеделчевската река и на други места. Този тип свлачища са развити в праволинейни отстъпи до речни корита, размерите им са под 10 m, а дълбочината е до първите няколко метра.

Свлачища в тектонски нарушени скали. Свлачищата в тектонски нарушените скали, са характерно развити, независимо от характера на скалите при разломите. Те са привързани главно към тектонските брекчи, стритите зони и силно нарушените – напукани, скали до тях. В такива материали са развити предимно циркусовидни, удължени по нарушенията свлачища. Подобни свлачища се установяват на редица места по протежението на разломите от Източнопиринската разломна зона между селата Обидим – Добротино и Гоцеделчевската разломна зона между с. Добротино и с. Ново Ляски. В участъците където тектонските зони са в наклонен склон, то свлачищата са циркусовидни и са разположени стъпаловидно едно над друго – примерно ЮИ от с. Мосомища, в местността Белизма западно от с. Брезница, в р. Кременска, южно от с. Кремен и другаде. Циркусовидни и блоково-циркусовидни свлацища са формирани и в отсъпитите на разседите, когато те са

морфоложки или ерозионно открити. Блоково-циркусовидни свлачища, с хлъзгане по разломно активизирана границата между пакети от гнайси и мрамори, се наблюдават в стръмните склонове на малки, непостоянни реки и долове, южно от с. Мосомища и северно от с. Делчево.

Като свлачищна зона може да се разглежда участъкът, разположен непосредствено СИ от с. Добротино. Тук в значително тектонски нарушени гнайси, амфиболити и калкошисти, а също и риодацити, са представени множество циркусовидни и малки стъпаловидни свлачища. Този участък е разположен в мястото на съчетаване на разломите от посочените две разломни зони.

Основни предпоставки за развитиета на свлачищни процеси в разломните зони са: (1) силно намалената здравина на скалите при тектонските нарушения – разломи; (2) намалена здравина на скалите и в резултат от изветрянето и хидротермални процеси на места; (3) неотектонска и сеизмична активност на района и на тектонските нарушения, съдържащи повърхнини на хлъзгане с различа ориентировка; (4) овлажняване от повърхностни и подземни води.

#### Обобщения и изводи

Данните от изучаването на разглежданите свлачища и на такива от съседен район (Вацев, 1972), техния анализ и обобщаване, позволяват да се направят следните изводи:

1. Свлачища се проявени в разглеждания район във всичките геолого-генетични скални комплекси: метаморфити, гранитоиди, палеогенски вулканити и седименти с палеогенска, неогенска и кватернерна възраст и сред тектонси нарушени скали.

2. Формата, размерът и сложността на свлачищата зависят от характера на скалите, в които са развити – малки циркусовидни в слабо циментираните неогенски седименти, комбинирани блоково-циркусовидни и сложни стъпаловидни в палеогенските седименти имащи променлива здравина, предимно блокови в метаморфитите и свлачища-срутища в гранити и риодацити.

3. Основните предпоставки и благоприятните фактори за образуването на свлачищата в наличнити скални комплекси са сходни, като в едни случаи основно значение имат литолого-петрогрофските особености на седиментните и метаморфните скали, а в други тектонската и екзогенната напуканост и степента на изветрянето, и промяната на вулканити, гранити и метаморфити.

4. Ерозията в речните долини на фона на нови и съвременни диференцирани блокови движения, която съобразно геоложкия строеж, е обусловила типа, сложността и устойчивостта на съвременните склонове на речните долини.

5. Свлачищата обхващат и ерозионно разчлененните плио-плейстоценски седименти и по възраст са найвероятно късноплейстоцен-холоценски и са свързани, и с интензивното врязване на речната мрежа и с издигането на съседните планини.

6. Площното разположение на свлачищата дава основание да се посочи, че значителна част от тях са свързани и близко разположени с разломните тектонски зони, разграничаващи относително издигащите се планински блокове и слабо издигащите се такива от Местенския палеоген-неогенски грабен.

7. Планинският характер на района, неговата неотектонската и сеизмична активност, както и тази на Родопската единица, отсъствието на зрели надлъжни профили на реките, наличието на активни свлачища до населени места и пътища, предопределят необходимостта от тяхното изучаване, наблюдаване и в бъдеще.

#### Литература

- Вацев, М. 1972. Геолого-тектонски предпоставки на свлачищата по източния склон на долината на р. Места, северно от гр. Гоце Делчев. Год. ВМГИ, 18, Св. 2, Геология, 245-260.
- Вацев, М. 1978а. Литостратиграфия на горноеоценските седименти от Местенския грабен. Год. ВМГИ, 23, Св. 2, Геология, 51-75.
- Вацев, М. 1978б. Литостратиграфия на палеогенския седиментно-вулканогенен комплекс от Местенския грабен. Год. ВМГИ, 23, Св. 2, Геология, 221-246.
- Вацев, М. 1980. Литостратиграфия на неогенските седименти от Гоцеделчевската котловина. Год. ВМГИ, 25, Св. 2, Геология, 103-115.
- Вацев, М. 1991. Литостратиграфия на еоценските скали от северната част на Местенския грабен (ЮЗ Б-я). Год. МГУ, Св. 1, Геология, 9-22.
- Вацев, М. 1999. Нови данни за стратиграфията на неогенските скали от Югозападните Родопи в България. Сп. Бълг. геол. д-во, 60, 1-3, 127-137.
- Вацев, М., Б. Каменов, С. Джуранов. 2003. Етапи на утайконатрупване и корелация на палеогена от грабеновите басейни от Югозападна България. – Год. *МГУ, 46, Св. 1, Геол. и геофиз.*, 39-44.
- Вацев, М., С. Недялкова. 1983. Състав на терциерните вулканити от Местенския грабен. – Год. ВМГИ, 30, Св. 2, Геология, 115-135.
- Вацев, М., А. Петкова. 1997. Нови данни за стратиграфията на неогена от Гоцеделчевския басейн. – Год. МГУ, 41, Св.1, Геология, 13-20.
- Кацков, Н., Р. Маринова, 1992. Обяснителна записка към геоложката карта на България, картен лист Белица. С., Jusautor, 1-41.
- Кожухаров, Д., Р. Маринова. 1994. Обяснителна записка към геоложката карта на България, картен лист Гоце Делчев. С., Болид, 1-55.

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

# ПЕТРОХИМИЧНИ ОСОБЕНОСТИ НА ПАЛЕОГЕНСКИЯ КЪСНОЕКСТЕНЗИОНЕН МАГМАТИЗЪМ В ЗЛАТОУСТОВСКАТА ДЕПРЕСИЯ, БЕЛОРЕЧКИЯ И КЕСИБИРСКИЯ КУПОЛИ (ИЗТОЧНИ РОДОПИ)

#### Владимир Георгиев<sup>1</sup>, Петър Милованов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологически институт, БАН, София 1113; vladogeo@geology.bas.bg <sup>2</sup>Геология и геофизика АД

**РЕЗЮМЕ.** В Златоустовската депресия се засебяват Златоустовска кисела магматична група и Маджаровски латитов комплекс. В Златоустовската група се отделят Мезекски риолитов и Черномогилски трахириодацитов комплекси. В Белоречкия и Кесибирския куполи се засебява Белоречка контрастна магматична група с Планинецки риолитов и Крумовградски базалтов комплекси. На диаграмата K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub> образците от Маджаровския комплекс попадат главно в полето на SHO и частично на HKTR серии. Образците от Мезекския риолитов и Черномогилски трахириодацитов комплекси. На диаграмата K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub> образците от Маджаровския комплекс попадат главно в полето на SHO и частично на HKTR серии. Образците от Мезекския риолитов и Черномогилски трахириодацитов комплекси (Златоустовска група) се разполагат в полетата на HKCA и SHO серии. Данните от Планинецкия риолитов комплекс се разполагат в полетата на HKCA, SHO и HKTR срии. Скалите от Крумовградския базалтов комплекс се отнасят към меланократните калиеви трахибазалти. На диаграмата (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/SiO<sub>2</sub> скалите от всички комплекси се разполагат в полетата на алкалните разновидности. Същественото различие в химизма на Маджаровския комплекс в сравнение с Дамбалската магматична група в Момчилградската депресия (изключително от HKCA серия) е още едно основание за тяхното самостоятелно поделяне.

#### PETROCHEMICAL FEATURES OF THE PALEOGENE LATE EXTENSIONAL MAGMATISM IN ZLATOUSTOVO DEPRESSION BYALA REKA AND KESIBIR DOMES(EASTERN RHODOPES)

Vladimir Georgiev<sup>1</sup>, Peter Milovanov<sup>2</sup>

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

**ABSTRACT.** The magmatic rocks in Zlatoustovo depression are subdivided into Zlatoustovo acid magmatic group (consisting of Lozen rhyolite and Cherna mogila trachyrhyodacite complexes) and Madzharovo latite complex. The Byala reka and Kesibir domes host the Byala reka contrasting magmatic group, subdivided into Planinets rhyolite and Krumovgrad basalt complexes. On the K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub> diagram, the samples from Madzharovo complex plot mainly in the field of the SHO and partly the HKTR series. The samples from Lozen rhyolite and Cherna mogila trachyrhyodacite complex (Zlatoustovo group) plot in the HKCA and SHO fields, and those of Planinets rhyolite complex – in the field of the HKCA, SHO and HKTR series. The rocks of Krumovgrad basalt complex are melanocratic K-trachybasalts. On the (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/SiO<sub>2</sub> diagram the samples from all complexes plot in the field of alkaline rocks. The essential petrochemical difference between Madzharovo complex and Dambala magmatic group (only HKCA series) is a further evidence supporting their independent subdivision.

### Увод

При новото геоложко картиране на Източни Родопи се получиха нови данни както за разпространението на магмените скали, така и за техните пертохимични особености. В настоящата работа се разглеждат поподробно данните за главните елементи на магмените скали в Златоустовската депресия, Белоречкия и Кесибирския куполи. Силикатните анализи са направени в Евротест АД. В настоящата работа са обработени 50 бр. силикатни анализи, обхващащи всички разновидности на късноекстензионните палеогенските магмени скали в изследвания район (табл. 1). Четири анализа за Крумовградския базалтов комплекс са по данни на Маrchev et al. (1997).

#### Геоложки строеж

Белоречкият и Кесибирският куполи се формират в периода края на късната креда – еоцен в резултат на екстензия на Родопския масив (Ivanov, 2000; Haydutov 2002; Бонев, 2002). В същия период в горната крехка "пъстра" кора на куполите се внедряват гранитоидни интрузии (ранноекстензионен магмен етап, Georgiev 2005). Между куполите и Харманлийския блок, в периода палеоцен-олигоцен, се формира Златоустовската дилокация (Georgiev, 2002). Тя е част от Източнородопското палеогенско понижение (Иванов. 1960: Georgiev, 2005) и е арена на интензивен вулканизъм (приабон - хат, късноекстензионен магмен етап, Georgiev 2005). Субвулкански тела и дайки се внедряват и в Белоречкия и Кесибирския куполи (Фиг. 1).



Фиг. 1. Геоложка карта на разглеждания район

Обект на изследване в настоящата работа е магматизма от късноекстензионния етап. Разглежданите магмени групи и комплекси са въведени от Georgiev и Milovanov (2005).

В Златоустовската депресия се засебяват два ареала на разпространение на вулканизма. Единият е със среднокисел състав, съсредоточен е в ЮЗ част на депресията и изгражда Маджаровския вулкан (Иванов, 1960) и няколко по-малки сателитни вулкански постройки. Тук се отделя Маджаровски латитов комплекс. Другият ареал е локализиран около западната периферия на Златоустовската дислокация и е изключително с кисел състав. Изгражда Лозенския вулкан (Янев и др., 1975) и Шейновската калдера (Янев, 1995). Тук се отделя Златоустовска кисела магмена група с Мезекски риолитов и Черномогилски трахириодацитов комплекси.

В Белоречкия и Кесибирския куполи се засебява Белоречката магмена група (контрастна базалт-фелзитово риолитова формация, Иванов, 1983). В нея се отделят Планинецки риолитов и Крумовградски базалтов комплекси.

Таблица 1 Силикатни анализи от изследвания район

No	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$AI_2O_3$	$Fe_2O_3$	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	NaO <sub>2</sub>	$P_2O_5$	CO	S	H <sub>2</sub> O-	LOI	$H_2O+$	Σ
						MA	ADJARC	VO LA	TITE C	OMPLE	X						
3381	56.80	0.09	16.80	2.58	4.28	0.83	6.95	3.90	3.08	2.70	0.47	0.04	0.18	0.63	0.89	1.67	101.89
4767	55.00	0.85	16.67	3.90	2.26	0.06	6.14	4.42	3.97	2.86	0.40	0.34	0.01	2.09	0.97	0.77	100.71
4949	61.37	0.09	15.90	3.11	1.98	0.71	4.12	2.07	3.68	3.31		0.10	0.01	1.47		1.90	99.82
1364	60.80	0.10	15.81	3.33	2.80	0.75	4.48	0.72	3.87	2.81		0.10	0.01	0.43	1.72	2.00	99.73
2770	61 20	0.08	15 48	3.62	2 12	0.75	3 77	2 40	4 20	2 4 5	0.34	0.13	0.01	1.58		2 00	100 13
2621	61.20	0.04	15.90	3.02	1.04	0.70	3.66	1.96	4.22	3 31	0.39	0.04	0.09	1.00		1.94	100.10
2703	61.06	0.04	15.00	1.63	1.04	0.70	3.96	1.86	1.12	3.11	0.00	0.04	0.00	1.20	1/3	0.83	100.24
1038	58.64	0.00	16.16	2 32	2.8/	0.14	3.50	1.00	1 88	3.06	0 50	1 20	0.01	1.00	1.40	2.50	00.40
1222	61.46	0.12	16.23	2.02	1.04	0.01	2.30	2.06	5 33	2.00	0.55	0.17	0.03	1.40		2.50	08.07
1000	60 70	0.11	16.10	2.90	2.07	0.09	2.47	2.00	5.55	2.34		0.17	0.01	0.66		1.00	90.97
1010	00.70	0.40	10.10	2.04	3.21	0.05	2.00	2.07	0.07	0.70	0.42	0.21	0.01	0.00		0.47	99.00
1201	00.20	0.19	15.00	2.35	3.20 2.70	0.00	2.90	2.00	0.20	2.70	0.43	0.04	0.09	0.92		2.47	100.04
1283	01.00	0.29	14.40	2.02	3.70	0.00	2.07	2.93	0.20	1.79	0.37	0.04	0.09	0.80		2.44	100.31
1280	63.00	0.20	15.43	2.30	2.26	0.65	1.87	2.10	6.25	2.94	0.34	0.04	0.01	0.90		1.80	100.09
1261	64.68	0.01	16.45	2.41	0.82	0.67	3.60	1.55	4.20	3.81	0.51	0.04	0.01	0.61		0.88	100.25
2113	63.49	0.62	14.64	2.87	1.90	0.08	2.79	2.24	4.15	2.81		0.01	0.01	0.82		2.56	98.99
5900	64.70	0.12	14.70	2.67	2.01	0.68	1.87	1.69	5.86	3.18		0.10	0.01	0.44		1.54	99.57
4968	61.30	0.09	14.50	2.66	2.56	0.66	3.85	2.94	5.00	2.70	0.36	0.04	0.09	0.70		2.00	99.45
7034	69.30	0.05	14.20	1.72	1.18	0.39	1.54	0.87	6.06	2.94		0.10	0.01	0.28	<u> </u>	1.32	99.96
1347	67.92	0.13	14.74	1.98	0.54	0.39	1.46	0.94	6.25	3.31		0.10	0.01	0.57	1.27	1.32	100.93
2222	66.34	0.06	15.00	1.86	0.70	0.36	2.30	0.95	4.50	3.44		0.10		0.47		3.84	99.92
3001	60.32	0.74	17.60	2.16	1.83	0.07	4.80	1.69	3.73	3.27	0.25			1.42		1.90	99.78
95	62.84	0.74	16.95	2.54	0.68	0.02	5.83	0.65	4.75	3.55	0.26			0.56	0.58	0.65	100.60
						ZL	ATOUS	T MAG	MATIC	GROU	P						
						Chern	a Mogila	a trachy	rhyoda	icite cor	nplex						
4220	66.43	0.30	15.49	1.30	0.97	0.07	2.50	1.01	4.68	2.70	0.16	0.58	0.01	1.31	0.00	2.13	99.64
3041	69.02	0.31	15.05	1.55	1.47	0.05	2.36	0.60	4.74	3.52	0.13	0.13	0.03	0.28	0.76	0.88	100.88
4008	72.01	0.21	14.10	1.14	0.93	0.05	2.10	0.41	4.23	3.38	0.09	0.22	0.01	0.29	0.58	0.45	100.20
4119	71.34	0.18	13.72	1.45	0.32	0.03	0.84	0.47	6.67	1.70	0.06	0.22	0.02	0.98		1.68	99.68
4109	71.29	0.25	13.72	1.37	0.54	0.04	0.84	0.68	5.88	1.90	0.06	0.13	0.02	1.04		1.90	99.66
4203	74.20	0.24	13.14	1.17	0.61	0.03	2.16	0.44	4.14	3.10	0.13	0.47	0.02	0.14	0.43	0.06	100.48
6078	56.76	0.47	16.20	2.30	2.60	0.16	5.93	1.90	3.01	2.76	0.16	4.14		0.56		3.06	100.01
4212	65.91	0.33	15.76	0.93	2.00	0.12	1.40	2.90	3.30	2.80	0.20	0.54		0.45		3.90	100.54
	-		-				Meze	k rhyoli	ite com	plex							
3104*	74.80	0.13	12.20	0.21	0.21	0.01	0.62	0.50	3.53	2.81		0.01	0.01	0.52	1.40	1.42	98.38
2189*	76.96	0.11	11.24	1.01	0.25	0.01	0.48	0.66	4.96	0.82	0.01	0.44	0.04	0.80		1.96	99.75
4305	71.45	0.01	12.80	0.90	0.39	0.20	1.63	0.54	3.23	2.28	0.03	0.10	0.10	2.45	1.85	1.89	99.85
3129	75.70	0.02	13.10	0.27	0.43	0.08	0.90	0.43	4.88	2.48		0.04	0.10	0.50	0.76	0.80	100.49
564	80.00	0.01	10.10	0.79	0.24	0.12	0.40	0.29	4.65	2.61		0.10	0.01	0.27	0.50	0.52	100.61
4421	77.44	0.02	11.62	0.77	0.24	0.13	0.62	0.29	4.57	2.94		0.10	0.01	0.60	0.47	0.49	100.31
6123	74.79	0.20	12.86	0.93	0.65	0.06	1.10	0.40	4.20	3.10	0.04	0.02	0.01	0.56	0.65	0.67	100.24
						BY	ALA REI	KA MA	GMATI	C GRO	UP						
							Planine	ets rhyd	olite co	nplex							
2726	73.10	0.06	14.92	0.45	0.40	0.03	1.42	0.15	4.02	4.48	0.01	0.02	0.01	0.15	0.56	0.56	100.34
2727	72.90	0.13	13.49	0.35	0.68	0.05	0.89	0.34	5.43	2.78	0.01	0.02	0.01	1.04	1.46	1.47	101.05
2724	72.54	0.16	13.52	0.89	0.83	0.03	0.93	0.35	5.38	2.90	0.01	0.02	0.01	0.86	1.50	1.58	101.51
2125	73.00	0.12	13.28	0.99	0.25	0.02	0.96	0.45	5.56	3.08	0.02	0.17	0.01	0.94	0.72	0.58	100.15
4115	73.30	0.15	13.20	1.01	0.50	0.08	1.10	0.65	5.15	3.16	0.02	0.09	0.01	0.51	0.91	0.89	100.73
256	74.41	0.11	12.45	0.35	0.25	0.01	0.42	0.25	8.01	1.34	0.02	0.09	0.05	0.92	1.07	1.11	100.86
269	72.30	0.16	13.09	0.83	0.14	0.03	2.16	0.44	6.70	1.92	0.02	0.18	0.01	1.30	0.85	0.68	100.81
4200	69.75	0.11	12.95	0.50	0.60	0.09	1.40	0.25	2.60	4.51	0.02	0.22		1.57		5.08	99.65
	-						Krumov	grad ba	asalt co	mplex							
2126	48.00	0.86	11.90	4.05	4.14	0.18	10.00	8.70	3.78	2.16	0.74	1.20	0.04	1.13		2.84	99.72
1M	46.44	2.01	16.48		9.24	0.15	10.10	7.61	2.30	2.11	0.57	-			3.13	-	100.14
2M	46.74	2.02	16.68		8.72	0.15	9.35	7.38	2.34	3.75	0.69				2.08		99,90
3M	48.03	2.20	18.04		8.42	0.20	8.39	4.51	3.24	3.61	0.88				2.54		100.06
4M	46.75	2.23	16.86		8.75	0.18	8.49	5.96	2.94	3.91	0.75				2.91		99.73
				1													


Фиг. 2. Хакерови диаграми на главните елементи

## Резултати

#### Главни елемети

В разпределението на TiO<sub>2</sub>, FeOt, MgO, CaO и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> се наблюдават сходни закономерности (Фиг. 2). Те се отделят главно в базалтовите скали от Крумовградския комплекс и в значителна степен в среднокиселите скали от Маджаровския и Черномолилския комплекси. Трендовете на разпределението им правят рязка чупка в интервала 4855% SiO<sub>2</sub> и по-слабо изразена в интервала около 70% SiO<sub>2</sub>. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> се отделя във всички скали с известпа смяна в наклона на тренда около 70-75% SiO<sub>2</sub>. Скалите от Маджаровския компекс се характеризират с няколкократно по-високи съдържания на MnO и по-ниски съдържания на FeOt и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в сравнение с останалите комплекси. Na<sub>2</sub>O се отделя във всички скали в порядъка 2-4%, като има поголям размах само в риолитовите скали от Мезекския и Планинецкия комплекси.



Фиг. 3. Диаграма K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub> (по Peccerillo, Taylor, 1976; Dabovski et al., 1991)



Фиг. 4. Диаграма (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/SiO<sub>2</sub> (по Le Bas et al., 1986)

Отношението K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O варира при повечето скали между 1 и 2, но при някои образци от киселите комплекси достига до около 6.

## $K_2O/SiO_2$

На диаграмата K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub> разглежданите скали попадат в висококалиево(НК)-калциевоалкалната, полетата на шошонитовата и НК-преходната (субалкална) серии (Фиг. Единични образци попадат в полетата 3). на хиперкалиево-субалкалната калциевоалкалната И (българитова) серии (по Dabovski et al., 1991). Скалите от Маджаровския латитов комплекс се характеризират с широк размах в съдържанието на SiO<sub>2</sub> (от 56,00 до 69,30%) и със сравнително малък диапазон в изменението на К2О (3,08-6,28%). Те се определят като шошонити, латити,

трахидацити (шошонитова серия), трахити, НК кварцтрахити, НК трахириодацити (НК-калциевоалкална серия), като доминират латитите.

Изменението на SiO<sub>2</sub> в образците от Златоустовската група варира от 65,91 до 80,00% (в единичен образец 56,76%), а съдържанието на K<sub>2</sub>O е в границите 3,01-6,67% (НК-калциевоалкалната и шошонитовата серии, единичен образец в калиевоалкалната серия). Скалите от Мезекския комплекс се определят като НК риолити, НК риодацити и трахириолити (K<sub>2</sub>O 3,23-4,96%; SiO<sub>2</sub> 71,45-80,00%). Скалите от Черномогилския комплекс се характеризират с по-голямо разнообразие. В тях съдържанието на SiO<sub>2</sub> варира от 65,91 до 74,20% (единичен образец 56,76%), а на K<sub>2</sub>O 3,01-6,67%. Те се определят като НК дацити, НК

риодацити, НК риолити, трахидацити и трахириодацити, а единичен образец от интрузивното тяло – като НК диорит.

Скалите от Планинецкия риолитов комплекс се характеризират с малки изменения в съдържанието на SiO<sub>2</sub> (69,75-74,41%), но със силно изменение в съдържанието на K<sub>2</sub>O (2,60-8,00%). Разполагат се в полетата на калциевоалкалнта, НК-калциевоалкалната, шошонотовата и НК-преходната (субалкална) серии. Те се определят като риодацити, НК риодацити, НК риолити, трахириодацити, трахириолити, НК трахириодацити и НК трахириолити. Съдържанието на SiO<sub>2</sub> в скалите от Крумовградския базалтов комплекс варира в границите 46,44-48,03%, а на K<sub>2</sub>O - 2,30-3,78%. Те се определят като меланократни калиеви трахибазалти, като някои анализи попадат на границата с абсарокити и НК трахибазалти.

## (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/SiO<sub>2</sub>

Скалите от Маджаровския комплекс се характеризират с високи стойности на Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (5,77-9,56%) и на диаграмата (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/SiO<sub>2</sub> попадат в полетата на алкалните разновидности – базалтови трхиандезити, трахиандезити, трахити (Фиг. 4). Скалите от Златоустовската група се характеризират с по ниски стойности на Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O. Тези от Мезекския комплекс се определят като риолити. В тях съдържанието на Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O не надвишава 7,51%. Съдържанието на Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O в скалите от Черномогилския комплекс не превишава 8,37% и те се определят като диорити и риолити. Скалите от Белоречката група се характеризират с високи съдържания на Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O. Скалите от Планинецкия комплекс също се определят като риолити. При тях обаче съдържанието на Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (7,11-9,35%) е по-високо отколкото при Мезекския комплекс. Анализите от Крумовградската група попадат главно в полето на тефрита и само на единични образци – в полетата на трахибазалтите и базалтите. Като цяло скалите от Златоустовската група се характеризират с по-ниска обща алкалност в сравнение с тези на Маджаровския комплекс и Белоречката група.

## Заключение

Скалите от изследвания район се отнасят към шошонитовата, НК -преходната (субалкална), по-рядко към НК-калциевоалкалната серии по класификацията на Рессегіllo, Taylor (1976) и Dabovski et al. (1991), което потвръждава изводите на Harkovska et al. (1989), Иванова 2002 и др. Скалите от Маджаровския комплекс, обаче, значително се отличават от среднокиселите скали на Дамбалската група от Момчилградската депресия (НКкалциевоалкална серия Georgiev, Milovanov, 2003, 2004), което е още едно основание за отделянето им като самостоятелен комплекс.

На диаграмата (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)/SiO<sub>2</sub> (Le Bas et al., 1986) скалите от изследвания район попадат предимно в полетата на алкалните разновидности. По отношението K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O те попадат в полето на калиевите и виоскокалиевите серии в смисъла на Middlemost et al. (1973).Скалите от Маджаровския комплекс се отличават от другите изследвани комплекси с по-високи съдържания на MnO и по-ниски съдържания на FeOt и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

## Литература

- Dabovski, C., A. Harkovska, B. Kamenov, B. Mavrudchiev, G. Stanisheva-Vassileva, Y. Yanev. 1991. A geodinamik model of the Alpine magmatism in Bulgaria. *Geologica Balc.*, 21, 4, 3-15.
- Georgiev, V. 2002. Zlatoustovo volcanotectonic depression (Estern Rhodopes). – In: Modern Problems of the Bulgarian Geology. Sofia, 14-17.
- Georgiev, V. 2005. Late Alpine tectonics and magmatism in Eastern Rhodopes. C. R. Acad. bulg. Sci., 58, 1, 47-52.
- Georgiev, V., P. Milovanov. 2003. Petrochemical features of the magmatic activity in the Momchilgrad depression (Eastern Rhodopes). – C. R. Acad. bulg. Sci., 56, 9, 27-32.
- Georgiev, V., P. Milovanov. 2004. Petrochemical features of the Late Alpine late extensional magmatism in the Eastern Rhodopes. – Ann. Univ. Min. and Geol., 47, Part 1, 63-68.
- Georgiev, V., P. Milovanov. 2005. Late alpine маgmatic groups and komplexes in the Eastern Rhodopes. – *C. R. Acad. bulg. Sci., 58,* 1, 53-58.
- Haydutov, I. 2002. Peri-Gondwanan terranes in the pre-Early Palaeozoic basement of the region of Bulgaria. – *Geologica Balc.*, *32*, 2-4, 17-20.
- Harkovska, A., Yanev, Y., Marchev, P. 1989. General features of the Paleogene orogenic magmatism in Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 19, 1, 37-72.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Sreckeisen, A., Zanetin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – *J. Petr., 30,* 1299-1312.
- Middlemost, E. A. K. 1973. A simple classification of volcanic rocks. – Bull. Volcanol., 36, 382-397.
- Peccerillo, A., S. R. Taylor. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. – *Contr. Mineral. Petrol.*, 88, 36-52.
- Yanev, Y. 1995. General characteristics of the hate Paleogene collision volcanism in the Rhodopes. – In: Sofia Zeolite Meeting 95. International Simposium. Guide to the Postmeeting Field Trip, 3-19.
- Бонев, Н. 2002. Строеж и еволюция на Кесебирския гнайсов купол, Източни Родопи. – Автореферат на докторска дисетрация. С., 42 с.
- Иванов, Р. 1960. Магматизмът в Източнородопското палеогеново понижение. І. Геология. – Труд. геол. Бълг., Сер. Геохим. и полезни изкоп., 1. 312-387.
- Иванов, Р., 1983. Гравитационната тектоника на Родопските терциерни сводове в образуването на дълбочинните магмо- и рудопроводящи зони. – *В:* "30 год. *ВМГИ*", 25-27 май 1987, С., Техника, 53-61.
- Иванова, Р. 2002. Петрология на киселите вулкански скали от калдерата Шейновец, Източни Родопи. – Автотеферат на докторска дисетация. С., 44 с.
- Янев, Й., А. Харковска, Б. Маврудчиев, Ц. Велчев, П. Хожаров, Д. Дамянов. 1975. О палеогеновом вулкане Лозен и его связи с глубинным строением Босточных Родоп. – Изв. геол. инст., Сер. Геохим, минерал. и петрол., 2, 90-102.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Минералогия и петрография", ГПФ

## НАВЛАЧНАТА ТЕКТОНИКА В СТРАНДЖАНСКАТА ЗОНА В СВЕТЛИНАТА НА НОВИ ДАННИ ОТ ДЕРВЕНТСКИТЕ ВЪЗВИШЕНИЯ

## Янко Герджиков, Данаил Методиев

Софийски университет "Св. Климент Охридски", София 1504; janko@gea.uni-sofia.bg; daniel\_metodiev@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Дервентските възвишения са една от най-слабо проучените части от Странджанската зона в България. Проведените детайлни изследвания в района на селата Голям Дервент и Вълча поляна насочват към преразглеждане на публикуваните модели за навлачен строеж. В разреза на доценоманската подложка може да се разграничат две първоразредни единици – автохтон и алохтон. Автохтонът е изграден от херцински метаморфити и гранитоиди, които се покриват от триаски метаседименти. Алохтонът включва както филитната задруга с раннопалеозойска възраст, така и залягащите под нея карбонатно-теригенни метаседименти. Тези метаседименти оформят картируема единица (карбонатно-теригенна задруга), която е изградена основно от мраморната задруга на Дабовски и др. (1994). В обема на тази единица включваме и широко застъпените доломити, които се разглеждат като автохтонни от Дабовски и др. (1994). Изучаваните скали са засегнати от нискостепенен зеленошистен метаморфизъм (T<300-350°) с раннооллийска възраст. Както метаседиментите на автохтона, така и скалите на алохтона са засегнати от интензивни синметаморфии деформации, а реликти от първични структури не се установяват. Липсата на локализиране на пластични и крехки деформации по контактите на дефинираните единици, указва за дометаморфна или синметаморфна възраст на навличанията в изследвания сегмент от Странджанската зона. Анализа на синметаморфните структури

## THRUST TECTONICS IN THE STRANDJA ZONE: NEW DATA FROM THE DERVENT HEIGHTS, SE BULGARIA Ianko Gerdjikov, Danail Metodiev

Sofia University "St. Kliment Ohridski", Sofia 1504; janko@gea.uni-sofia.bg, daniel\_metodiev@abv.bg

**ABSTRACT.** Dervent Heights are one of the least studied parts of the Strandja zone in Bulgaria. Our detailed field studies in the area of the villages of Goliam Dervent and Valcha Poliana show the need of revision of the earlier models for nappe tectonics in this part of the Alpine orogenic belt. Two major units could be distinguished in the pre-Cenomanian basement – autochthon and allochthon. The autochthon is built by Variscan high-grade metamorphic rocks and not penetrativelly deformed granitoids. They are covered by low-grade Triassic metasediments. The allochthone consist of phyllite formation with early Paleozoic age, as well as the underlying carbonate and detrital metasediments. These metasediments form a mappable unit here designated as a carbonate-terrigeneous formation. Field data allow to reconsider the position of the abundant dolomites. It was suggested that they are forming the autochthon, but the field relations are consistent with interpreting them as a part of the carbonate-terrigeneous formation. All studied rocks record very low-grade Early Alpine metamorphism (T<300-350°). The metasediments of the autochthon as well these of the allochthon display evidence for strong synmetamorphic deformations and because of that primary structures are not preserved. The timing of the emplacement of the allochthon is poorly constrained, but judging from the lack of localization of ductile as well as of brittle deformation along the major contacts it could be suggested that the emplacement was pre- to synmetamorphic.

## Увод

Югоизточната окрайнина на България е изградена от Странджанската зона, която представлява до-ценомански ороген, запечатал интензивни ранноалпийски пластични деформации и метаморфизъм. В последните години строежа на зоната се тълкува като навлачен (Гочев, 1985; Dabovski et al., 1991; Дабовски и др., 1994), но детайлни структурни данни са публикувани само за източните части (Dabovski, Savov, 1988). От друга страна, изучаването на синметаморфните деформации в западните части на зоната (Иванов и др., 2001; Gerdjikov, 2005) показа нуждата от преоценка на предложените, по-рано тектонски модели. Дервентските възвишения представляват един от найслабо познатите сегменти на Странджанската зона. За този район са публикувани редица противоречиви стратиграфски и палеонтоложки данни (Чаталов, Микова, 1961; Чаталов, Стефанов, 1966; Zacharieva-Kovacheva et al., 1964; Boncheva, Chatalov, 1998 и др.), а структурни данни се намират само в моделите на Гочев (1985) и Дабовски и др. (1993, 1994). Настоящата работа отразява резултатите от регионални профилни наблюдения, както и от детайлното изследване (картиране в М 1:25 000) на ключов участък от около 20 km<sup>2</sup> в околностите на с. Голям Дервент (Фиг. 1).

Проведените изследвания налагат преоценка на досегашните възгледи за обхвата на алохтонните единици в Дервентските възвишения, за интензитета на синметаморфните деформации и за характера на границите между тектонските единици.



Фиг. 1. Геоложка карта на изследвания район: 1 – Позиция на разреза от фиг. 2

## Литотектонски единици

До-горнокредната подложка в Дервентските възвишения е изградена основно от теригени и карбонатни метаседименти. Публикувани са данни както за триаската (Чаталов, Микова, 1961; Чаталов, Стефанов, 1966), така и за раннопалеозойската възраст (Zacharieva-Kovacheva et al., 1964; Boncheva, Chatalov, 1998) на тези нискостепенни метаморфити.

Суперпозицията на палеозойски върху триаски скали е тълкувано като резултат от син- или постметаморфно навличане (Гочев, 1985; Дабовски и др., 1994). Проведените изследвания позволяват частично ревизиране на по-ранните идеи за обхвата на автохтонните и алохтонните скални комплекси.

### Автохтон

Автохтонът е изграден от високостепенни метаморфити, внедрените в тях гранити и покривката им от ранномезозойски метаседименти. Базирайки се на данните на Okay et al. (2001), може да се приеме къснохерцинска възраст високостепенния фундамент за на Странджанската зона и пермска възраст за внедрените в тях гранитоиди. Тези метаморфити се срещат като изолирани блокове всред разкритията на гранитоидите в приграничния участък на изследваната площ. Сравнително добре са разкрити гранитоидите, които изграждат голям плутоничен комплекс, разкриващ се на българска и турска територия. Гранитоидите са най-често биотитови и равномернозърнести, но се срещат често и левкократни, по-ситнозърнести разновидности. Не се установяват следи деформации. ОТ наложени високотемпературни Алпийските деформации в тези гранити са локализирани в широки до няколко метра зони с дифузни контакти, в които те са превърнати в нискостепенни протомилонити.

До-мезозойският кристалинен комплекс се покрива трансгресивно от триаски метаседименти, а на места се пресича от левкократни хипоабисални тела – Мелнишки комплекс (Дабовски и др., 1994). Триаските метаседименти от автохтона се разкриват източно от с. Лесово и южно от с. Вълча поляна. Разкритостта в този участък е много слаба и трудно може да се добие достоверна представа за характера на разреза и особеностите на синметаморфните деформации. Потвърждава се присъствието на теригенни седименти – Палеокастренска свита от Сакарския тип триас по Дабовски и др. (1994), в най-южните локалитети, които изграждат най-долните нива. Върху тях заляга доминиран от мрамори разрез, който включва пакети метапясъчници. Тази част от разреза е корелирана с Устремската свита от Сакарския тип триас (Дабовски и др., 1994), въпреки отсъствието на типичните за тази свита метапелити. Най-горните нива са изградени от монотонни калцитни и доломитни мрамори. На този етап на изследване не може категорично да се реши въпроса за принадлежността на тези скали към Сакарския тип триас. Отсъствието на характерните за Устремската свита метапелити, показва съществуването на важни различия между триаския разрез от автохтона в Дервентските възвишения и аналогичната последователност ОТ Тополовградско.

От друга страна, липсата на биотит в изучаваните скали и белезите за нискостепенни зеленошистни промени (кристализация на хлорит и прекристализация на кварца) са по-съвместими с корелиране със Суббалканидния тип триас (Чаталов, 1990). Слабата разкритост в изследвания район, както и почти аналогичните разрези на Сакарския и Суббалканидния тип триас (Иванов и др., 2001) ще са причина този въпрос да остане отворен за различни интерпретации.

#### Алохтон

Скалните комплекси с алохтонна позиция в разреза на доценоманската подложка в Югоизточна България са известни като Заберновски навлак (Чаталов, 1990) или като Велекска единица (Dabovski et al., 2002). За разлика от източните части на Странджанската зона, тук обхвата на алохтонните фрагменти не е добре прецизиран.

Дабовски и др. (1993, 1994) лансират модел за строежа на алохтона, който е аналогичен на предложения за Югоизточна Странджа (Dabovski, Savov, 1988). Според него алохтона е формиран от две навлачни плочи, изградени от контрастно различни единици: (1) долната се корелира с карбонатния разрез от Странджанския тип триас (Чаталов, 1990) и е номинирана като мраморна задруга; (2) горната е изградена, основно от филити с долнопалеозойска възраст и е номинирана като филитна задруга.

Възприема се, че подложката на алохтонните пластини в района на с. Голям Дервент е представена от контрастно различни последователности – доалпийския фундамент и покривката от триаски метаседименти-Сакарски тип, и доломитните мрамори от Суббалканидния тип триас (Чаталов, 1990; Дабовски и др., 1994). Детайлните изследвания в района на с. Голям Дервент наложиха ревизиране на тези идеи. Мраморната задруга на Дабовски и др. (1994) се оказа една пъстра скална асоциация, в която не винаги карбонатните метаседименти са доминиращи. На съществена преоценка е подложена и позицията на доломитните мрамори, считани от Дабовски и др. (1994) за елемент от автохтона.

Редица факти ни насочват да разглеждаме доломитните мрамори като част от долната подединица на Велекската единица:

(1) Доломитни мрамори, аналогични на тези от Суббалканидния тип, се установяват на редица места в разреза на мраморната задруга (Фиг. 1).

(2) В голям брой локалитети тези доломитни мрамори залягат конформно и съгласно върху метаседименти от мраморната задруга. Подобни отношения са наблюдавани на север и северо-изток от с. Голям Дервент (Фиг. 2).



Фиг. 2. Литоложки разновидности и техни взаимоотношения в обема на карбонатно-теригенната задруга. Североизточно от с. Голям Дервент (м. Селището): 1 – доломитни мрамори, 2 – сиви милонитизирани мрамори, 3 – метаалевролити

(3) Липсата на белези за локализиране на значими пластични или крехки деформации по контактите на нивата, изградени от доломитни мрамори.

Тези данни ни дават основание да считаме, че в ареала на Дервентските възвишения алохтонната Велекска единица е изградена от две подединици – долна, представена от карбонатно-теригенната задруга (дефинирана тук за първи път) и горна, изградена от филитната задруга.

#### Карбонатно-теригенна задруга

В обема на тази задруга се включва мраморната задруга на Дабовски и др. (1994), както и доломитните мрамори, възприети от същия колектив за елемент от автохтона на Странджанската зона. Важно е да се отбележи, че задругата включва големи пакети теригенни метаседименти, някои от които се отделят като картируеми тела (Фиг. 1).

Най-широкоразпространени са доломитните мрамори. Те са сиви или жълтеникави, масивни и ситнозърнести. Те са единстваната литоложка разновидност във Велекската единица, която не показва белези за наложени пластични деформации. Този факт е лесно обясним с високата якост на доломитите, дори и в условията на средностепенен метаморфизъм. Доломитните мрамори оформят големи тела, но трудно могат да се използват като маркиращи хоризонти, поради липсата на фолиация в тях и неясната слоистост. В обхвата на задругата ясно се обособяват два типа калцитни мрамори:

1) Първият тип са бели, силнопрекристализирали, които най-често са масивни и не показват белези за интензивни пластични деформации. 2) Вторият тип калцитни мрамори са сиви до тъмносиви, ситнозърнести и често са милонитизирани. Описани са от Савов и Чаталов (в Дабовски и др., 1994) като "прекристализирали в различна степен варовици". Спецификите на структурата на тези мрамори са причина да не се оценява лесно тяхната интензивна деформираност. Пластичните деформации в тях са довели до формирането на типични L и L-S тектонити, които в срезовете перпендикулярни на линейността показват изотропен строеж. На редица места в тях изобилстват бели, едрозърнести калцитни сегрегации, ориентирани паралелно на фолиацията. Милонитизираните мрамори оформят най-издържаните нива в разреза на карбонатно-теригенната задруга, но въпреки това трудно се проследяват на повече от 1.5 km.

Калкошистните нива са чести, особено в съседство с пакетите теригенни метаседименти. Последните са застъпени неравномерно в разреза. От тях доминират метаалевролити – зелено-сиви скали с филитоиден изглед, но притежаващи по-едрозърнест строеж и съдържащи кварц и фелдшпати. Типични метапелити се срещат рядко, те са изградени почти 100% от прорасли бяла слюда и хлорит. Теригенните метаседименти са типични метаморфни скали, чиято структура е напълно променена от кристализацията на хлорит и бяла слюда, които показват висока степен на предпочитателна ориентировка и оформят фолиацията и минералната линейност. Първична слоистост се долавя само в отделни нива метаалевролити, където се оформя от редуване на слоеве с различно количество кварц и фелдшпат. Найчесто фолиацията и слоистостта съвпадат, а при наличието на дискорданс той не надвишава 10°.

Контактите на карбонатно-теригенната задруга са трудни за проследяване, поради слабата разкритост и позволяват различни интерпретации. Въпреки, детайлното проследяване долният контакт на задругата не бе наблюдаван директно. Съдейки по морфоложки белези, може да се предположи, че в участъка между държавната граница и меридиана на вр. Маджарова могила той се маркира от разломно нарушение с вероятен разседен характер. В съседство с него фолиацията в скалите на задругата затъва към юг. Аналогична е и ориентировката на фолиацията в участъците където гранитоидите от автохтона са нашистени. Важно е да се отбележи, че локализиране на интензивни пластични деформации в съседство с контакта не се наблюдава както в гранитите, така и в скалите от карбонатно-теригенната задруга. На запад от меридиана на вр. Маджарова могила контакта между задругата и триаските метаседименти от алохтона е покрит на широки площи от кватернерни чакъли. Горният контакт на задругата се наблюдава в кариерата и по склона над нея, в западния край на с. Голям Дервент, а също така и по старото шосе, северозападно от селото (Е 23°44'448" N 41°59'26"). И в двата локалитета се оставя впечатление за нормален литоложки преход между двете задруги, като нагоре в разреза количеството на карбонатните метаседименти постепенно намалява и

започва доминиране на монотонни филитоиди. Тези наблюдения са напълно сходни с констатациите на Dabovski и Savov (1988), касаещи характера на границите на алохтонните пластини в Югоизточна Странджа, но контрастират със заключението на Савов и Чаталов (в Дабовски и др., 1994) за тектонски контакти на обособената от тях мраморна задруга.

Възрастта на карбонатно-теригенната задруга не е добре изяснена. Първоначалните данни свидетелстват за триаска възраст (Чаталов, Микова, 1961; Чаталов, Стефанов, 1966), но данните на Boncheva и Chatalov (1998), както и липсата на рязка или тектонска граница със скалите на филитната задруга може да се разглеждат като индикатори за раннопалеозойската възраст на карбонатнотеригенната задруга.

#### Филитна задруга

В изследвания район тя е изградена основно от филити (метапелити) и филитизирани алевролити с редки прослойки от калкошисти и мрамори. Тук разреза на задругата е монотонен и ясно се отделя от карбонатнотеригенната задруга. Всички скали са интензивно прекристализирали и се наблюдава ясно изразена предпочитателна ориентировка на скалообразуващите минерали. Реликтови седиментни структури не се наблюдават. На редица места се установява непроникващ кливаж, който асоциира с огъванията на фолиацията (фиг. 3).



Фиг. 3. Пукнатинен кливаж (S2 – вертикален), развит по осовите равнини на изправени гънки, деформиращи фолиацията (S1) в метаалевролити; центъра на с. Вълча Поляна

Предварителни данни сочат за бързо намаляване степента на метаморфните изменения във филитната задруга към север. Така например, в района на с. Голямо Шарково аналогични по възраст метаседименти показват белези за анхизонални изменения (вж. също Lakova et al., 1992).

## Синметаморфни структури

Синметаморфните структури са развити неравномерно в изучаваната площ. Вариращият интензитет на проява на проникващите структури е обусловен от от ниската степен на алпийския метаморфизъм, който не е успял да заличи първичните реоложки разлики между скалните разновидности. В автохтона те са най-ясно проявени в триаските метаседименти, които залягат моноклинално към север. На редица места в тях се долавя полегато затъваща към ENE минерална линейност.

Проникващи фолиация и линейност са типични за скалите от алохтона, с изключение на нивата масивни бели мрамори и доломити. Ориентировката на фолиацията показва значителни вариации, породени от интензивна нагънатост с оси 90-115°. Минералната линейност и тази на разтягане са приблизително паралелни на гънковите оси. Формирането на регионално доминирашите фолиация и линейност (S<sub>1</sub>, L<sub>1</sub>) в тези скали е синхронно на нискостепенен зеленошистен метаморфизъм, което се индикира от бластезата на бяла слюда, хлорит и пластичната деформация на теригенни кварцови зърна. Кинематични индикатори (ротирани фрагменти от калцитни сегрегации, асиметрични гънки на влачене) бяха установени само в нивата от милонитни мрамори. Обемните срязвания, съпровождали нискостепенния метаморфизъм са СЪС западсеверозападна вергентност. Вероятно към края на метаморфната еволюция се формират и широко разпространените в скалите на алохтона изправени гънки с оси 90-120°(F<sub>2</sub>).

## Заключение

В общи линии, резултатите ни потвърждават навлачния модел за строежа на Дервентските възвишения (Dabovski et al., 1991; Дабовски и др., 1994). От друга страна има основания този модел да бъде ревизиран:

(1) Обемът на ранноалпийските алохтонни единици е разширен. Разглежданите като част от Суббалканидния тип триас доломити не оформят тектонски прозорци, а са част от разреза на новодефинираната карбонатно-теригенна задруга.

(2) Не се установява локализиране на пластични или крехки деформации по контактите на алохтонните пластини. Липсата на резки контакти между карбонатнотеригенната и филитната задруги може да се тълкува било като индикация за принадлежността на тези единици към един раннопалеозойски разрез или като резултат от процеси на синметаморфно навличане.

(3) Синметаморфните структури в изследвания участък показват устойчиви ориентировки и кинематика, които са съвместими в тяхното формиране в коровомащабна зона на срязване с транспресионен характер.

(4) Аналогично на кинематиката установена за Сакарската единица (Иванов и др., 2001; Gerdjikov, 2005), и за тази част от Странджанската зона са характерни северозападно вергентни обемни срязвания.

(5) Предложената интерпретация за строежа на този сегмент от Странджанската зона се базира на възприемането на най-простия модел за обясняване на наблюдаваните взаимоотношения между литоложките тела. Алтернативен вариант би изисквал съществуването

на сложна, високостилна нагънатост, последвала формирането на навлачната постройка. Данни за подобен тип структури няма, но независимо от това за по-доброто разбиране на строежа са нужни нови стратиграфски, структурни и геофизични изследвания.

## Литература

- Гочев, П. 1985. Странджиди. Геотект., тектонофиз. и геодинам., 18, 28-52.
- Дабовски, Х., С. Савов, Г. Чаталов, Г. Шиляфов. 1993. Геоложка карта на България, М 1:100000, картен лист Едирне с обясителна записка. ВТС, Троян.
- Дабовски, Х., С. Савов, Г. Чаталов, Г. Шиляфов. 1994. Геоложка карта на България, М 1:100000, картен лист Елхово с обясителна записка. ВТС, Троян.
- Иванов, Ж., Я. Герджиков, А. Кунов. 2001. Нови данни и съображения за структурата и тектонската еволюция на Сакарската област, Югоизточна България. Год. Соф. унив., 91, Геол. и геогр., 1, 35-80.
- Чаталов, Г. 1960. Първи находища на висококристалинни шисти с триаска фауна в България. – Сп. Бълг. геол. д-во, 21, 3, 92-95.
- Чаталов, Г. 1965. Новые тектонические структуры в области между Сакар планина и Странджа планина. – С. *R. Acad. Bulg. Sci., 18*, 9, 861-864.
- Чаталов, Г. 1990. *Геология на Странджанската зона в* България. С., Изд. БАН, 263 с.
- Чаталов, Г., Л. Микова. 1961. Метаморфният триас в Дервентските възвишения и Западна Странджа планина (Югоизточна България). – *Тр. геол. Бълг., Сер. стратигр. и тект.,* 3, 67-74.
- Чаталов, Г., С. Стефанов. 1966. Нови палеонтоложки данни за триаската възраст на част от кристалинните шисти в Югоизточна България. – Изв. Геол. инст., 15, 269-276.
- Чаталов, Г., Е. Трифонова. 1985. Принос към стратиграфията на балканидния тип триас в Светиилийските височини и Странджа планина (ЮИ България). – Сп. Бълг. геол. д-во, 46, 3, 312-325.
- Boncheva, I., G. Chatalov. 1998. Paleozoic conodonts from The Dervent heights and The Strandza mountain – SE Bulgaria. – C. R. Acad. Bulg. Sci., 51, 7-8, 45-48.
- Chatalov, G. 1996. Upper Paleozoic metasediments and metavolcanics in the Dervent Heights, Southeastern Bulgaria. C. R. Acad. Bulg. Sci., 49, 11-12, 73-77.
- Dabovski, C., S. Savov. 1988. Structural studies in the nappes of Southeast Strandza. – *Geologica Balc.*, *18*, 19-36.
- Dabovski, C., G. Chatalov, S. Savov. 1991. The Strandzha Cimmerides in Bulgaria. – *Proc. Int. Earth Sci. Congr. Aegean Regions (IEASCA-1990), Izmir, 2*, 92-101.
- Dabovski, C., I. Boyanov, Kh. Khrischev, T. Nikolov, I. Sapounov, Y. Yanev, I. Zagorchev. 2002. Structure and Alpine evolution of Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 32, 2-4, 9-15.
- Gerdjikov, Y. 2005. Structure of the metamorphic basement in the northern part of the Sakar unit, SE Bulgaria. C. R. Acad. Bulg. Sci.
- Gerdjikov, Y.,Z. Ivanov. 2000. Main features of Pre-Tertiary basement of the Maritza area. Ann. Univ. Sofia, 92, Geol. and Geogr., 1, 13-21.

- Lakova, I., P. Gochev, S. Yanev. 1992. Palynostratigraphy and geological setting of the Lower Paleozoic allochthon of the Dervent Heights, SE Bulgaria. *Geologica Balc.*, 22, 6, 71-88.
- Latcheva, J., P. Gochev, I. Lakova. 1989. Data on the Paleozoic age of low-grade metamorphic rocks in Dervent Heights (Southeast Bulgaria) and part of Strandza (Turkey). – *Geologica Balc.*, *19*, 3, 96.

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

- Okay, A., M. Satir, O. Tuysuz, S. Akyuz, F. Chen. 2001. The tectonics of the Strandja Masif: late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the Northern Aegean. – Intern. J. Earth Sciences, 90, 217-233.
- Zacharieva-Kovacheva, K., S. Ware, G. Chatalov. 1964. Geological age of low metamorphic rocks north of Golyam Dervent, SE Bulgaria. – C. R. Acad. Bulg. Sci., 17, 8, 749-751.

## ЛИТОФАЦИАЛЕН АНАЛИЗ НА СЕДИМЕНТНИТЕ СЕКВЕНЦИИ В ДОЛНОКАМЧИЙСКИЯ БАСЕЙН (АКВАТОРИАЛНА ЗОНА)

## Христо Димитров<sup>1</sup>, Георги Георгиев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700; dimitrov@mgu.bg <sup>2</sup>Софийски университет "Св. Климент Охридски", София 1504; ggeor@gea.uni-sofia.bg

**РЕЗЮМЕ.** Главната цел на настоящето изследване беше дешифрирането на литофациалната архитектура в акваториалната част на Долнокамчийския седиментен басейн с прилагането на сеизмостратиграфски и сеизмофациален анализ. Използвахме по-съвременни сеизмични данни (1992), както и всички налични сондажни (главно каротажни) данни. Обикновено сеизмиката дава регионалния контрол на геометрията на седиментните секвенции и заедно със сондажните данни установява литологията на тази геометрия. Долнокамчийския седиментен басейн е запълнен основно от еоценски, олигоценски и неогенски отложения с обща дебелина до над 5 000 м. Басейнът се развива върху южната окрайнина на Мизийската платформа и погребаната външна част на Балканския ороген (Фиг. 1). Еволюцията на басейна е контролирана от север – североизточната проградация на гънково-навлачния пояс на Източния Балкан и отварянето на Западно-Черноморския басейн. В теригенните секвенции и техните системни трактове са отделени 5 литофациеси, включващи флувиални, естуарни, плиткоморски и дълбоководни седиментни системи.

## LITHOFACIES ANALYSIS OF THE KAMCHIA BASIN (OFFSHORE ZONE) SEDIMENTARY SEQUENCES Hristo Dimitrov<sup>1</sup>, Georgi Georgiev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700; dimitrov@mgu.bg <sup>2</sup>Софийски университет "Св. Климент Охридски", София 1504; ggeor@gea.uni-sofia.bg

ABSTRACT. The primary goal of this study was the decipher of the Kamchia sedimentary basin (offshore zone) lithofacies architecture with seismostratigraphic and seismofacies analyses. The study is based on relatively modern reflection-seismic data (1992), as well on all available drill data (mainly log characteristics). Usuallythe reflection-seismic data provide the regional control on the geometries of sequences and wells are used to determine the lithology of these geometries. Kamchia sedimentary basin filled mainly by thick up to 5000 m clay-clastic Eocene – Oligocene and Neogene deposits. The northern basin slope is superimposed on the Southern Moesian Platform margin, but the southern one - on the buried thrust-folded external Balkan zone (Fig. 1). The basin evolution is controlled by the N-NE propagation of the Balkan thrust-folded front and the Western Black Sea basin opening. 5 lithofacies are recognized in high-frequency clastic sequences and their systems tracts, and includes the sediments of fluvial to estuarine, coastal, shallow marine and deep-marine depositional systems.

## Въведение

Долнокамчийският седиментен басейн (ДКБ), разположен между Източния Балкан и Мизийската платформа в найизточните части от България (Фиг. 1), винаги досега е бил обект на голям интерес за нефтените проучвания. Морските геоложки, геофизични и геоморфоложки изследвания в българския сектор от Черно море започват през 1960 г., когато съветският специализиран геофизичен кораб "Академик Владимир Обручев" прави първата експедиция. Около 80 специализирани и комплексни изследвания на дълбочинния геоложки строеж, най вече във връзка с изучаването на нефтогазоносната перспективност, са проведени в българския сектор от Черно море през периода 1960-2001 г. Първите четири морски сондажа са прокарани през 1984-1986 г, от тях два (Р-1 Самотино изток и Р-1 Самотино море) са сондирани в морската част на ДКБ. По-късно английската компания British Gas на базата на по-съвременни морски сеизмични проучвания през 1992 г прокарва още три дълбоки търсещи нефтени сондажа в ДКБ през 1993-1995 г. Получена е значителна по обем и стойностна сеизмична и сондажна информация за терциерния седиментен разрез и дълбочинния геоложки строеж в ДКБ. Основната цел на проведеното изследване е сеизмо- и лито-фациален анализ на ДКБ (акваториална част) и конструиране на сеизмичен литофациален модел.

## Геоложка рамка

Долнокамчийският след-илирски седиментен басейн в Източна България, развивал се в пространството между Мизийската платформа и Източно-Балканския ороген (Фиг. 1), се разтваря на изток в Западно-Черноморската акватория. Само относително малка площ от неговата найзападна периферия е разположена на сушата – обхватът му се проследява на разстояние около 30 km западно от морски бряг при ширина 18-20 km. Суб-меридионалният Горночифлишки тесен хорст ограничава развитието на ДКБ на запад. Морската част от басейна бързо се разширява и удълбочава в източна посока и плавно прехожда към централните зони на Западно-Черноморския седиментен басейн. Южното ограничение на басейна се маркира със серия от север - североизточно ориентирани възседно-навлачни разломи в челната част на Балканския алпийски ороген. От север ДКБ се ограничава с Близнашкият разлом, който очертава издигнатия южен ръб на Мизийската платформа. Общата дебелина на седиментния комплекс изпълващ ДКБ надхвърля 5 km (Georgiev, 1996) и включва седиментни последователности със еоценска (Е2-3), олигоценска и неогенска възраст (Фиг. 2).



Фиг. 1. Тектонска схема на част от СИ България (по Georgiev, 2004 с модификации). Показано е: тектонската позиция на Долнокамчийския басейн и връзката му със Западно-Черноморския басейн; мрежата от интерпретираните сеизмични профили и избраните два за демонстрация; сондажите в Долнокамчийския басейн

Тектонската природа, морфологията и времето на залагане на ДКБ са били дискутирани от редица изследователи, именовали го най-често Долно-Камчийско понижение – ДКП. ДКБ е разглеждан като ръбно понижение (Яранов, 1960; Атанасов, 1973; Калинко, 1976; Туголесов и др., 1985; Dachev et al., 1988; Боков и др.,1987; Павлова и Колева, 1995), предпланинско (Атанасов, 1961, Боков, 1989; Georgiev and Marinov, 1994; Георгиев и Дабовски, 1997) и краево понижение (Дачев, 1977); падина (Бончев, 1986) и западен ръкав на Западно-Черноморския басейн (Georgiev, 2004).

По-съвременната интерпретация на по-новите сондажни и сеизмични данни дава основание да смятаме, че развитието на ДКБ се контролира комбинирано от еволюцията на Източно-Балканския гънково-навлачен пояс през ранния среден еоцен и отварянето на Западно-Черноморския басейн, започнало през апт-албския век (Georgiev, 2004; Георгиев и др., 2004). Геометрията на басейна е показателна, че той не притежава типичните черти на форланд басейн (Фиг. 3).

Според класическия модел на Dickinson (1974), в напречен разрез форланд басейните имат клиновидно оформена геометрия и дълбочината им постепенно намалява в посока от планинския пояс към прилежащия кратон. Въпреки това, някои от характеристиките на ДКБ са достатъчно убедителни за дефиниренето на басейна именно като форландов – местоположението му пред орогенен фронт и участието на компресна тектоника във формирането му, доминиращо теригенен пълнеж и северно преместване на седиментния депоцентър във времето. Формирането на басейна се контролира от интензивната изява на Илирската орогенеза през ранния среден еоцен, която оформя съвременната морфология на Балканидите.

ДКБ се развива върху южната окрайнина на Мизийската платформа и Предбалкана, като челно по-понижено стъпало на орогена. В структурната геология, басейните свързани с компресионна тектоника са типизирани като "foredeep" и като "piggy-back" седиментни басейни, в зависимост от местоположението им (Allen and Allen, 1990). Първият тип включва басейните, чийто депоцентър се образува пред активната навлачна система, докато при втория тип депоцентърът се развива върху тиловата и издигнатата част на напредващите навлачни пластини на орогена. Според тази генетична характеристика на орогенните седиментни басейни (Allen and Allen. 1990) може да се предположи, че южната част от подложката на ДКБ представлява типичен "piggy-back" седиментен басейн, образуван по време на Австрийската орогенеза в средата на кредата и запълнен с горнокредни, палеоценски и долно-средноеоценски отложения (Фиг. 3).

(	CTF	РАТИГРАФИЯ			
Система	Серия	Свита,член. (Задруга)	литология	ДЕБЕЛИНА (М)	ЛИТОЛОЖКО ОПИСАНИЕ
LEH	4KB.	Евксиноградска свита		0 - 110 м	Варовити глини, прослойки диатомити.
HEO	МИОГ	Галатска свита		0 - 100 м	Преобладават пясъчници, глини.
	олигоцен	Русларска свита		0 - 900 м	Включва в състава си глини, мергели, туфи, манганови руди, алевролити и прослойки от пясъчници.
E O L E H	среден-горен еоцен	Авренска свита		0 - 1400 м	Дефинитивните белези на свитата: светли мергели, сред които има пясъчници,песъчливи мергели, на места и лещи от конгломчерати. Изобилие от фораминифери и нанопланктон, бивалвии и гастроподи.
АЛ	среден еоцен	Обзорска свита		0 - 150 м	Характеризира се с редуване на конгломерати и брекчоконгломерати, които се прослояват от по-тънки пачки силно песъчливи мертели и средно- до едрозърнести пясъчници.
	долен еоцен	Двойнишка свита		0 - 700 м	Характеризира се със средно- до едрозърнести дебелопластови пясъчници, в редуване с тънкопластови дребвозърнестиятьсчници, алевролити, мергели и конгломерати.
	палеоцен	Беленска свита		0 - 800 м	Свитата е изградена от мергели и варовици.

Фиг. 2. Обобщена стратиграфска и литоложка характеристика на терциерния разрез в Долнокамчийския седиментен басейн



Фиг. 3. Напречен геоложки разрез (по линията на СП-12, фиг.1), показващ геометрията на басейна



Фиг. 4. Литофациална интерпретация на седиментния разрез в ДКБ, показана по напречен (А) и надлъжен (Б) сеизмичен профил. Отделени са: фациес на флувиалните, естуарните и крайбрежни пясъчници – 1; фациес на дълбоководните конусови пясъчници – 2; фациес на турбидитите – 3; фациес на фановите глинести алевролити – 4; фациес на дълбоководните глинести скали – 5

### Данни и методика за изследването

В проведеното изследване са използвани данни от прокараните 5 дълбоки сондажа в морската част на ДКБ и по-съвременни сеизмични резултати (1992 г.), върху които проведохме подробен сеизмостратиграфски анализ и интерпретация. Тази изследователска методика изцяло се базира на концепцията за седиментните секвенции (Sloss, 1963; Vail et al., 1977; Van Wagoner, Posamentier, 1988) и за сеизмостратиграфския анализ (Vail et al., 1977; Bally, 1987).

Предварително подбраните за анализ 18 по-качествени и съвременни сеизмични профили (от 1992 г.), са разположени в равномерна сеизмична мрежа покриваща основно по-плитководната акваториална зона от Долнокамчийския басейн – до изобата 1000 m (Фиг. 1). Два от профилите са с ориентация запад – изток, два със северозапад – югоизток, а останалите 14 са напречни на басейна с ориентация североизток – югозапад. При интерпретацията на сеизмичните профили са използвани и получените характеристики за прокараните 5 сондажа в ДКБ (Самотино Море, Самотино изток, LA-1, LA-2, LA-3), както и за сондаж Галата 1. Основната цел при сеизмостратиграфския анализ е получаването на обективен, реален модел на седиментния басейн, неговото тектонско развитие, седиментно запълване и обстановки на седиментация.

# Сеизмостратиграфски и литофациални резултати

В седиментния разрез на Долнокамчийския басейн ясно се разграничават две секвенции – средногорноеоценска и неогенска (Георгиев и др., 2004). Разрезът им е доминиращо теригенен (Фиг. 2). В секвенцийте са проследени системни трактове, отделени с характерни заливни повърхнини. За изясняване на литофациалната архитектура на басейна беше извършен сеизмофациален и литофациален анализ. При анализа и интерпретацията на сеизмичните фациеси са обособени 5 специфични сеизмофациални полета, различаващи се по геометрията на отраженията. Тяхното пространствено разпространение взаимоотношения, очертават И литофациалната архитектура на басейна. Обособените сеизмофациални полета се демонстрират с два разреза – един напречен СП-12 и един надлъжен СП-71, минаващи през сондажите LA-1 и Самотино море (Фиг. 1 и Фиг. 4). Седиментният пълнеж на ДКБ е регистриран на СП-12 в интервал от 0.0-2,2 sec. и на СП-71 в интервал 0.0-3.6 sec.

Фациес на флувиалните, естуарни и крайбрежни пясъчници (1) – сеизмичният запис се отличава от този на останалите фациеси с паралелни, неиздържани, ниско амплитудни отражения (Фиг. 4 и 5). Този тип фациес е свързан с крайбрежни и плиткоморски теригенни седименти. Сеизмофациалното поле се обособява в южната част на басейна, като в северна посока латерално се зацепва с фациеса на турбидитите и фациеса на фановите глинести алевролити. Фациалното поле е с дължина около 8.2 km, а дебелината му достига до 1700 m. Доминират пясъчниците, а в подчинено количество са конгломератите, гравелитите, алевролитите и глинестите скали. Няма прокаран сондаж в това поле, но според позицията му в разреза на басейна и латералните и вертикални взаимоотношения, седиментите могат да бъдат определени като средногорноеоценски и олигоценски.

Фациес на дълбоководните конусови пясъчници (2) – той се обособява ясно по специфичната сеизмична характеристика и геометрична форма (Фиг. 4 и 6). По профил СП-12 се очертава в основата на басейновия разрез конусовидно литоложко тяло с дължина около 5.5 км и дебелина до 280-300 m.

			1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1
		41	-
-	1000	1	
	5-5		The Assoc . The

Фиг. 5. Фрагмент от СП 12, показващ конфигурацията на сеизмичния запис

3
2
-3
10

Фиг. 6. Фрагмент от СП-12, показващ характерния за литофациеса сеизмичен запис



Фиг. 7. Схема на идеализирани фанови системи (по Walker and Mutti, 1973, с модификации)

Сеизмичният запис се характеризира с латерална изменчивост на амплитуди и непрекъснатост на сеизмичните граници на къси разстояния. Получава се клиновидно очертана външна конфигурация, отразяваща развитие на врязана долина, преминаваща в каньон. Той прорязва континенталния склон и в подножието се развиват канали с лобови и фанови комплекси, свидетелстващи за масивен транспорт на теригенен материал. В идеализирания модел на фанова система (Фиг. 7) могат да се видят основните типове лобове и фанове (Walker, Mutti, 1973). В този фациес досега също няма сондаж, но според локализацията му той е безспорно със средно-еоценска възраст. Увереност за това ни дава неговата позиция в разреза на басейна, която показва разпространението му непосредствено над долна секвентна граница, маркирана от изявата на Илирската нагъвателна фаза (Георгиев и др., 2004). В южна посока фациалното поле латерално се замества с фациеса на турбидитите, а в северна с фациеса на дълбоководните глини.

**Фациес на турбидитите (3)** – развит е в две сеизмофациални полета, които отчетливо се обособяват латерално и вертикално. Сеизмичната картина показва алтернация на субпаралелни, сравнително непрекъснати високо и ниско амплитудни отражения (Фиг. 4 и 8).



Фиг.8. Фрагмент от напречния сеизмичен профил, показващ конфигурацията на сеизмичния запис

Във външните си зони този фациес има клиновидна конфигурация. Размерите на двете фациални полета са значителни и това показва широкото развитие на този фациес в басейновия пълнеж. Едното фациално поле е развито в централната част на басейна (в склоновата и басейновия епицентър), простира се на около 5.8 km дължина, а дебелината му е до 1400 m. От юг латерално се замества с фациеса на флувиалните, естуарни и крайбрежни пясъчници, а на север се сменя с фациеса на дълбоководните глинести скали. Това са теригенни седименти, отложени от турбидитни потоци във външната шелфова и горната склонова зона, транспортирани понякога от хлъзгания и свличания и не на последно място при катастрофални събития. Извадените ядки от сондажите Самотино море и Самотино изток показват тънко неправилно редуване на пясъчници, алевролити, глини и мергели, датирани по фораминифери като среднои горноеоценски (Джуранов, 1991). Второто поле е развито подобно на първото в централната част на басейна, но се намира в друг възрастов интервал и има дължина около 5 km, а дебелината е до 400 m. Олигоценската възраст е доказана с микрофауна, определена в сондажната ядка (Джуранов, 1991).

Фациес на фановите глинести алевролити (4) – обособява се единствено в основата на олигоценския разрез под формата на валообразно тяло с дължина около 18 km и дебелина до 150 m. Сеизмична картина е хаотична с редуване на високо и ниско амплитудни сеизмични отражения, които имат вълнообразна конфигурация, не са издържани в латерална посока и се наблюдават прекъсвания в сеизмичните граници (Фиг. 4 и 9).



Фиг. 9. Фрагмент от СП-12, показващ характерния за литофациеса сеизмичен запис

Този тип сеизмичен запис е характерен за свлачищни кластични отложения, дебрити, делтови и пластично деформирани седименти. Отчитайки позицията на разпространение на фациеса в басейна (плитка и склонова зона) го свързваме с делтова седимента система. Вероятно в основата на олигоценския разрез са се отложили фановите седименти на делтата на палеорека. Според класификацията на делтите (Fisher et al., 1969), основаваща се на особеностите вътре в делтовата равнина и в зависимост от енергийната им активност, можем да приемем, че отделеният фациес е продукт от развитието на флувиално доминираща делта (Фиг. 10). На юг фациалното поле латерално граничи с флувиалните, естуарни и крайбрежни пясъчници.

Този фациес досега не е сондиран, но неговата олигоценска възраст се предполага по микрофауна в разрези на сушата (Джуранов, 1991).



Фиг. 10. Схема на речно доминираща делта (по Fisher et al., 1969, с модификации)

**Фациес на дълбоководните глинести скали (5)** – това фациално поле се отличава с паралелни, непрекъснати ниско амплитудни отражения (Фиг. 4 и 11).



Фиг. 11. Фрагмент от напречния сеизмичен профил, показващ конфигурацията на сеизмичния запис

Дължината му е значителна – над 30 km, а дебелината до над 3000 m. Фациесът е представен от глинестите отложения, развити в долната част на басейновия склон и басейновото дъно. По същество този относително дълбоководен фациес изгражда депоцентъра на седиментния басейн. Може отчетливо да се забележи миграция на депоцентъра от юг на север, което е свързано със северното напредване на Източнобалканския ороген, който е и основна подхранваща зона за теригенното запълване на басейна. Този фациес и тази част от басейна все още не са сондирани, но според сеизмичните данни няма съмнение, че това са средно-горноеоценски и олигоценски интервали.

## Заключение

Разпознатите и характеризираните пет основни фациеса в собствено-седиментния пълнеж на ДКБ показват разнообразна и бързо-променяща се седиментна обстановка в неговото развитие - от крайбрежна до дълбоководна. Основание за тяхното отделяне са характерните особености на сеизмичните отражения и конфигурации. Всеки фациес е свързан със специфична седиментна обстановка и е резултат от развитието на конкретна седиментна система. Фациесите са доминиращо теригенни и тяхното разпространение е свързано с еволюцията на макар и не типичен седиментен басейн от форландов тип пред фронта на Балканския ороген. Изясняването на фациалната архитектура в ДКБ има голямо значение за нефто-газоносния анализ – дава възможност за конкретно очертаване на зоните на развитие на колектори, покривки и въглеводородогенериращи комплекси.

## Литература

- Атанасов, А. 1961. Геология на приморския дял от Предбалкана и Камчийската долина. – В: Трудове върху геология ня България, Серия стратигр. и тектон., БАН, 2, 99-151.
- Атанасов, А. 1973. Закономерности в строежа и нефтогазоносността на Северна България. Сп. Бълг. геол. д-во, 34, 3, 247-272.
- Боков, П., Г. Георгиев, И. Монахов, Ант. Атанасов, С. Желев, Х. Дачев, Д. Йорданова, М. Николова, Р. Огнянов. 1987. Тектонско райониране. В: Геоложки предпоставки за нефтегазоносността на Североизточна България. С., Техника, 116 с.
- Боков, П. 1989. Зони с дефицитна седиментация. С., Наука и изкуство, 376 с.
- Бончев, Ек. 1986. Балканидите тектонско положение и развитие. С., БАН, 274 с.
- Георгиев, Г., Х. Дабовски. 1997. Алпийски строеж и петролна геология на България. – *Геология и минерални ресурси*, 8-9, 3-8.
- Георгиев, Г., Х. Димитров, Ф. Рейд, Дж. Прингъл, Н. Ботушаров. 2004. Сеизмостратиграфия и 3-Д модел на Долно-Камчийския седиментен басейн (морска част). Проблеми на нефта и газа, Международна научно-техническа конференция, Варна, 373 с.
- Дачев, Хр. 1977. Продължение геологических структур Балканского полуострова в Черно море. – *Geologica Balc.*, 7, 4, 95-106
- Джуранов, С. 1991. Стратиграфия на горнокредната серия и палеогенската система в разрезите на морските

Препоръчана за публикуване от Катедра "Геология и палеонтология", ГПФ сондажи край с.Самотино. – Сп. Бълг. геол. д-во, 50, 2, 1-18.

- Калинко, М. (ред.). 1976. Геология и нефтегазоносность Северной Болгарии. М., Недра, 242 с.
- Павлова, Г., Р. Колева. 1995. Еволюция на Долнокамчийското понижение. – *Геология и минерални ресурси*, 2, 20-25.
- Туголесов, Д., А. Горшков, Л. Мейснер и др. 1985. Тектоника мезокайнозойскиих отложении Черноморской впадины. М., Недра, 215 с.
- Яранов, Д. 1960. *Тектоника на България*. С., Техника, 282 с.
- Allen, P. A., J. R. Allen. 1990. Basin Analysis: Principles and Application. Blackwell Scienntific Publications, Oxford, 463 p.
- Bally A. W. (ed.) 1987. Atlas of seismic stratigraphy. AAPG Studies in Geology, No 27.
- Dachev, C., V. Stanev, P. Bocov. 1988. Structure of the Bulgarian Black sea area. – Bolletino di Teorica ed Aplicata, XXX, 117-118, 79-104.
- Dickinson, W. R. 1974. Plate tectonics and sedimentation. In: W. R. Dickinson, ed., *Tectonics and sedimention*. SEMP Special Publication, 22, 1-27.
- Fisher, W. L., L. F. Brown, A. T. Scott, J. H. Mcgowen. 1969. Delta systems in the exploration for oil and gas. – Bur. Econ. Geol. University of Texas, Austin, 78 p.
- Frazier, D. E., T. Osanic. 1969. Point-bar deposits, Old River Locksite, Louisiana. – Transactions-Gulf Coast Association of Geological Societies, 11, 121-137.
- Georgiev, G. 1996. Hydrocarbon generation in the Tertiary filling (above the Illirian unconformity) of the Kamchya Depression offshore. *IV<sup>th</sup> Intern. Conf. "Gas in Marine Sediments"*. Varna, Bulgaria.
- Georgiev, G. 2004. Geological structure of Western Black Sea region. – In: EAGE 66th Conference & Exhibition, 7-10. June 2004 Paris-France, Extended Abstracts (CD-ROM).
- Georgiev, G. E. Marinov. 1994. Geological Development and Hydrocarbon Prospects of Dolna Kamchiya Depression and Adjacent Zones. – Symposium: *The Petroleum Geology and Hydrocarbon Potential of the Black Sea Area, Varna, Abstract Volume*.
- Sloss, L. L. 1963. Sequence in the cratonic interior of North America. – Geological Society of America Bulletin, 74, 93-114.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum, S. III Thompson. 1977. Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. – In: Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration (Ed. C. E. Payton). AAPG Memoir, 26, 63-81.
- Van Wagoner J. C., H. W. Posamentier. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – SEPM, 42, Sea-level Changes: an Integrated Approach, Tusla, Oklahoma, USA, 39-46.
- Walker, R. G., E. Mutti. 1973. Turbidite facies and facies associations. – SEPM Pacific Section Shortcourse, Part IV, 119-157.

## ЛИТОЛОЖКИ ПРЕДПОСТАВКИ ЗА ТЪРСЕНЕ НА ПРИРОДНИ РЕЗЕРВОАРИ В ТЕРЦИЕРНИЯ РАЗРЕЗ НА ЮГОИЗТОЧНА БЪЛГАРИЯ

## Мариана Дончева, Васил Балинов, Ефросима Занева-Добранова

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

РЕЗЮМЕ. Изучаването на терциерните седименти в югоизточната част на България е от значение за прогнозиране на тяхното присъствие в прилежащия шелф. Това се дължи на факта, че някои от отделените тектонски единици в този район продължават и в акваторията. Такива са Източнобалканската зона и Бургаската депресия, наложена върху Средногорската зона. Тенденциите в разпространението на терциерните седименти се набелязват по данни от геоложкото картиране (обяснителни записки към геоложката карта в М1:100000), както и незначителният обем сондажни изследвания. Техният литоложки състав е специфичен за отделните тектонски единици. Източнобалканската зона през палеогена е изградена предимно от флишки и кластични седименти. В Бургаската депресия през този период основните литоложки типове са пясъчниците и мергелите, както и въглищата в основата на разреза. В нейния строеж участват и неогенски наслаги, представени от карбонатни и глинести седименти. Литоложките особености на литостратиграфските единици и предполагат присъствието на преобладавацо проницаеми и труднопроницаеми скални задруги. Изучаването на техните взаимоотношения ще позволи търсенето на природни резервоари в терциерния разрез на югоизточния шелф на България.

## LITHOLOGICAL PRECONDITIONS FOR PROSPECTING OF NATURAL RESERVOIRS IN THE TERTIARY SECTION OF SOUTHEAST BULGARIA

## Mariana Doncheva, Vassil Balinov, Efrossima Zaneva-Dobranova

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

ABSTRACT. The studying of the Tertiary sediments in the eastern part of the South Bulgaria is of a great importance for prognosis of their presence in the adjacent shelf. It is due to the fact that some of the separated tectonic units in this region continue in the offshore as well. Such are the East Balkan zone and the Burgas depression, imposed on the Srednogorie zone. The tendencies in the distribution of Tertiary sedimentary rocks are marked out using geological mapping data (explanatory notes to the geological map of the scale of 1:100 000) and insignificant well data. The lithological composition of these rocks is specific for separate tectonic units. Mainly flycsh and clastic sediments build up the East Balkan zone during the Paleogene. In the Burgas depression during the same period the main lithologic types are sandstones and marks as well as the coal in the base of the section. Neogene rocks, represented by carbonate and clay sediments take part in its composition. The lithologic features of the lithostratigraphic units suppose presence of prevailing permeable and hard-permeable rock formations. Examining of their relationships allows prospecting of natural reservoirs in the Tertiary section of the Southeastern Bulgarian Shelf.

## Въведение

Изучаването на разпространението и литоложките особености на терциерните седименти в югоизточната част на България е от значение за прогнозиране на тяхното присъствие в прилежащия шелф. Това се дължи на факта, че отделените тектонски единици в този район продължават и акваторията. Такива в ca Източнобалканската зона, Източносредногорската зона и наложената върху нея Бургаска депресия (Фиг. 1). Предполага се, че специфичните за всяка тектонска единица терциерни седименти могат да се проследят и в шелфа. Освен това, литоложкият състав подсказва посоката на транспорт, възрастта и фациалния тип на скалите, които са източници на кластичен материал. Южният шелф е слабо изучен в този аспект, тъй като липсват сондажни данни и информацията се получава главно от сеизмичните профили. Значително по-голяма по обем е информацията за сушата. Тя се базира основно на данните от геоложкото картиране (обяснителни записки към картни листове Долни Чифлик; Айтос; Бургас; Поморие; Царево, нос Силистар, Малко Търново и Резово; Желязково и Къркларели в М 1:100 000), както и на незначителния обем сондажни данни (Р-1 Поморие, Р-1 Солник, Р-1 Рудник, а също така и плитките сондажи от района на Бургаския въглищен басейн).

# Литоложки особености на терциерните седименти

Основните отличителни белези между Източнобалканската и Източносредногорската зона се свързват със спецификата на литоложките им особености (Кънчев, 1995 и др.). Двете зони нямат строго определена граница помежду си. Нито един от кулисообразно разположените разломи между тях не се разглежда като граница между двете тектонски единици. Сходни в тях са нагъвателните и навлачните процеси, протекли през австрийската и/или ларамийската фаза. През илирския етап през/след лютеса се осъществява главното структурообразуване. Поради това много автори намират, че основните разлики в разглежданите зони се изразяват в



Фиг. 1. Тектонска схема на Югоизточна България: 1 – граница между тектонските единици; 2 – възсед, навлак; 3 – предпологаема посока на транспорт на кластичен материал

голямото участие на вулканогенните образувания в горната креда на Средногорската зона и развитието на флишки палеогенски седименти в Източнобалканската зона.

В Източнобалканската зона (Флишкия Балкан) флишките палеогенски седименти имат широко разпространение (Кънчев, 1995, 1995а). Конкордантно над седиментите на горната креда или трансгресивно върху Мергелната задруга (палеоцен) и Еминската флишка свита (кампан-долен палеоцен) лежат седиментите на Козичинската свита (горен палеоцен), на Брекчовата задруга (вероятен палеоцен) или тези от Задругата на дебелопластовия флиш (палеоцен-среден еоцен) (Фиг. 2). С еоценска възраст са флишките (Задруга на дебелопластовия флиш и Гебешка) и конгломератните (Конгломератно-мергелна и Обзорска) задруги и свити. Олигоценски скали не са установени, но се предполага тяхното присъствие в шелфа. Отсъстват данни за наличие на миоценски седименти.

Кластичните седименти присъстват навсякъде в разрезите. В основата от северните райони на зоната се намира Брекчовата задруга (вероятен палеоцен). Брекчите са едрокъсови до блокови. Изградени са изключително от седиментни скали, сред които преобладават тези с юрска и горнокредна възраст. Магмени и метаморфни късове отсъстват, поради което може да се предположи, че транспортът на кластичния

материал е бил от запад и северозапад. Дебелината на задругата достига 130 m. Разположената на юг Козичинска свита (горен палеоцен) лежи трансгресивно, с ясна размивна граница, върху различни части на Еминската свита. Основният дефинитивен белег на свитата е наличието на пластове от зърнести варовици с кремъчни конкреции и на пластове от брекчоконгломерати сред алтернацията от пясъчници, мергели и варовити аргилити. Дебелината им е около 200-300 m. Над тях следва Задругата на дебелопластовия флиш с преобладаване в разреза на пясъчниковия флиш (долен-среден еоцен). Пясъчниците са полимиктови. Изградени са от кварц, фелдшпат, слюда и късчета от седиментни, магмени и метаморфни скали. В района на Солник (северната част на зоната) седиментите се прослояват от конгломерати с късове от седиментни скали (варовици, мергели, кремък), кварц, вулкански и интрузивни скали. Късовете от варовици са изключително от епиконтиненталния тип горна креда и от палеоцена от областта на Предбалкана. Спойката е от разнозърнест аркозоподобен слюден пясъчник или е песъчливо-глинеста, варовито-глинеста. Сред флишките седименти се установява и една пачка от олистостромни образувания от горнокредни скали, представители на Варовиковата задруга (кампан) и Беленската свита (мастрихт). Общата дебелина на задругата е от 300 до 1500 m. Тя лежи нормално върху седиментите на Козичинската свита и Брекчовата задруга. Горната й граница със седиментите на Гебешката свита е конкордантна. Гебешката свита (горен еоцен) е

изградена от алтернация на глинести мергели (до варовити глини) и пясъчници (или алевролити). Горната й граница и взаимоотношенията с конгломератномергелната задруга са неясни. Дебелината на свитата се изменя от 300 до 600 m. Конгломератно-мергелната задруга (горен еоцен) се покрива от конкломератите на Изградена е от песъчливо-Обзорската свита. алевролитови мергели до варовити глини с лещовидни прослойки (до няколко метра) от гравелити (с конгломератни късове), грубозърнести пясъчници до конгломерати и брекчоконгломерати. В състава на груботеригенните скали участват късове от варовици и мергели от Еминската свита, пясъчници от Задругата на дебелопластовия флиш, вулкански скали (андезити и др.), гранодиорити и диорити, варовици, съдържащи големи фораминифери, дайкови скали и др. Късовете от вулкански и интрузивни скали са добре заоблени, докато тези от седиментни скали са полузаоблени и ръбести, което се дължи на близкия снос. Дебелината на задругата е 200-300 m. *Обзорската свита* (горен еоцен) е изградена от конгломерати с късове от вулкански и интрузивни скали от Средногорската вулканогенна зона, гранитоиди и други, вероятно по-стари от горната креда скали, както и късове от седиментни скали от Еминската флишка свита и пясъчници от дебелопластовия флиш. Дебелината на свитата в разкритията е около 150 m, докато в сондажи от акваторията се предполага, че е значително по-голяма (Р-1 Самотино море).

В Източносредногорската зона (Бургаския синклинорий) за подложка на палеоценските наслаги



Фиг. 2. Литостратиграфска подябла на терциерните седименти в Югоизточна България (по данни от геоложкото картиране)

служат горнокредните наслаги, в които участват седиментни и вулкански скали, обособени в четири литостратиграфски групи: Вършиловска, Грудовска, Мичуринска и Бургаска (Петрова и др., 1994, 1994а). В северната част присъства *Еминската флишка свита*, чиято възраст (кампан-долен палеоцен ?) е дискусионна. Тя е изградена от варовици, които се прослояват от алевролити (пясъчници) и мергели. Дебелината на свитата е трудноопределима, но вероятно е около 1000 m. Седиментите на *слинесто-теригенната задруга* (палеоцен) с постепенен преход покриват наслагите на Еминската свита. Границата с отгорележащата Козичинска свита е трансгресивна. Задругата е представена от алтернация на глинести мергели, алевролити и пясъчници. Дебелината й се изменя от 800 до 1000 m. Неогенските седименти са неподелени в разрезите. Развити са в езерен фациес. Разрезът започва с брекчоконгломерати и чакъли. Нагоре участват пясъчници, пясъци, глини и варовици. Общата им дебелина достига 100 m.

Бургаската deпресия е изпълнена от средногорнопалеогенски и миоценски скали, обособени в шест свити. В основата се намира Равнецката свита (среденгорен еоцен). Специфичен облик на разреза придават глините, сред които има много неиздържани пластове коса слоестост, конгломерати пясъчници С и брекчоконгломерати. Грубокластичните седименти преобладават в основата на разреза и са изградени от кварц, горнокредни вулкански и седиментни късове, без сортировка. Спойката им е грубопесъчлива, глинестопесъчлива и по-рядко варовита. Характерни за свитата са битуминозните шисти и въглишата, които формират неиздържани прослойки и лещи и се редуват с уплътнени глини. Дебелината на наслагите е от 30 до 160 m. Над свитата лежи Конгломератната задруга (горен еоцендолен олигоцен). В нейния състав доминират кварцовите конгломерати с песъчлива спойка. Присъстват още дребнокъсови, среднокъсови и валунни полигенни конгломерати, чакъли, кварцови пясъчници и пясъци, често с коса слоестост, песъчливи и варовити глини и глинести варовици. Дебелината на задругата е от 50 до 170 m. Латерално задругата прехожда в едновъзрастовата Мугриска свита. Мугриската свита (горен еоцен-долен олигоцен) е изградена от мергели, сред които като неиздържани пластове и лещи се срещат варовици и конгломерати. Дебелината й достига 310 m.

В неогенската система са отделени три свити – Галатска, Евксиноградска и Одърска (Фиг. 2). Галатската свита (чокрак) е изградена от разнозърнести пясъчници и пясъци, глини и органогенни и песъчливи варовици. Порядко като лещи участват конгломерати. Дебелината й достига 70 m. *Евксиноградската свита* (караган-сармат) е представена от глинести и варовити пясъчници, песъчливи и варовити глини. В пластореда участват слабо споени полигенни конгломерати. Глините са набогатени на овъглен растителен детритус и има въглепроявления. Дебелината на свитата е до 60 m. *Одърската свита* (сармат) включва характерните за нея оолитно-детритусни варовици. Дебелината й достига 110 m.

Разположената на юг *Странджанска зона* е изградена главно от догорнокредни скали (Чаталов и др., 1995, Петрова и др., 1995). Къснокредните тектонски събития са засегнали и тази зона. Горнокредните седименти, в резултат на навлачните процеси, са представени от вече споменатите в Източносредногорската зона литостратиграфски групи, изградени от вулкански и седиментни скали. Разкриващите се на повърхността палеозойски, триаски, юрски и горнокредни седименти дълго време са били източник на кластичен материал. От разрушаването на юрските желязосъдържащи скали плажната ивица около Бургаския залив е тъмно оцветена.

## Проницаеми и труднопроницаеми скални задруги

В изучавания район условно са дефинирани преобладаващо проницаеми и труднопроницаеми задруги, които съдържат в различни съотношения взаимоотношения проницаеми (колекторни) или преобладаващо труднопроницаеми (изолиращи) скали. а също така и слабопроницаеми задруги (с междинни свойства). В Източнобалканската и Източносредногорската

зона това разчленение е направено за палеогенския разрез, а в Бургаската депресия е разгледан целия неозойски разрез. Използвани са и данни от полеви и лабораторни изследвания, систематизирани в отделни публикации (Балинов и др., 1986; Боков и др., 1998, 2001, 2002; Венева и др., 1979, 1981).

В Източнобалканската зона са отделени няколко задруги. Горнокредно-палеоценската (сантон-кампанпалеоценска) преобладавашо проницаема задруга включва наслагите на Еминската флишка свита. В нея теригенните скали (пясъчници и алевролити) и варовиците представляват колектори от порово-пукнатинен и пукнатинен тип. Те имат преобладаващо участие във флишкия разрез. От тях са получени притоци от пластова регистрирани газови вода и са проявления. Труднопроницаеми са съдържащите се в разреза пластове и прослойки от мергели.

Палеоценско-еоценската слабопроницаема задруга обхваща наслагите на Козичинската свита, Брекчовата задруга, Задругата на дебелопластовия флиш и Гебешката свита. Отделянето на тази задруга е твърде условно. Основание за това е послужила повишената глинестост на теригенните и карбонатните скали в разреза, а също така повишеното съдържание на алевритови примеси в глинестите и глинесто-теригенните скали. Поради това наслагите на задругата не могат еднозначно да бъдат приобщени към категорията на проницаемите или труднопроницаемите скали, поради което са дефинирани като слабопроницаеми, заемащи междинно място между колекторните и изолиращите скали.

Еоценската преобладаващо труднопроницаема задруга обхваща наслагите на Конгломератно-мергелната задруга. Труднопроницаеми са теригенно-глинестите мергели и варовитите глини. Сред тях неравномерно, под формата на лещовидни тела, присъстват колекторни скали (гравелити, пясъчници и конгломерати).

преобладаващо Еоценската проницаема задруга обхваща наслагите на Обзорската свита. Груботеригенните скали, които изграждат нейния разрез, вероятно притежават добри колекторни показатели. Високата степен на напуканост на еоценските скали, явяваща се следствие от активни навлачни процеси, е благоприятен фактор, за формиране на колектори от порово-пукнатинен и пукнатинен тип. При тяхното изпитание, заедно с Конгломератно-мергелната задруга, е получен приток от газ.

В Източносредногорската зона в основата на разреза локално присъства Палеоценската слабопроницаема задруга, представена от Глинесто-теригенната формация. Тя, както и еоценските задруги в Бургаската депресия, лежат върху слабопроницаемите наслаги на седиментновулканогенния комплекс на горнокредния фундамент и изграждат единна слабопроницаема задруга. В тази зона присъстват и неподелени неогенски наслаги. Те се отнасят към *Неогенската слабопроницаема задруга,* която е изградена от седиментни наслаги с понижени петрофизични показатели. В **Бургаската депресия** палеогенският разрез в основата си е представен от *Средно-горноеоценската преобладаващо труднопроницаема задруга*, която обхваща глинестите наслаги на Равнецката и Мугриската свита. Освен това седиментите на двете свити, съответно глините, въглищните шисти и въглищата на Равнецката свита, както и глините и мергелите на Мугриската свита са отнесени към газогенериращите. Скалите-колектори са представени от пясъчниците и варовиците на Равнецката свита. Основно мергелите на Мугриската свита ги изолират отгоре.

Еоценско-миоценската преобладаващо проницаема задруга обхваща горната част на палеогенския разрез и включва наслагите на Конгломератната задруга, Галатската, Евксиновградската и Одърската свита. Проницаемите скали (пясъци, пясъчници, варовици), които изграждат основната част от разреза, се характеризират с повишени вместимостни и филтрационни показатели. Сред тях има пластове от труднопроницаеми глини.

По черноморския бряг, южно от Бургас и главно между Приморско и Ахтопол, са установени многобройни нефтени и газови прояви на повърхността. Газови прояви има в горноеоценските песъчливи пластове в сондажите Лъка, Каменар и Приморско. Газ-метан е установен и в плитките хидрогеоложки сондажи по долините на реките южно от Бургас (до р. Велека, включително).

## Заключение

Проведеното обобщаване на информацията за терциерните седименти от прибрежната част на Югоизточна България позволява да се направят следните по-важни заключения:

1. В Източнобалканската зона терциерният разрез на сушата е представен само от еоценски седименти, докато в прилежащата акватория присъстват и наслагите на олигоцена. В Бургаската депресия разрезът е изграден от средно-горнопалеогенски и неогенски наслаги.

2. Значителното съдържание на кластични седименти в разрезите, както и техните литоложки особености, представляват благоприятна предпоставка за присъствието на резервоарни скали. Еоценскомиоценските варовици в Бургаската депресия също се оценяват като скали с добри резервоарни възможности.

3. Основните подхранващи провинции са разположени в северозападната, западната и южната част на разглежданата територия. В северозападната част, областта на Предбалкана, източник на кластичен материал са юрски, епиконтинентален тип горнокредни и палеоценски седименти. В западната част, Средногорската зона, източник са горнокредните вулкански и флишки наслаги. В южната част, Странджанската зона, източник на кластичен материал са палеозойски, триаски, юрски и горнокредни седименти.

4. Отделените в терциерния разрез колекторни, труднопроницаеми и генериращи скални задруги са в по-

благоприятни взаимоотношения в Бургаската депресия. Предполага се, че те са с по-голяма дебелина в акваторията, което е положителен фактор за изграждане на природни резервоари с по-голям обем. В прибрежната част на Югоизточна България са установени многобройни нефтени и газови прояви.

5. Резултатите от изследванията са предпоставка за търсенето на природни резервоари в терциерния разрез на прилежащия Черноморски шелф на Югоизточна България във връзка с оценката на нефтогазоносната перспективност.

## Литература

- Балинов, В., П. Попов, Й. Йорданов, В. Велев. 1986. Предварителна оценка на нефтогазоносната перспективност на Странджанско-Сакарския край и прилежащия Черноморски шелф. – В: Странджанско-Сакарски сборник, IV, 6, 179-196.
- Боков, П., М. Дончева, М. Вакарелска, Н. Костова. 1998. Прогнозни ресурси и основни насоки на търсещопроучвателните работи за нефт и газ. – *Минно дело и геология*, 2-3, 2-10.
- Боков, П., М. Дончева, Н. Костова, М. Вакарелска. 2001. Нефтогазоносна перспективност на Южна България. – Геология и минерални ресурси, 7, 40-44.
- Боков, П., М. Дончева, Н. Костова, М. Вакарелска, В. Ценкова, С. Денкова. 2002. Нефтогазоносна перспективност на Източнобалканската зона и Източното Средногорие. – *Геология и минерални ресурси*, 1, 15-19.
- Венева, Р., П. Мандев, Г. Радев, Н. Коцева. 1979. Вместимостни свойства на мезо-кайнозойски скали от Странджа планина. – Сп. Бълг. геол. д-во, 40, 1, 77-83.
- Венева, Р., П. Мандев, Н. Коцева. 1981. Колекторски свойства на средномиоценските скали между с. Приморско и с. Мичурин. *Нефт. и въгл. геол., 14-15*, 86-97.
- Кънчев, И. 1995. Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100 000. Картен лист Долни Чифлик.
- Кънчев, И. 1995а. Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100 000. Картен лист Айтос.
- Петрова, А., Л. Михайлова, В. Василева. 1994. Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100 000. Картен лист Бургас.
- Петрова, А., Л. Михайлова, В. Василева. 1994а. Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100 000. Картен лист Поморие.
- Петрова, А., Х. Дабовски, Л. Михайлова, С. Савов, Г. Чаталов. 1995. Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100 000. Картен лист Царево, нос Силистар, Малко Търново и Резово.
- Чаталов, Г., Х. Дабовски, С. Савов, Л. Филипов, Г. Николов. 1995. Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100 000. Картен лист Желязково и Къркларели.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

## ПЕТРОЛОГИЯ НА КАФЯВИТЕ ВЪГЛИЩА ОТ ПИРИНСКИЯ БАСЕЙН

## Йордан Кортенски, Александър Здравков

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700; jordan\_kortenski@hotmail.com; alex\_zdravkov@abv.bg

РЕЗЮМЕ. Въглищният пласт в Пиринския басейн е опробван в два разреза по цялата му дебелина и са взети още 10 пластови проби. Въглищните аншлиф-брикети са изследвани в отразена бяла и флуорисцентна светлина в маслена имерсия и е измерен показател на отражение на хуминита. Показателят на отражение на хуминита (средно 0,455%) определя въглищата като кафяви блестящи. Установено е, че мацералите от група Хуминит преобладават (от 81,8 до 91,4% на органична маса) и са представени от текстинит, улминит, атринит, денсинит, гелинит и корполхуминит. Липоидните мацерали (спортинит, кутинит, резинит, алгинит, суберинит, флуоринит, екссудатинит и ипптодетринит) са в количество от 8,3 до 18,2%. Най-ниско е съдържанието на фюзенизирани мацерали (от 0,3 до 1,0%), като са представени предимно от фунгинит и по-малко фузинит и инертодетринит. Минералните примеси, определени микроскопски, са само глинести минерали и пирит в малко количество – от 0,3 до 11,9%. В отделни проби се наблюдава и марказит. Въглищата са изградени предимно от останки на висша широколистна растителност, при значително участие и на водораслови останки. Торфеното блато е било силно обводнено и средата е била слабоокислителна.

## PETROLOGY OF THE SUB-BITUMINOUS COAL FROM THE PIRIN BASIN, BULGARIA

#### Jordan Kortenski, Alexander Zdravkov

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; jordan\_kortenski@hotmail.com; alex\_zdravkov@abv.bg

ABSTRACT. The coal seam from the Pirin Basin has been sampled in two sections. In addition ten bulk samples have been also collected. Microscopical investigations using reflected and fluorescent light and reflectance measurements were processed. Based on the reflectance values (avg. 0.45%) the coal was defined as sub-bituminous C-B. Huminite group macerals (textinite, ulminite, attrinite, densinite, gelinite and corpohuminite) are dominant, composing 81.8 to 91.4 vol. % (mmf) of the coal. Liptinite macerals are represented by sporinite, cutinite, resinite, alginite, suberinite, fluorinite, exsudatinite and liptodetrinite in amount from 8.3 to 18.2 vol.% (mmf). The macerals from Inertinite group in Pirin coal are presented in amounts below 1vol.%. The later are represented mainly by funginite. Rarely fusinite and inertodetrinitie can be observed. The mineral matter is composed predominantly of clay minerals. Low amounts of pyrite (0.3 to 11.9 vol.%) and marcasite were also establised. The coal is mainly composed by remains from angiosperm vegetation. However, the significant amounts of algae indicate that the coal was deposited in an environment, characterized by high water level and weakly oxic conditions.

## Въведение

Пиринският басейн се намира в Югозападна България. Той попада в границите на Пернишката въглищна провинция, в която въгленостността е свързана с Палеогенската въглеобразувателна фаза. Петрографски изследвания на въглищата от Пиринския басейн са правени от Константинова (1964, 1972) и от Вълчева и Александров (1981). Описание на един профил на въглищния пласт в басейна по данни на Вълчева е приложено и от Ескенази и Чубриев (1984) при геохимичната характеристика на пиринските въглища.

Целта на настоящата работа е да актуализират петрографските изследвания, като чрез флуорисцентна микроскопия се допълнят данните за липоидните мацерали. Освен това при проведено опробване в 12 профила на въглищния пласт да се установи изменението на мацералния състав по площ и по разрез.

## Геоложки особености

За подложка на въгленосните къснопалеогенски седименти служат докамбрийски гнайси, шисти,

гнайсошисти, мигматити амфиболити, лептинити, и мрамори, както и интрузивни и вулкански скали (гранити, франодиорити. кварцмонцонити. феноандезити. фенодацити) с кредна и палеогенска възраст. Въгленосните наслаги са поделени на: Логодашка свита. Изградена е от пясъчници и глинести пясъчници, сред които се вклинват дебели пластове от олигомиктови брекчи и брекчоконгломерати (с гнайсови и мигматитови късове). Дебелината на свитата надхвърля 700-800 m. Възрастта й е определена като късно-еоценска. Качовска свита. Изградена е от пясъчници, прослоени в долната част от конгломерати, а в горната част от алевролити. Дебелината й е около 370 m. Възрастта на свитата е среден олигоцен (Маринова, Загорчев, 1993). Горещишка свита. Лежи над Качовската свита и започва с песъчливи въглищни аргилити и Брежанския въглищен пласт. Установен е един основен въглищен пласт с дебелина от 0,5 до 34 m, като се откриват до 3 пласта-спътници с малка дебелина и ограничено площно разпространение. Върху въглищния пласт залягат битумолити с дебелина до 29 m. Над тях следват алевролити, аргилити, пясъчници. Общата дебелина е около 100 m (Маринова и Загорчев, 1993). Покрива се съгласно от Ракитнишката свита. Възрастта на свитата се определя на среден-късен

1970). олигоцен (Чернявска. Ракитнишка свита. Изградена е главно от пясъчници, сред които се прослояват песъчливо-глинести конгломерати И алевролити. Дебелината й е около 400 m. Възрастта й е среден-късен олигоцен (Маринова, Загорчев, 1993). Лулевска свита. Изградена е от битумолити, пясъчници, алевролити, песъчливи аргилити и кафяви въглища и представлява второ битуминозно и въгленосно ниво. Възрастта й е късноеоценска, а дебелината 100-150 m (Вацев, 1984). Кватернерните образувания са представени от пролувиални и алувиални седименти, последните имащи значително развитие по долините на р. Струма и останалите реки в района. Те са изградени от дребнокъсови полигенни чакъли. дребнодо грубозърнести пясъци и глинести пясъци. Дебелината им в долината на р. Струма достига до 15-20 m (Маринова, Загорчев, 1993). Въгленосните седименти на Пиринския въглищен басейн запълват грабенова структура – Брежанския грабен. Той е ориентиран в ССЗ-ЮЮИ посока. Образуван е в резултат на блокови движения, които са твърде интензивни през средния олигоцен. В резултат на тези движения в рамките на Струмския разломен сноп се образува Брежанския грабен.

## Материал и методика

Въглищният пласт е опробван в два разреза по цялата му дебелина и са взети още 10 пластови проби. Общия брой на изследваните проби е 31. За изследване на петрографския състав въглищата са смлени до 1 mm, споени с епоксидна смола и полирани. Така изработените аншлиф-брикети са изследвани в отразена бяла и флуорисцентна светлина в маслена имерсия на микроскоп NU-2, снабден с приставка за флуорисцентна микроскопия. Мацералният анализ е извършен по т.н. "two-scan" метод (Taylor et al., 1998), съобразно изискванията на ISO-7404-3. Използвано е автоматично броячно устройство тип Eltinor 4, за да се определи процентното съдържание на мацералите и минералите, като във всяка проба са снемани отчети от минимум 600 точки. На микроскоп Leica DMRX с микрофотометър MPV-SP, при дължина на вълната 546 nm, маслена имерсия (nd=1.515), обектив 50x/0.85 и еталон Gadolinium-Gallium-Garnet (R=0,899) (ISO-7404-5) съгласно стандарта е измерена отражателната способност на витринита (хуминита) в 100 точки във всеки шлиф.

## Резултати и дискусия

Във въглищата от Пиринския басейн е измерен показател на отражението от 0,35 до 0,63%. Средната отражателна способност в отделните проби варира от 0,419 до 0,52 (средно 0,455%). Тези стойности определят въглищата като такива с нисък ранг. Част от замерванията на отражението се доближават до граничната стойност на въглища със среден ранг – 0,6%, като известен минимален процент (до 5%) от тях дори са с по-високи стойности.

В пиринските въглища преобладават гелифицираните мацерали, а присъствието на инертинитови мацерали е незначително.

*Група Хуминит.* Мацералите от тази група са със съдържание от 81,8 до 91,4% на органична маса (табл. 1).

Текстинитът е установен само в половината от шлифите, като количеството му е до 1% (табл. 1). За него са характерни лещообразни тела, най-вероятно останки от корени на висши растения. Често клетъчните отвори са запълнени с корпохуминит (флобафинит) (Фиг. 1а). Съдържанието на мацералния тип еу-улминит е по-високо това на текстоулминита. Количеството ОТ на текстоулминита се променя в по-тесен интервал – от 0.6 до 12.4% и част от пробите е много малко, докато това на еу-улминита варира от 10,1 до 44,7% (табл. 1). И двата мацерални типа на улминита се наблюдават под формата на издържани ивици с различна дебелина (Фиг. 1b) или като лещи сред хумодетринита (Фиг. 1е). Клетъчните им отвори много рядко са запълнени с резинит. Мацералите от подгрупа Хумодетринит са с най-високо съдържание, в част от пробите надвишаващо сумарното количество на всички останали мацерали (табл. 1). Количеството им варира от 35,6 до 69,5 % (табл. 1). Атринитът асоциира предимно с минералното вещество (Фиг. 1c, d) и с детритус от липоидни и инертинитови мацерали в отделни прослойки. Съдържанието на денсинит рязко преобладава особено в прослойки с по-малко минерално вещество (Фиг. 1a, f, g). Гелинитът не се установява единствено в три от изследваните проби, като в останалите съдържанието му варира от 0,3 до 11,3% (табл. 1). Преобладаващ мацерален тип е поригелинитът, запълващ клетъчни отвори в текстинит и текстоулминит (Фиг. 1d). Количеството на корпохуминита варира в широки граници – от 1.3 до 13.7% (табл. 1). Наблюдавани са и двата му мацерални типа – флобафинит и псевдофлобафинит. Флобафинитът е отложен предимно в клетъчните отвори на текстинит (Фиг. 1с, d) и текстоулминит.

Група Липтинит. Съдържанието на липоидни мацерали като цяло не е много високо и варира от 5,0 до 18,2% като преобладават липтодетринитът, алгинитът и на места споринитът (табл. 1). Съдържанието на споринит варира от 0,3 до 5,1% (табл. 1). Наблюдава се само микроспоринит, който е добре запазен. Споринитът се среща като единични тела (Фиг. 2а) и по-рядко образува струпвания от послойно разположени микроспори. Често асоциира с алгинит (Фиг. 1а) Количеството на кутинита е от 0,3 до 4,7% като в част от пробите не се установява (табл. 1). Кутинитът е често разкъсан, но понякога се наблюдава и добре запазен (Фиг. 2b). Асоциира с най-често с еуулминит, който изгражда листни тъкани. Съдържанието на резинит е незначително. Установява се в единични проби с количество от 0,3 до 1% (табл. 1). Резинитът запълва клетъчни отвори на улминит (Фиг. 2d). Рядко се среща и детритен резинит, разпръснат сред основната маса (Фиг. 1с). Алгинитът е един от главните липоидни мацерали в пиринските въглища. Количеството му достига до 4.6% (табл. 1). Наблюдава се като единични малки тела (Фиг. 1a, f; 2a, b, f) или струпвания. Алгинитът често асоциира със споринит (Фиг. 2a), кутинит (Фиг. 2b) или флуоринит. Съдържанието на флуоринит е минимално. Установен е само в част от пробите, като количеството му е от 0,3 до 2% (табл. 1). Образува лещообразни струпвания в денсинита (Фиг. 2с). Екссудатинитът не се установява във всички проби. Съдържанието му варира от 0,3 до 1,8% (табл. 1). Наблюдава се предимно в клетъчните отвори на



Фиг. 1. Мацерали и минерали във въглищата от Пиринския басейн (отразена светлина, маслена имерсия): а – текстинит (T), корпохуминит (Ch), алгинит (A); b – тексто-улминит (TU), еулминит (EU); с – атринит (At), минерални примеси (MM) корпохуминит (Ch), детритен резинит (Rd); d – корпохуминит (Ch) и поригелинит (G), запълващи клетъчни отвори в тексто-улминит, атринит (At), инертодетринит (Id); е – фузинит (Fs), еуулминит (EU); f – инертодетринит (Id), алгинит (A), фунгинит (F), фрамбоидален пирит (Ру); g – инфилтрационен пирит (Ру<sup>i</sup>), марказит (Mz); h – фрамбоидален пирит (Ру<sup>i</sup>)

poбa	F-	5	B	ч	თ	РН	HUM	Sp	Cu	æ	A	Н	Sb	ш	Ld	LIPT	р	ш	Fs	INERT	MM
	2,0	5,7	41,3	4,7	2,3	36,3	91,3	1,7	2,7	0'0	0,0	0,3	0,7	0'0	2,3	7,7	0'0	0,	0'0	1,0	3,0
	0,3	3,0	21,3	4,3	5,7	50,9	85,5	1,0	3,3	0,0	0,7	2,0	0'0	0'0	8,0	15,0	0'0	0,0	0'0	0'0	3,0
	0,7	2,3	21,3	0'0	5,0	53,3	91,6	1,7	2,0	0'0	0,0	0'0	0,0	0'0	4,7	8,4	0,0	0,0	0'0	0'0	8,3
	1,0	2,0	18,2	3,7	11,3	52,7	83,9	2,3	1,0	0'0	0,7	0,7	0,0	0'0	4,7	9,4	0,0	1,7	0'0	1,7	5,0
	3,3	1,0	19,0	8,0	4,0	51,3	86,7	2,3	1,3 L	0,3	0,7	1,7	0'0	0'0	6,0	12,3	0,3	0,7	0,0	1,0	2,7
	1,0	1,7	15,3	8,6	3,3 2,3	58,0	87,9	<del>د</del> .1	1.3 6	1,0	0,3	1,3	0'0	0'0	5,3	10,5	0,3	1,0	0,3	1,6	3,3
	1,7	2,3	20,7	6,7	7,7	48,3	87,4	2,0	2,3	0,3	0,3	1,7	0'0	0'0	4,0	10,6	0'0	2,0	0'0	2,0	2,3
	0'0	1,7	16,,2	8,7	з,3 3,3	58,0	87,9	1,3	1.3	0,1	0,3	1,3	0'0	0'0	5,3	10,5	0,3	0.1	0,3	1,6	3,3
	0'0	1,0	34,0	7,0	3,3	45,7	92,0	1,3	1,0	0'0	0'0	0'0	0'0	0'0	5,0	7,3	0'0	0,7	0,0	0,7	2,3
	1,7	1,7	44,7	7,3	2,3	35,6	94,3	0,7	0,1	- -	0'0	0,3	00	0'0	2,0	5,0	00	0.7	0,0	0,7	3,3
	0'0	0,7	34,0	3,7	5,0	46,9	89,4	1. 1.3	2,3	0'0	1.7	0,3	0,0	0'0	5,0	10,6	0'0	0.0	0,0	0.0	0.7
10 3a	∩p.A						88,9								•	9.75				0,95	3,38
	0,3	2,0	23,7	11,0	2,7	55,3	93,0	2,7	1,3 6,	0'0	0'0	0'0	0'0	0'0	3,0	2,0	0'0	0'0	0.0	0'0	0,7
	1,7	4,0	32,7	6,0	2,0	45,6	92,0	0,3	1,7	0,3	0'0	0,3	0'0	0'0	4,7	7,3	0'0	0,7	0'0	0,7	0,7
	1,0	0,7	12,9	5,7	1,3	61,7	83,3	2,0	4,7	0'0	0,7	0'0	0'0	0,3	5,3	13,0	0'0	3,7	0,0	3,7	0,7
	1,0	2,7	33,0	11,7	4,7	48,3	91,4	3,3	0'0	0,0	0'0	0'0	0'0	0'0	4,3	7,6	0'0	0.1	0'0	1,0	1,0
	1,3	1,7	38,3	8,3	2,3	40,5	92,4	1,7	3,0	<del>ل</del> در	0'0	0'0	0'0	0'0	1,7	7,3	0'0	0,3	0'0	0,3	6,7
	0,3	1,7	34,3	6,7	3,3	44,0	90,3	2,0	1,7	0,0	0,0	0'0	0'0	0,0	4,0	7,7	0'0	2,0	0'0	2,0	0,7
	0,0	1,7	25,7	0 <sup>°</sup> 0	4,0	52,7	93,0	0,3	0,7	0'0	0,7	1,0	0,0	0'0	4,0	6,7	0'0	0,3	0,0	0,3	5,0
	0'0	1,3	18,0	13,7	3,0	54,7	90,7	2,0	3,0	0'0	0,0	0,0	0'0	0'0	а, а С, С	8,3	0'0	1,0	0,0	1,0	5,7
	0'0	1,7	24,7	6,3	5,0	53,9	88,3	1,3	0,7	0'0	0,3	1,0	0'0	0'0	5,7	9,0	0'0	2,7	0'0	2,7	10,3
	0,3	2,3	26,3	8,3	2,7	51,4	91,3	0,7	1,3	0'0	1,7	0'0	0'0	0'0	3,7	7,4	0'0	1,3	0'0	1,3	0,7
IO 3a	Πp.B						90,57									8,13				1,3	3,22
	0,0	1,9	10,1	9,1	0,6	66,2	87,9	2,8	0'0	0,3	2,8	0'0	0'0	0,3	5,9	12,1	0'0	0'0	0'0	0'0	3,3
	0,0	0,6	12,8	8,5	0'0	69,5	91,4	2,0	0,7	0,0	2,3	0'0	0'0	0'0	3,3	8,3	0,0	0,3	0'0	0,3	2,8
	0'0	7,9	17,4	2,0	0'0	60,7	87,9	2,8	0'0	0'0	3,1	0'0	0,0	0'0	5,2	11,1	0'0	0,1	0'0	1,0	7,7
	0,3	7,7	27,4	6,0	0,7	48,5	90,6	1,0	0'0	0'0	4,0	0'0	0'0	0'0	3,7	8,8	0'0	0,7	0'0	0,7	6,1
	0,0	8,6	21,4	1,3	0'0	56,5	87,9	3,0	0'0	0,0	3,0	0'0	0'0	1,0	5,3	12,1	0'0	0,0	0'0	0'0	. 6,3
	0,0	12,4	20,6	3,2	1,0	48,8	85,8	4,1	0,3	0'0	4,4	0'0	0'0	0,3	4,7	13,8	0'0	0,3	0'0	0,3	6,8
	1,0	10,0	18,0	2,6	0,3	49,9	81,8	5,1	0,4	0'0	4,0	0,4	0'0	7	7,3	18,2	0'0	0'0	0'0	0'0	11,9
	0,3	9,1	18,1	1,7	1,0	55,7	85,9	3,2	0,4	0,0	3,2	0,7	0,0	1,8	3,9	13,1	0,3	0,7	0'0	1,0	8,4
	0,3	7,8	25,2	2,6	1,3	47,6	84,8	3,2	0,4	0,0	4,6	0,0	0'0	0,7	6,4	15,2	0'0	0'0	0'0	0'0	6,1
	0,3	7,7	20,0	6,2	2,2	49,5	85,8	4,0	0'0	0,0	4,0	0'0	0,0	0,7	5,0	13,6	0'0	0'0	0,0	0,6	0,3
9							87,44									12,02				0.51	5.52

Таблица 1 Мацерален състав на въглищата от Пиринския басейн



Фиг. 2. Липоидни мацерали във въглищата от Пиринския басейн (флуорисцентна светлина, маслена имерсия): а – микроспоринит (Sp), алгинит (A); b – кутинит (Cu), алгинит (A), екссудатинит (E) в клетъчните отвори на тексто-улминит, липтодетринит (Ld); с – флуоринит (FI); d – резинит (R) в клетъчните отвори на тексоулминит; е – екссудатинит (E) в клетъчни отвори на текстоулминит; f – екссудатинит (E) в камерите на фунгинит

текстоулминит или на фунгинит (Фиг. 2e, f). Суберинит е установен само в една от изследваните проби, като се наблюдава под формата на издържана ивица, асоциираща с еу-улминит. Липтодетринитът (Фиг. 2b) се установява неравномерно разположен в атринита и денсинита. Той е най-често срещания липоиден мацерал и количеството му варира от 2 до 8% (табл. 1). Асоциира с останалите липоидни мацерали, най-често с алгинит и споринит.

Група Инертинит. Присъствието на мацералите от тази група е символично, тъй като съдържанието им е ниско – от 0,3 до 3,7% (табл. 1). Фунгинитът присъства като единични тела, като в част от изследваните проби съдържанието му е от 0,3 до 3,7% (табл. 1). Установяват се тъкани на гъби (мицели, плектенхим) (Фиг. 2с) и едно- и многокамерни спори на гъби по ICCP (2001) (Фиг. 1с). Често телата са пиритизирани (Фиг. 1f), а в камерите е отложен екссудатинит (Фиг. 2f). Инертодетринитът се наблюдава като единични късчета (Фиг. 1d, f) в денсинита, като само в отделни проби и то предимно по разреза на пласта количеството му е 0,3% (табл. 1). Фузинит (Фиг. 1е) е установен в 2 проби по разрез А на пласта, в които съдържанието му е 0,3% (табл. 1). Наблюдавани са единични лещи с малки размери.

Минерални примеси. Представени са предимно от фрамбоидален (Фиг. 1f, h) и евхедрален (Фиг. 1b) пирит и глинести минерали (Фиг. 1c). По-рядко се наблюдава инфилтрационен пирит (Фиг. 1g), запълващ пукнатини във органичната маса. В част от пробите се наблюдават и дендритовидни марказитови агрегати (Фиг. 1g) Количеството им във въглищата не е голямо и е разпределено почти равномерно по разреза и по площта на пласта.

Разпределението на мацералите по разреза на пласта и в двата опробвани профила е почти равномерно. Прави впечатление повишеното съдържание на алгинит в долната част на пласта и в двата профила (табл. 1), което явно е резултат от постепенното заблатяване на водния басейн. Торфеното блато и било силно обводнено в следствие на което термичната деструкция на материала е била минимална, за което свидетелства ниското съдържание на инертинитови мацерали. Съдържанието на отделните мацерални групи е почти равномерно по площ в опробвания участък, като само в една точка (пр. 7), количеството на липоидните мацерали (главно споринит и липтодетринит) е по-високо за сметка на гелифицираните мацерали (табл. 1).

## Заключение

В пиринските въглища преобладават гелифицирани мацерали, като количеството им варира в тесни граници

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

както по разреза, така и по площта на въглищния пласт. Съдържанието на липоидни мацерали като цяло не е много високо. В долната част на пласта съдържанието на алгинит е повишеното и в двата профила което явно е резултат от постепенното заблатяване на водния басейн. Петрографските особености на изследваните въглища и по-специално липсата на импрегнирани със смоли тъкани указват за преобладание на широколистна растителност в палеоблатото. Това заключение се потвъждава и от палеоботаничните изследвания на тези въглиша (Паламарев, 1963). Торфеното блато и било силно обводнено, в следствие на което термичната деструкция на материала е била минимална. Обстановката на седиментация по време на торфогенезата е била спокойна и в торфеното блато е постъпвало не-голямо количество теригенен материал.

## Литература

- Вацев, М. 1984. Литостратиграфия на палеогенските седименти от Брежанския грабен. – В: Проблеми на геологията на югозападна България. С., Техника, 36-42.
- Вълчева, С., П. Александров. 1981. Петрологична характеристика на въглищата от Пиринския басейн. – Год. СУ, ГГФ, 71, 1, 289-302.
- Ескенази, Гр., З. Чубриев. 1984. Елементы-примеси в углях месторождения Пирин. *Сп. Бълг. геол.* ∂-во, 1, 56-72.
- Константинова, В. 1964. Петрогонетическа характеристика на старотерциерните въглищни басейни в Югозападна България. – Изе. НИГИ, 1, 317-328.
- Константинова, В. 1972. Приложение на диференциалнотермичния анализ при определяне степента на овъгляване и на петрографския състав на кафявите въглища у нас. – Год. Гл. упр. геология, 16, 338-350.
- Маринова, Р. 1993. Обяснителна записка към геоложката карта на България. М 1:100000, Картен лист Благоевград, С., 68 с.
- Маринова, Р., И. Загорчев. 1993. Геоложка карта на България М 1:100000. Картен лист Разлог. Обяснителна записка. С., 62 с.
- Паламарев, Ем. 1963. Фосилната флора на Пиринския въгленосен терциер. – Изв. бот. инст. БАН, 11, 69-101.
- Чернявска, С. 1970. Спорополенови зони в някои старотерциерни въгленосни седименти в България. Изв. ГИ, Сер. Страт. и литол., 19, 79-100.
- *ICCP.* 2001. The new inertinite classification (ICCP System 1994). *Fuel*, 80, 459-471.
- Taylor, G. H., M. Teichmüller, A. Davis, C. F. K. Diessel, K. Littke, P. Robert. 1998. Organic Petrology. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 704 p.

## ПРОСТРАНСТВЕНИ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАЗПРЕДЕЛЕНИЕТО НА СЪДЪРЖАНИЯТА НА МЕД, ЗЛАТО И СРЕБРО В ЗИДАРОВСКОТО РУДНО ПОЛЕ – УЧАСТЪЦИ ЮРТА И КАНАРАТА

## Калин Русков, Светлозар Бакърджиев

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

РЕЗЮМЕ. Зидаровското рудно поле е разположено на около 15-20 км южно от гр. Бургас. Районът е изграден предимно от сенонски вулканогенни, седиментни и интрузивни скали. Резултат от постмагматични хидротермални процеси са жилите със злато-медни и злато-полиметални руди. Рудната минерализация е развита в два участъка – Канарата в централната част (Cu-Au-Bi) и Юрта (Pb-Zn-Cu-Au) в север-северозаданата част на рудното поле, като рудни жили по протежение на разломите. Зидаровското рудно поле представлява жилен тип находище с полиетапна минерализация. Представени са резултатите от геостатистическата обработка на проби от предварителното и детайлно проучване на находище Зидарово. Данните са обработени чрез тримерен вариограмен анализ на базата на експоненциален модел, който е използван за определяне на пространствената променливост на съдържанията на Au, Ag и Cu. С цел по-прецизното извеждане на вариограмните модели са използван за определяне на пространствената променливост на съдържанията на Au, Ag и Cu. С цел по-прецизното извеждане на вариограмните модели са използвани автоматизирани процедури, по метода на най-малките квадрати, за апроксимация на експерименталните вариограмните модели са използвани автоматизирани процедури, по метода на най-малките квадрати, за апроксимация на експерименталните вариограмните модели са използвани автоматизирани процедури, по метода на най-малките квадрати, за апроксимация на експерименталните вариограмните то Оценено е пространственото разпределение на тези елементи. Първичните данни представляват съдържанията на трите разглеждани елемента в групови проби от всеки сондаж. За нуждите на модела е съставен цифров модел на отделните типове вместващи скали не са анализирани, съставените тримерни модели имат приблизителен и обобщаващ характер.

## THE SPATIAL CHARACTERISTICS IN DISTRIBUTIONS OF THE Cu, Au AND Ag CONTENTS FROM THE ZIDAROVO ORE FIELD – YURTA AND KANARATA SECTORS

Kalin Ruskov<sup>1</sup>, Svetlozar Bakardjiev<sup>1</sup>

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

ABSTRACT. The Zidarovo ore field is located 15-20 km south from Bourgas. Senonian volcanic, sedimentary and intrusive rocks are developed in this region. Results of the post magmatic hydrothermal process are veins with gold-copper and gold-polymetallic ores. The ore mineralization is developed in two sectors – Kanarata is in the central part (Cu-Au-Bi) and Yurta (Pb-Zn-Cu-Au) is in the N-NW part of the ore field as veins along the faults. The Zidarovo ore field represents a vein type deposit with multistage mineralization. Results from geostatistical processing of samples from the preliminary and detail exploration of Zidarovo deposit are discussed. The primary data represent element contents in composite samples from each drill. The data are processed by three dimensional variogram analyses based on exponential model used for determination of spatial variability of the data. For more precise determination of variogram models were used automatic routines of Least Squares method applied for approximation of experimental variogram values. The spatial distributions of the elements Au, Ag and Cu are evaluate. Digital terrain model is constructed for the modeling purposes and it is used as boundary to exclude eroded part. Because the spatial characteristics of rock types are not separately analyzed these models are proximal and generalized.

## Въведение

Основната задача на това изследване е определянето на пространствените закономерности в разпределението на съдържанията на мед, злато и сребро в участъци Юрта и Канарата от Зидаровското рудно поле. За изявата на търсените особености в разпределението на рудните елементи са използвани съвременни статистически и геостатистически процедури.

Зидаровското рудно поле е разположено на около 25 км. южно от гр. Бургас, в землищата на селата Зидарово, Извор, Димчево и Крушенец. Образуването му се обуславя от развитието на Зидаровската вулкано-плутонична структура от централен тип, която за пръв път е спомената от Г. Станишева-Василева и Л. Василев (1972), и впоследствие подробно описана от Рашков и др. (1978), Попов (1981) и др. Резултат от постмагматичните хидротермални процеси е формирането на жилите със злато-медни и злато-полиметални руди. Морфологията на рудните тела е доста сложна, тъй като освен по основните разломи промишлено орудяването е развито и на значително разстояние по оперяващите разломни нарушения. Наличието на многобройни апофизи придава на рудните тела характер на сложна по морфология орудена зона. В рудното поле са обособени две находища – Канарата в непосредствена близост до интрузива и Юрта, което заема северозападната част на рудното поле. Двете находища имат различен минерален състав – в Канарата преобладава медно-бисмутов тип орудяване, докато за находище Юрта са характерни меднополиметални минерални асоциации със злато (Попов и др., 1993).

Попов (1980) отделя три етапи в развитието на горнокредната магмена дейност: ефузивен, субвулканскидайков и хипоабисален-интрузивен, като отделените етапи отговарят на описаните от Рашков и др. (1978) трахиандезито-трахибазалтов, базалт-трахибазалтов и габро-сиенитов етапи. По време на отделените етапи последователно се образуват Зидаровският вулкан, Зидаровският дайков пръстеновиден комплекс, като Попов (1980) го обозначава като рингова структура и Зидаровският интрузив, които се представят като отделни елементи от комплексната Зидаровска вулкано-плутонична структура.

Районът е изграден предимно от сенонски вулканогенни. седиментни и интрузивни скали (Фиг. 1). Вулканските скали на Зидаровската палеовулканска структура образуват комплекс с дебелина достигаща 2000-2500 m, който е представен от редуващи се лавови потоци и покрови с пирокластични материали (Попов, 1981). Лавовите скали преобладават в централните части на района в близост до предполагаемото гърло на вулкана, докато в периферията преобладаващи са пирокластичните скали. Рашков и др. (1978) отделят два етапа във формирането на вулканския андезит-базалтов комплекс \_ И трахиандезиттрахибазалтов. Вулканските скали са представени от трахибазалти, левкотрахибазалти, трахиандезити, латити и трахити, като преобладават по-базичните разновидности. На север скалите от разреза на Зидаровския вулкан се зацепват със скалите на Върлибрежкия, докато на североизток и изток с тези от Росенския вулкан (Попов и др., 1993). Субвулканският дайков комплекс е образуван след приключването на ефузивната дейност и бележи нов етап на развитие. Той е представен от многобройни дайки с доста разнообразен състав, образувани след приключването на активната дейност на Зидаровския вулкан и преди внедряването на Зидаровския интрузив. По-състав дайките са близки до ефузивните скали и са представени от трахибазалти до кварцови трахиандезити. Маринов и Байрактаров (1981) описват левцитови базанити, левцитови тефрити до фонотефрити, мелатрахиандезити трахибазалти. И кварцови Зидаровският интрузив представлява трахиандезити. удължено в север-западна посока тяло и в разкритата си част има размери 1,2x5 km. Интрузива има разкрития в централните части на рудното поле и е съставен от есексити. монцонити, монцодиорити и алкални кварцсъдържащи сиенити (Маринов, 1980). Най-голямо разпространение имат монцонитите и монцодиоритите. Местоположението и формата на интрузива маркират положението на магмопроводящия разлом, който контролира развитието на Зидаровската вулканоплутонична структура (Попов, 1981).

По-долу в текста са описани отделните етапи в приложената методика на изследване. За изява на пространствените закономерности в разпределението на рудните елементи използвана основно e геостатистическата процедура на вариограмния анализ, докато приложените методи на едномерния статистически анализ са предназначени за предварителната обработка ипи "опознаването" на данните. В стандартния статистически анализ на данните е търсен вероятностния модел за описание на данните при първоначална хипотеза за логнормален закон. Методите на едномерния статистически анализ са приложени преди същинската геостатистическа обработка на данните и служат за описание на разпределението на разглежданите елементи.

За нуждите на цялостната интерпретация на данните са определени корелационните зависимости между отделните двойки химични елементи, които са представени във вид на корелационни матрици. Всеки един от приложените анализи има характер на самостоятелно изследване, което обслужва различни геоложки задачи.



Фиг. 1. Геоложка карта Зидаровското рудно поле (по Рашков и др., 1978)

# Данни използвани при анализите и предварителна обработка

Използвани са сондажни данни от предварителното и детайлното проучване на находище Зидарово. За участък Канарата са използвани общо 20222 секционни проби от 250 бр. наклонени сондажи, които са разположени в 59 проучвателни линии, при азимути 30-245° и наклони в границите 90-75°. Проучвателните линии са прокарани приблизително през 50 m. За участък Юрта броят на използваните за анализите секционни проби е 3457. Броят на използваните сондажи е 94, като са ориентирани по проучвателни линии в приблизителна мрежа 50x50 и са прокарани наклонено под ъгъл 75°. Също така, за характеризиране разпределението на съдържанията в рудна зона 50 на участък Юрта, са използвани данните от експлоатационното и проучване. Броят на тези данни е 957. Сондажите са опробвани по секционния метод, а в минните работи пробите са вземани от забоите, стените и таваните. В галериите забоите са опробвани при среден интервал 2,5 m.



Фиг. 2. Дигитален модел на релефа на участъци: а – Юрта; б – Канарата, с означено местоположението на използваните сондажи

От таблиците със статистическите параметри (табл. 1) на разглежданите елементи е видно, че те се характеризират с много добре изразени положително-асиметрични разпределения, тъй като голямата чат от данните са с ниски съдържания и само малка част от тях има измерени съдържания съответния по-високи на елемент (стойностите за медта са в мерни единици %, а за златото и среброто в ppm). Тази форма на разпределение е често срещана при геоложкото изследване на поведението на даден елемент. Асиметричното разпределение характеризира наличието на привнос или износ на дадения елемент (Попов, 2002). Наличието на положителна асиметрия в кривата на разпределение може да бъде интерпретирано като привнос на вещество от наложен рудообразувателен процес, т.е. асиметрията може да бъде обяснена с наличието на голям брой нормални съдържания, които са характерни за съответния вид скала, и въздействието на допълнителен генетичен процес довел до повишение на съдържанията в някои от участъците (Попов, 2002). На фигура 3 са дадени хистограмите на елементите за рудна зона 50 на находище Юрта.

Създаден е и цифров модел на релефа, на който е показано местоположението на използваните сондажи (Фиг. 2). Той може да се ползва от геостатистическия модел като ограничителна повърхност за изключване на отнесените от ерозията части. Поради ниските съдържания на елементите И недостатъчната чувствителност на използвания емисионно-спектрален анализ, в част от пробите не е установено присъствието на някои елементи. В тези случаи, на тези проби са присвоени стойности равни на половината от долния праг на чувствителност на анализа за дадения елемент. Друг възможен подход е да бъдат присъдени стойност нула (т.е. няма съдържание на дадения елемент). Между двата варианта на заместване на практика не се получават съществени различия, тъй като и в двата случая приписваните стойности са ниски – от областта на минимума на разпределение за дадения елемент. Статистическите параметри са пресметнати поотделно за двата разглеждани участъка и за рудната зона от участък Юрта.

## Корелационни зависимости между елементите

Тъй като пресмятането на коефициента на корелация представлява и един вид стандартизиране на данните, то този показател не се влияе от възможните различия в мерните единици или мащабността на сравняваните променливи. В таблици 2, 3 и 4 са представени корелационните матрици, характеризиращи взаимовръзките между всички възможни отделни двойки от химични елементи по изследваните площи (включени са и елементите олово и цинк). Най-високи са стойностите на коефициента на корелация между оловото и цинка, както и между среброто и медта, като стойностите на коефициента на корелация между тези двойки елементи са по-високи за участък Канарата. Участък Юрта се характеризира с повисоки стойности на корелацията между златото и медта и златото и среброто. В таблица 5 е показана корелационната матрица на елементите за рудна зона 50 на находище Юрта (най-висока е корелацията между златото и среброто – 0,622).



Фиг. 3. Хистограми по съдържанията на мед, злато и сребро за рудна зона 50 на находище Юрта

## Таблица 1

Статистически параметри на данните от предварителното и детайлно проучване за участъците Канарата и Юрта, както и от експлоатационното проучване на участък Юрта

	Брой данни	Минимум	Максимум	Медиана	Средно аритметично	Стандартно отклонение	Дисперсия	Асиметрия	Ексцес
				у	частък Канарата-Ю	Dpma	•	•	
Cu	23552	0.00005	14.340	0.00005	0.081	0.467	0.218	14.264	278.161
Ag	23550	0.5	190.000	0.5	0.790	3.491	12,187	31.504	1337.35
Au	23535	0.001	20.800	0.001	0.023	0.264	0.070	44.870	2697.32
	участък Канарата								
Cu	20176	0.00005	14.340	0.00005	0.084	0.502	0.252	13.223	240.164
Ag	20175	0.5	190.000	0.5	0.809	3.7228	13.85	30.166	1205.20
Au	20175	0.001	12.400	0.001	0.018	0.201	0.070	40.403	2147.85
					участък Юрта				
Cu	3446	0.00005	7.830	0.00005	0.008	0.142	0.020	49.487	2693.72
Ag	3445	0.5	43.000	0.5	0.676	1.463	2.143	14.400	291.677
Au	3420	0.001	20.800	0.001	0.056	0.492	0.242	31.625	1193.44
				Учас	стък Юрта – Рудна	зона 50			
Cu	932	0.00005	22.000	0.100	0.194	0.766	0.587	24.614	688.53
Ag	900	0.005	185.000	2.7	5.836	10.152	103.06	4.83	36.11
Au	884	0.001	129.200	3.000	6.317	10.419	108.550	4.719	34.296

#### Таблица 2

Корелация между съдържанията на елементите – участък Канарата

<b>,</b>		-			
	Pb	Zn	Cu	Ag	Au
Pb	1.000				
Zn	0.863	1.000			
Cu	0.073	0.045	1.000		
Ag	0.172	0.092	0.416	1.000	
Au	0.021	0.010	0.123	0.062	1.000

## Таблица 3

Корелация между съдържанията на елементите – участък Юрта

-	Pb	Zn	Cu	Ag	Au
F b	1.000				
Z	0.511	1.000			
C u	0.035	0.001	1.000		
A g	0.571	0.560	0.360	1.000	
A	0.193	0.044	0.058	0.199	1.000

Таблица 4

Корелация между съдържанията на елементите – участък Канарата-Юрта

ĺ	Pb	Źn	Cu	Ag	Au
F b	1.000				
Z n	0.728	1.000			
C U	0.066	0.031	1.000		
A g	0.199	0.143	0.465	1.000	
A U	0.054	0.029	0.093	0.076	1.000

### Таблица 5

Корелация между елементите – участък 50 (участък Юрта)

-	r · · /		
	Cu	Au	Ag
C u	1.000		
A u	0.119	1.000	
A g	0.235	0.622	1.000

## Вариограмен анализ

Целта на вариограмния анализ е изявата на закономерностите в пространствената променливост на изучавания геоложки показател (Matheron, 1967; Rendu, 1981). По дефиниция, стойността на вариограмата 2γ(h) се определя от зависимостта на средните разлики между стойностите на пробите спрямо разстоянията между тях.

Оценката  $\gamma(h)$  на полувариограмата  $\gamma(h)$  е:

$$\hat{\gamma} = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} [x(z_i) - x(z_i + h)]^2.$$

където  $x(z_i) - x(z_i + h)$  са n(h) на брой разлики между стойностите (съдържанията на полезен компонент), които са измерени в проби намиращи се на разстояние h помежду си в дадено направление.

Получените стойности за ү(h) се нанасят на x-у диаграма, където по оста x се нанася разстоянието h, а стойностите на гама се нанасят на оста y. За целите на вариограмния анализ е използвана програмата UNCERT (Wingle et al., 1997), а апроксимацията на теоретичните модели е извършена както автоматизирано по метода на наймалките квадрати, така и ръчно за някои от избраните направления. Важна особеност на вариограмния анализ е, че чрез него се отчитат като средно и естествени свойства на изследвания обект като анизотропия, характер и степен на зависимост между съседните проби като функция на разстоянията между тях, ниво на общата променливост, прекъснатост и др., които са характерни за изследвания обект. След като се пресметнат средните разлики в различни направления, представени от експерименталните вариограми, е необходимо да бъде избран подходящ теоретичен модел, който да бъде адекватен на съществуващата природната структура на променливостта в използваните данни.

За нуждите на вариограмния анализ на данните от Канарата Юрта пресметнати участъци И са експерименталните вариограми в хоризонтално и в четири вертикални направления с азимути 0°, 45°, 90° и 135°. Пресметнати са общо 16 експериментални вариограми за всеки от разглежданите елементи, четири вариограми с азимути 0°, 45°, 90° и 135° в хоризонтално направление, както и по четири вариограми под наклони 0°, 45°, 90° и 135° за всяко от вертикалните направления. Вариограмите са пресмятани чрез тримерно търсене на съседни проби, при следните условия: разстояния между пробите от 20 до 400 m през стъпка 20 m, хоризонтална и вертикална ивица на търсене 100 m, хоризонтален и вертикален ъглов толеранс на търсене 22.5°. За апроксимация на експерименталните вариограми е избран експоненциален модел. Експоненциалният модел се характеризира чрез два параметъра С и а, където С е асимптотата на експоненциалната крива и може да бъде равен на прага.

Праг – Sill (с): 0.0636; Ранг – Range (а): 114.7;

Брой стъпки (Number of lags): 20; Ъглов толеранс

(Angular tolerance): 90; Толеранс на залягане (Dip

широчина (Maximum horizontal bandwidth): 100

tolerance):

90; Максимална хоризонтална

докато *а* е разстоянието на което тангентата от началото на координатната система достига стойност C:

$$\gamma(h) = C(1 - e^{-h/a}).$$

Наклона на тангентата в началото на координатната система е *С/а*. На фигури 4 и 5 са дадени обобщените вариограми по съдържанията на Au, Cu, и Ag, както и параметрите на експоненциалния модел за всеки от тях. Установено е наличието на геометрична анизотропия, дължаща се на сложната морфология на орудяването, както и зонална анизотропия. Вариограмните модели по съдържанията в участък Юрта показват по-неравномерно изменение от тези за участък Канарата.

За да се анализира анизотропията в план са построени по 18 вариограми през стъпка 20° за всеки от изследваните елементи (half-angle solution), които характеризират пространствената променливост на тези елементи в разглежданите райони. На фигура 6 е дадена вариограмната структура в хоризонтално направление за съдържанията на сребро за участък Канарата, изведена от тези 18 вариограми, представена във вид на вариограмна повърхност. От вариограмната повърхност се вижда, че най-плавни са измененията в съдържанията в ЮЗ-СИ и Ю-И направление. За златото най-плавни са измененията в 3-И и СЗ-ЮИ направление (Фиг. 7). Вариограмната повърхност за съдържанията на медта е подобна на тази среброто (Фиг. 8). Вариограмните на структури, характеризиращи пространствената променливост на съдържанията в участък Юрта, показват сходни особености.





Фиг. 5. Обобщени вариограми по съдържанията на елементите Cu, Au, и Ag – участък Юрта. Използван е експоненциален модел

90;

tolerance):

– Sill (c): 0.484; Ранг – Range (a): 151.7; Брой

стъпки (Number of lags): 20; Ъглов толеранс

(Angular tolerance): 90; Толеранс на залягане (Dip

широчина (Maximum horizontal bandwidth): 100

Максимална

хоризонтална



Фиг. 6. Вариограмна структура в хоризонтално направление, изведена по 18 вариограми за съдържанията на сребро



Фиг. 7. Вариограмна структура в хоризонтално направление, изведена по 18 вариограми за съдържанията на злато



Фиг. 8. Вариограмна структура в хоризонтално направление, изведена по 18 вариограми за съдържанията на мед

## Заключение

Направените статистически И геостатистически изследвания, извършени по данни от проучването на Зидаровското рудно поле, изразяват пространствените закономерности в разпределението на съдържанията на елементите Cu, Au и Ag в участъците Канарата и Юрта. Вариограмните модели показват сравнително неравномерно изменение пространственото в разпределение на съдържанията. Наблюдаваната анизотропия има сложна морфология, вероятно дължаща се на сложния геоложки строеж и различните посоки на тектонските нарушения. Наблюдава се както геометрична, така и зонална анизотропия. От анализа вариограмните

повърхности на съдържанията в участък Канарата може да се каже, че измененията в стойностите на медта и среброто са най-плавни в СЗ-ЮИ и З-И направление, а за златото предимно в З-И направление, докато в С-Ю направление се наблюдават най-големи стойности на променливостта на съдържанията. Изследвани са и данни от експлоатационното проучване на рудна зона 50 на където са установени завишени участък Юрта, съдържания на злато от кота +30 до кота -300, докато на дълбочина съдържанието по-голяма ΜV спада. Съществува тенденция за намаляване съдържанието на златото от централните участъци на рудната зона към фланговете и. Пространствените характеристики по отделните типове вместващи скали не са анализирани, поради което направените модели имат приблизителен и обобщаващ характер

## Литература

- Захариев, Хр., А. Граматиков, Н. Донева. 1992. Доклад за извършените геолого-проучвателни работи на медно-златни и пиритно-златни руди в Зидаровското рудно поле, участък Юрта, за периода 1981-1992 г. с изчисляване на запаси към 30.12.1992 г. Министерство ма околната среда и водите, Национален Геофонд, I-1192.
- Захариев, Хр., Ст. Стоянова. 1997. Доклад за извършените геолого-проучвателни работи на медно-златни руди в участък Канарата от Зидаровското рудно поле с изчисление на запаси към 30.12.1996 г. Министерство ма околната среда и водите, Национален геофонд, I-1288.
- Маринов, Т. 1980. Алкалните интрузивни скали в района на с. Зидарово, Бургаско. – Сп. БГД, 41, 2, 112-119.
- Маринов, Т., Ив. Байрактаров. 1981. Петроложка характеристика на субвулканските дайкови скали от Зидаровския централен магмен комплекс. – Сп. БГД, 42, 1, 56-66.
- Попов, П. 1981. Структура на Зидаровското рудно поле. Сп. БГД, 42, 1, 45-55.
- Попов, П., В. Ковачев, Стр. Страшимиров, В. Желев, Р. Арнаудова, Б. Банушев, П. Ставрев, Р. Радичев. 1993. *Геология и металогения на Бургаския руден район*. С., МГУ. 93 с.
- Рашков, Р., Ив. Байрактаров, П. Попов, Т. Маринов, Л. Нафтали, М. Антонов, Ц. Антимова. 1978. Етапи в развитието на сенонския магматизъм в Зидаровското рудно поле. 25 г. ВМГИ, 95-104.
- Станишева-Василева, Г., Л. Василев. 1972. Върху присъствието на горнокредна палеовулканска постройка в района на село Зидарово и нейното рудно значение. – *Рудодобив*, *3*, 9–12. Matheron, G. 1967. *Traite de Geostatistique Applique*.
- Matheron, G. 1967. Traite de Geostatistique Applique. Technic, Paris.
- Popov, K. 2002. Geochemical associations in Radka ore district. Ann. Univ. Min. Geol., 45, 1, 57-63.
- Rendu, J.-M. 1981. An Introduction to Geostatistical Methods of Mineral Evaluation. South African Institute of Mining and Metallurgy, Printpack Ltd.
- Wingle, W., E. Poeter, S. McKenna. 1997. UNCERT User's Guide. Colorado School of Mines.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Геология и проучване на полезни изкопаеми", ГПФ

## МИНЕРАЛОЖКИ ОСОБЕНОСТИ НА ЗЛАТО ОТ РЕЧНИТЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ПАНАГЮРСКО

## Маргарита Токмакчиева

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

**РЕЗЮМЕ.** Изследвани са морфоложките особености на златото от речните отложения в Панагюрско от р. Луда Яна и р. Тополница, неговия състав и строеж. По-голямата част от златинките са добре загладени и полузагладени. При хипергенни условия златото е претърпяло изменения в състава и строежа си. Наблюдава се тенденция на "облагородяване" на златото. Разнообразните размери, разнородният състав и морфология и нееднороден строеж показват, че златото има различни източници – главно от медните орудявания в района и техните зони на окисление, от кварц-сулфидни жили и от стари разсипи. По-голямата част от златото е с размери от 0,1 до 0,5 mm. Речните отложения в Панагюрско са обект на промиване на злато от дълбока древност. В шлихите много често попада обработено в бижутерийни произведения злато, което е със същия състав.

## MINERALOGICAL PECULIARITIES OF GOLD FROM THE RIVER DEPOSITS IN THE PANAGYURISHTE REGION Margarita Tokmakchieva

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

**ABSTRACT.** The morphological peculiarities of gold from the river deposits in Panagjurishte region – r. Luda Yana and r. Topolnitza were studied, as well as its composition and structure. Most of the gold pieces are either well smoothed or almost smoothed. In hyper-genic conditions the gold has undergone changes in its composition and structure. A tendency of gold refinement is being observed. The various sizes, the different composition and morphology and the heterogeneous structure show that the gold has various sources – mainly from the copper ores in the region, from quartz sulfide veins and from old wanes. Most of the gold is of size from 0.1 to 0.5 mm. The river deposits in the Panagyurishte region have been an object of gold production since ancient times. Gold processed in jewelry products, which is of the same composition is very often found in the concentrate.

## Въведение

Обект на изследване са минераложките особености на злато от речните отложения в Панагюрско. Това дава възможност да се изяснят неговите източници. Комплексното изучаване и съпоставяне на данни от минераложки изследвания с тези в литературата има важно теоретично и практическо значение. Разсипното злато се е добивало в района още от дълбока древност. Задачите, които си поставяме са: изучаване морфологията и степента на механична обработка на златото, неговия химизъм и строеж и извеждане на основните му минераложки особености, като критерии за процесите на отлагане на разсипите и връзката с коренните източници.

## Геоложка характеристика и изученост на района

Районът южно от гр. Панагюрище е слабо хълмист и с леко заоблени форми. Максималните относителни превишения са от 80 до 100 m. над огледалото на реките. Той се пресича от множество долове с дълбоко врязани стръмни брегове. През периодите с валежи по тях се стичат буйни потоци, които се вливат в реките Луда Яна и Тополница. Дебитът на потоците е от 0,58 и 3,2 m<sup>3</sup>/min през пролетта и през летните месеци пресъхват. Реките текът със средна скорост 1 m/sec и на места имат широко около 50 m разлято дъно, като левия бряг е често хълмист и стръмен. Терасите, които образува се разполагат главно по десния им бряг. При топене на снега и при силни дъждове реките прииждат стихийно, като причиняват бедствия. При нормално положение дебитът им е 4-10 m<sup>3</sup>/sec, а през летните месеци спада до 2 m<sup>3</sup>/sec.

Теренът на Панагюрско е изграден предимно от горнокредни вулкански и интрузивни скали. В две широки ивици се разкриват метаморфни скали, а в северната част – "южнобългарски" гранити. От седиментните скали найшироко са представени сенонските седименти, палеогенови конгломерати и съвременни отложения. Съвременната брекча с лимонитна спойка се среща изключително около пропилитните зони, по което се определя и връзката между им.

По долините на р. Луда Яна и р. Тополница и техните притоци са образувани речни и терасовидни отложения, които са представени от разнообразни по големина скални късове, пясък и глинести материали. Чакълестият материал е с размери 10-15 ст. Късовете са често добре огладени с елипсовидна и овална форма. Материалът е твърде разнообразен: андезити, дацити, мергели, гранити и гнайси.Същият материал, но по-уплътнен се наблюдава в речните тераси. На отделни места, като например в района на нах. Радка се наблюдават и стари речни тераси в които е отложен същият материал с мощност до 5 m.

В района геоложки изследвания са провеждани от Г. Бончев, Г. Златарски, Кр. Георгиев, немския геолог Е. Левиен, Ив. Костов, Ц. Димитров, А. Ушев, Кр. Ангелков, Б. Богданов (1987) и др. Минералого-геохимичните особености на медните находища са изучени от М. Токмакчиева (1994), В. Велчев, С. Страшимиров (1981), Г. Терзиев (1968), Т. Радонова (1962), Д. Цонев (1986), В. Коваленкер и др. (1976), Р. Петрунов и др. (1992). Морфоложките особености и състава на разсипното злато от района описва Р. Богданова (1972; 1975).

В продължение на 70 години в района се осъществява проучване и добив на медни руди и някои нерудни полезни материали. изкопаеми и строителни Обект на експлоатация са пегматитовите жили сред "южнобългарските" гранити. Сред последните са установени кварц-сулфидни жили с ниско съдържание на злато, без практическо значение. Медните орудявания в района са от медно-пиритен, меднопорфирен и жилен тип и са високо златоносни. В зоната им на окисление се формират железноокисни минерализации, съдържащи злато. Под формата на прослойки и ядки на границата на мергели с андезити се наблюдават манганови рудоотлагания, в които не е установено злато. Златосъдържащите разсипи в района са включени в съвременния алувий на р. Луда Яна и Тополница. Дебелината им варира от 1 до 17 m. Те представляват грубо наслоение на глини, пясъци и скални отломки и припокриват коренните скали. В речните отложения златото се концентрира твърде неравномерно в златоносни струи с ширина от няколко сантиметра до 1-2 m. Находище на разсипно злато е проучено в терасата на р. Тополница при с. Калугерово. В речните отложения на р. Луда Яна преобладават късове от дацити, андезити, туфи и мергели, а в тези от р. Тополница – гранити, гранодиорити и пегматити. Късовете са добре заоблени и огладени и имат размери 15-20 cm в диаметър.

# Материал и методика на проведените изследвания

За провеждане на минераложките изследвания са подбрани шлихови проби от речните отложения на реките Луда Яна и Тополница. Шлихът е промиван при с. Баня, между селата Попинци и Левски и при с. Калугерово. Изследвани са 56 шлиха. От тях са заделени 1350 броя златинки. В състава на златосъдържащия шлих се наблюдават следните минерали-спътници на разсипното злато: титанит, епидот, гранат, амфибол, лимонитизиран пирит, хематит, биотит, пироксен, хлорит, малахит, азурит, рутил, апатит, пирит, скални отломки. В единични проби от шлиха на р. Луда Яна се наблюдават халкопирит, тенантит и тетраедрит, молибденит, самородна мед. Изучаването на минераложките особености на златото е осъществено по плана и методиката, използвани от Кръстев в дисертациония му труд "Типоморфизъм на златото от алувиалните разсипи в Кюстендилския плиоценски грабен" (1985), в който той прилага опита публикуван от световноизвестни изследователи за изучаване на гранулометрията, морфологията, химизма и строежа на разсипното злато. В настоящите изследвания е използвана разнообразна методика. Морфологията на златото е изучавана под бинокулярен стереомикроскоп при увеличение от 10 до 100 пъти. Строежът на златото е изследван с помоща на рентгеноструктурния анализ и наблюдения в отразена светлина, химизмът е изучен с помоща на микросондови анализи. Гранулометрията на златото е изучена най-общо без да са проведени специални изследвания.

## Резултати

## Морфология и степен на механична обработка на златото

Изучаването на тези два важни минераложки особености на златото се състои в разграничаване на морфологичните му типове и характеристика на механичната му обработка. По литературни данни степента на механичната обработка на златото се влияе от следните фактори: характерът на вместващите първичното злато минерали, далечината на преноса от коренните източници, първичната морфология на златото, хидроложкия режим на водния приток и характера на пренасяния кластичен материал. При механичните въздействия на златинките по време на техния пренос се усилва корозията на повърхността им, появяват се повърхностни изменения и др. Визуалните изследвания на златото от речните отложения в Панагюрско ни даде възможност да го разделим на няколко морфоложки типа:

1 — съвършенно заоблено. Златинките са с овална форма (Фиг. 1), дебелопластинкови, капковидни и по-рядко дендритовидни. При някои пластинковидни златинки гладките краища са подвити (Фиг. 2) от допълнителни деформации в разсипите. Според Петровская (1973) този тип злато е попаднало най-рано в разсипите и вероятно е преотложено от междинен колектор. То се характеризира с най-висока степен на механична обработка. Златото е яркожълто, което показва че е с висока пробност;

2 — среднозагладени златинки със закръглени контури и вълновидна грапава повърхност. Формата им е бучковидна, гъбеста (Фиг. 3), капковидна, дендритовидна, а също така се срещат тънки и дебели пластинки и овални люспи. Цветът на златинките е наситеножълт, но в сравнине с първия тип е по-блед, което показва по-ниската им пробност. Често пъти в "ямичките" и по повърхността на златинките има хематит (Фиг. 4) или лимонит;

3 – златинки с ръбести очертания. Формата им е пластинковидна (Фиг. 5), дендритовидна или бучковидна. Цветът е бледожълт в сравнение с първите два типа. Тези особености показват, че това е нископробно елувиално злато.



Фиг. 1. Злато с овална форма от р. Луда Яна; ширина 3 mm, дължина 3,5 mm



Фиг. 4. Полузагладено злато с "ямички" запълнени с хематит от р. Луда Яна; ширина 4 mm, дължина 7 mm



Фиг. 2. Пластинковидно злато с подвити краища, р. Луда Яна; ширина 1 mm, дължина 1,5 mm



Фиг. 5. Злато с ръбести очертания от р. Луда Яна; ширина 4 mm, дължина 5 mm



Фиг. 3. Полузагладено злато с "ямички" от р Тополница; ширина 3 mm , дължина 1,5 mm



Фиг. 6. Злато от речните отложения в Панагюрско; видно поле 1,2 mm



Фиг. 7. Злато с автоепитаксични образувания и с дендритовидни израстъци; ширина 5 mm, дължина 12 mm



Фиг. 8. Злато в отразена светлина; 0,53 mm видно поле; обектив x10, окуляр x20



Фиг. 9. Обеца от р. Луда Яна при с. Баня; ширина 10 mm, дължина 15 mm

В изледваните шлихови проби от Панагюрско най-често срещано е среднозагладеното злато със закръглени контури. Съвършенно заоблените златинки се срещат на второ място и най-рядко тези с ръбести очертания. Размерите на златинките са различни (Фиг. 6). Най-често (над 90% от общото количество) са тези с размери от 0,1

до 0,5 mm. Обикновенно тези златинки са пластинковидни, добре до средно загладени, някои с огънати краища. В литературата това се обяснява, че по-слабата обработка на по-малките златинки се дължи на това, че те се промъкват по-дълбоко в разсипа и са по-добре защитени сред пясъците. Едрите по размери златинки са от 1 до 5 mm. Те представляват от 2 до 5 % от общата маса на изследваните проби (Фиг. 6). По-крупните златинки остават открити за механично въздействие на водния поток и поради тази причина са много добре заоблени, някои до съвършено загладени. Добре и полуобработените в различна степен загладени златинки съставляват наймного (над 90%) от общата маса. Те са и с най-висока пробност. От 2 до 5% от общата маса на златото са необработените, ръбести, с неправилни резки контури златинки, които понякога са прораснали с кварц или със сулфиди. Те са с по-ниска пробност. Златото със значителна промяна по литературни данни е с най-дълъг престои в разсипите, продължителен транспорт и преотлагане в междинни колектори. Необработените и ръбести златинки постъпват сега от коренни източници или скоро са освободени от включващите ги минерални агрегати, чрез които са били пренасяни. Най-често те се срещат в речните отложения на р. Луда Яна по течението й до землището на с. Левски. По повърхността на златинките и в ямичките са отложени хематит (Фиг. 4), лимонит и железни хидроксиди, което е показател за това, че златото е свързано с коренни сулфидни находища. Златото от речните отложения на р. Тополница е поразнородно по степен на механична обработка. На едно и също място се отлагат златинки с различни размери и форма и с различен характер на повърхността им и прорастване с други минерали, като кварц, сулфиди и др. Различната по форма, размери и степен на механична обработка злато е показател за различни коренни източници. Визуалните наблюдения и измервания в милиметри на размерите на златото, показаха, че дребното злато е по-силно сплеснато в сравнение с поедрото (Фиг. 6). Вероятно златото се транспортира в рудни или скални късове, където е включено първично. При механичното въздействие (удари, вибрации и др.) златото се освобождава от минералните агрегати. Вероятно агрегирането на отделните златинки (Фиг. 7) играе важна роля за неговото уедряване.

Визуалните изследвания на шлихите в бинокулярния стереомикроскоп показаха, че основното количество злато е пластинковидно с дисковидна до плоскоудължена форма. Само около 10% от златото в пробите е със сферична форма (Фиг. 1). Последната е характерна е за по-едрите златинки т.е. съществува пряка зависимост между златото и степента на неговата сплеснатост. Поедрите златинки са по-силно обработени. В бинокулярния стереомикроскоп се наблюдава, че най-честите повърхностни деформации на златото са "ямичките" (Фиг. 3, 4). Наблюдава се и стъпаловиден релеф, който се дължи на няколкократното отлагане и преотлагане на златото и образуване на автоепитаксични образувания от златни микрочастици (Фиг. 7). По-рядко се наблюдават дендритовидни израстъци (Фиг. 7) на златните повърхности. Според Петровская (1973) това е типоморфна черта за злато, което е образувано на малки дълбочини. "Ямичките" са характерни за добре
загладените златинки. Те имат (Фиг. 4, 5) правилни и затворени форми. Повечето от тях са недълбоки и предимно изометрични. Според гореспоменатия автор те могат да са резултат от удари, което е характерно за разсипи, формирани в планински райони. Повърхността на ръбестите златинки (Фиг. 5) е гладка без "ямички". Изследванията потвърждават, че златото от речните отложения в Панагюрско е претърпяло редица изменения. То е в различна степен загладено или има "ямички", което е характерно за екзогенни условия. Различната степен на обработеност на златото се обяснява с разнообразните източници на злато и характера на транспорта му. Подобрата загладеност (Фиг. 1) и повишена пробност е показател за преотлагане на златото от междинни колектори (стари разсипи).

#### Химизъм и строеж на златото

Рентгеноструктурните изследвания на злато от фигури 1, 3, 5 и 9 показват: dÅ/l/ = 2,61/3/; 2,34/10/; 2,2751/; 2,03/8/; 1,593/2/; 1,439/9/; 1,361/3/; 1,227/10/; 1,1176/7/ 1,036/2/; 1,020/3/; 1,010/1/; 0,9348/10/; 0,9218/1/; 0,91/10, което съответства на рентгенограмата на злато (JCPDS).

Изследванията с микросондови анализи показват, че повечето от златиникте са с нееднороден строеж и с различно разпределение на елементите в тях (табл. 1). Рядко примесите са разпределени зонално в зависимост от първичния състав на златото и степента на хипергенна корозия. От центъра към периферията на златинките се установява намаляване на съдържанието на сребро т.е. "облагородяване" на златото. В шлихите присъстват златинки сраснали със сулфиди или с кварц. Техният състав е различен (табл. 1). За по-високопробно е златото, което е в срастъци със сулфиди (табл. 1) е измерена микротвърдост от 47,65 до 60,60 kg/mm<sup>2</sup>. За понископробното злато сраснало с кварц (табл. 1) е измерена микротвърдост от 62,9 до 69,6 kg/mm<sup>2</sup>. Установява се зависимост между пробността на златинките и тяхната микротвърдост.

Микросондовите анализи са проведени от ст.н.с. В. Бегизов (Москва, Русия). В шлихи от р. Луда Яна при с. Баня се наблюдават златинки, в чиито състав се установи следното съдържание: 1. Сd=58,7% и Au=39,0%; 2. Cd=59,3% и Au=38,5% 3.Cd=59% и Au=38,5%. Вероятно това е устойчива фаза Au<sub>5</sub>Cd<sub>8</sub>, която съответства на описаното от Роберте (Петровская, 1973) синтетично съединение. В природни условия такова съединение се установява за първи път.

Микросондов анализ на злато, сраснало със сулфиди от р. Луда Яна показва следния състав: Аu=98,50%; Си=0,74%; Fe=0,70% (анализирал Хр. Станчев, Евротест, София). Според Петровская (1973) това злато е свързано с коренни находиша от по-голяма дълбочина, формирани в условия на бавно охлаждане на рудоносните разтвори. Според същия автор златото формирано на малка дълбочина е нископробно. Златото от зоните на окисление на медните орудявания в района има състав: Au=80,40% и Ag=19,60% т.е. то е нископробно. С подобен състав е част от златото в р. Луда Яна (табл. 1).

## Таблица 1

Кимичен	състав	на злато	om	речните	отпожения
Canna Torr	00011100	110 01101110			0111011011011011

|--|

иясто на шлиха	511010 /0	cheoho 10	Cyma /o
1. р. Луда Яна			
а) злато със сулфиди			
Център	74,3	24,9	99,2
Обвивка	99,1	0,8	99,9
б) злато с кварц			
център	97,8	2,0	99,8
среда	97,7	1,9	99,6
обвивка	98,2	1,6	99,8
2. р. Тополница			
а) злато със сулфиди			
Център	89,9	10,2	100,1
Среда	96,8	2,4	99,2
Обвивка	97,1	2,5	99,6
б) злато с кварц	91,8	8,0	99,8

В отразена светлина златото е с нееднороден строеж (Фиг. 8). В периферните участъци на златинките се наблюдават високопробни петна и прожилки, образувани при дифузията на среброто. Техният състав е посочен в обвивка. Следователно таблица 1 настъпва "облагородяване" на златото към по-високопробно.

Речните отложения в Панагюрско са били обект на промиване на злато още от дълбока древност. В потвърждение на това се явяват останките от обработено злато (Фиг. 9). Неговият състав е: Аu=81,40%; Аq=17,11%; Cu=0,79%; Fe = 0,70%. Химичният му състав отговаря на златото в речните отложения от р. Луда Яна. Рентгеноструктурният анализ показа идентичност между тях. Следователно за изработването на златни бижута в древността е използвано разсипното злато, без добавяне на странични примеси.

#### Заключение

Минераложките особености на златото от речните отложения в Панагюрско показват, че източници на разсипното злато са предимно медните находища в района и техните зони на окисление, кварц-сулфидните жили и стари разсипи, които представляват междинни колектори. Златинките в преобладаващата си част са с малки размери от 0,1 до 0,5 mm. Морфологията на златото се изменя при транспортирането му от коренното находище до разсипа. От значение е характера на вместващите го в агрегатите минерали, разстоянието на придвижване, първичната му морфология, хидроложкия режим на водните потоци, характера на пренасяния от него кластичен материал (Петровская, 1973). Преобладаващата част от златинките са добре загладени и полузагладени, което съответства на малките му размери и е доказателство за разнообразния източник на злато. Ръбестото злато постъпва от коренни находища, а добре заобленото – от междинни колектори. Продължителният престой на част от златото в хипергенни условия води до появата на различни деформации. Образуването на "ямички" е резултат от удряне и триене с остри скални късове и поради прекия контакт с подложката на разнородни скали. При хипергенни условия златото е претърпяло различни изменения на неговия състав и строеж. Най-напред тези изменения протичат при изветрителните процеси, а след това при престояването му в разсипите. В речните отложения са отложени златинки с разнороден състав, разнообразни размери, морфология и нееднороден строеж. Това дава основание да се предположи, че коренните източници на злато в Панагюрско са различни. Значителна част от златото постъпва от междинни колектори.

С прогнозна оценка на площи за търсене на разсипни и коренни златосъдържащи находища в района не можем да се ангажираме, тъй като настоящите изследвания не се провеждат паралелно с шлихово опробване на речната мрежа.

## Литература

- Богданов, Б. 1987. *Медните находища в България*. С., Техника.
- Богданова, Р. 1975. Морфоложки особености и състав на разсипното злато от Панагюрско. *Рудообр. процеси и минер. находища, 3*.
- Коваленкер, В., Д. Цонев, В. Бресковска, В. Молов, В. Тронева, 1987. Новые данные по минералогии медноколчеданных месторождений Центрального Средногорья Болгарии. – В: Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и

Препоръчана за публикуване от Катедра "Минералогия и петрография", ГПФ серебряных месторождений в вулканогенных толщах. М., Наука, 91-110.

- Кръстев, К. 1985. Типоморфни особености на злато от алувиалните разсипи в Кюстендилския грабен. – Дисертация, С.
- Петровская, Н. 1973. Самородное золото. М., Наука.
- Радонова, Т. 1962. Първична минерализация и околорудни изменения в района на мина "Радка", Панагюрско. *Тр. геол. Бълг., Сер. Геох. и пол. изк.,* 3, 93-128.
- Страшимиров, С. 1981. Кобалт-пирит, никелов пирит и каролит от молибденово-медното находище "Медет". Спис. Бълг. геол. д-во, 117-127.
- Терзиев, Г. 1968. Минерален състав и генезис на рудното нах. Челопеч. – Изв. Геол. инст., Сер. Геох., минер. и петр., 17, 123-187.
- Токмакчиева, М. 1994. Минерален състав, геохимични особености и генезис на медните минерализации от Панагюрско-Етрополския руден район, С., АСИ-ООД, 458 с.
- Цонев, Д. 1986. Първичен минерален състав и минералообразувателни процеси в находищата Радка и Елшица, Централно Средногорие. – Автореферат на дисертация, С.
- Bogdanova, R., B. Bogdanov. 1972. Gold in the Panagyriste ore district. Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci, 26, 2.
- Petrunov, R., P. Dragov, H. Neikov, Ts. Iliev, N. Vasileva, V. Tsadsov, S. Dunakov, K. Doncheva. 1992. Hydrothermal PGE-mineralisation in the Elacite porphyry copper deposit (the Sredna Gora metalogenic zone, Bulgaria). – Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 45, 32-40.

## FLUVIAL CYCLICITY FROM THE SEDIMENTS OF THE LOZENETC FORMATION

## George Ajdanlijsky<sup>1</sup>, Jordan Genchev<sup>2</sup>, Nikolay Bitunski<sup>3</sup>

<sup>1</sup> University of Mining and Geology, "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; ajdansky@mgu.bg

<sup>2</sup> Chelopech Mining Ltd, Chelopech 2087

<sup>3</sup> Dionisomarbel-Bulgaria, Sofia 1000

**ABSTRACT.** The aim of the current study is on the base of detailed lithofacial and architectural-element investigation of one section of the Lozenetc Formation from the area of town of Sofia to be demonstrated the fluvial style that has controlled the accumulation of this Formation in the central-southern part of the Sofia Basin.

Four elementary fluvial cycles were distinguished and characterized. Any one of them is building up by channel, near-channel (levee) and inter-channel (crevassesplay and aggradational overbank fines) deposits. The channel deposits (element CH) are characterized by planar cross-bedded sands (lithofacies Sp) that demonstrate evidence for lateral accretion. The thickness of element CH is from 1.2 m to over 3.4 m. The levee deposits (element LV) are building up by irregular alternation of lithofacies FI, Sr, Sh and SI. The morphology of this element varies – from solitary ribbon-like beds, to compound bodies of intercalated wedges and lenses. The crevasse-splay deposits (element CS) are developed in two forms – proximal and distal, and form as solitary, as well as stacked units. The overbank aggradational deposits (element OF) are dominated by three lithofacieses – Fsc, Fm and FI, and form mainly sheet-like bodies with thickness from 45 cm to over 2 m. Other specific feature of this element is the development of calcretes horizons (lithofacies P) in it.

The thickness of the elementary fluvial cycles increases from 3.15 m in the lower part of the outcrop to over 5.45 m in its upper part. The described sedimentary architecture defines the fluvial settings under which the studied succession was generated as anastomosing one.

Keywords: Neogene, Sofia Basin, anastomosing fluvial style, fluvial cyclicity

#### АЛУВИАЛНА ЦИКЛИЧНОСТ В СЕДИМЕНТИТЕ НА ЛОЗЕНЕЦКАТА СВИТА

Георги Айданлийски<sup>1</sup>, Йордан Генчев<sup>2</sup>, Николай Битунски<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Минно-геоложки университет, "Св. Иван Рилски", София 1700; ajdansky@mgu.bg

<sup>2</sup> Челопеч Майнинг АД, с. Челопеч 2087

<sup>3</sup> Дионисомарбле-България, София 1000

**РЕЗЮМЕ.** Цел на настоящото изследване е на базата на детайлни литофациални и архитектурно-елементи изследвания в един разрез на Лозенецката свита от района на град София да се демонстрира алувиалния стил контролирал формирането на отложенията на тази свита в централната-южна част на Софийския басейн.

Установени и характеризирани са четири елементарни алувиални цикъла. Всеки един от тях се се състои от руслови, прируслови и заливнотерасови (потокови и аградационно формирани) отложения. За русловите отложения (елемент CH) са характерни плоскопаралелни косослоести пясъци (литофациес Sp) които демонстрират белези на латерална акреция. Дебелината на този елемент с от 1.2 m до над 3.4 m. Прирусловите отложения (елемент LV) са изградени от незакономерно редуване на литофациеси FI, Sr, Sh и SI. Морфологията на отзи елемент е променлива – от единични лентоподобни тела, до съставни тела изградени от множество клинове и лещи. Извънрусловите потокови отложения (елемент CS) са развити под две форми – проксимална и дистална, и е представен както от единични тела, така и от пакети от тела. Заливнотерасовите аградационни отложения (елемент OF) са доминирани от три литофациеса – Fsc, Fm и FI, и формират предимно пластоподобни тела с дебелина от 45 cm до над 2 m. Друга специфична черта на този елемент е развитието на калкретни хоризонти (литофациес P) в него.

Дебелината на елементарните алувиални цикли нараства от 3.15 m в долната част на разкритието до над 5.45 m в горната му част. Така описаната седиментна архитектура определя флувиалната обстановка, в условията на която е генерирана изучената последователност, като анастоматична. Ключови думи: неоген, Софийски басейн, анастомиращ алувиален стил, алувиална цикличност

## Introduction

According to Kamenov and Kojumdgieva (1983) the Neogene of the Sofia Basin is subdivided into four lithostratigraphical units. The lowermost of them – the Verigated terrigenous Formation, is probably Meotian in age. This unit is covered by the Gniljane Formation (Pontian inf.), presented by alternation of sands, silts and clays with lignite beds in its uppermost parts, separated as Balaš Member. The Gniljane Formation is overlaid by the Novi-Iskar Formation, which is dominated by lacustrine banded clays (Pontian to Dacian in age). The uppermost lithostratigraphical unit – the Lozenetc Formation, is presented by alternation of sands, silts and clays, Dacian to Romanian in age, which contains layers of lignite in its lower part, nominated as Novihan Member. The last three Formations form the Sofia Group.

On the base of new data about the western parts of the basin Angelova and Yaneva (1998) introduced new lithostratigraphic unit – Bogiovci Member of Lozenetc Formation, which is characterized by silty and sandy micrite limestones that alternate with sandy clays, muds, clayey sands and cobbly sands.

Already at the time of the development of the described above lithostratigraphical scheme of the subdivision of the Neogene in the Sofia Basin, the origin of two of the units – Gniljane and Lozenetc Formation, is connected mainly with the fluvial settings (Kamenov, Kojumdgieva, 1983). This idea is developed further by Yaneva (2001) proposing more detail model for the fluvial sedimentation in the basin during the Pliocene.

Despite the relatively high degree of the lithological investigation of the Neogene fluvial sediments in Sofia Basin (Ajdanlijsky, Pazderov, 1994; Yaneva, 1997, 2001), the detail lithofacial researches on concrete sections are still rare. Among the main reasons for this is the rarity of the large outcrops of these sediments, because of their low degree lithification. Especially this is concerned to the sediments of the Lozenetc Formation, which, despite that occupy significant area of the basin, form large outcrops very rear.

The aim of the current study is on the base of detailed lithofacial and architectural-element investigation of one section of Lozenetc Formation from the area of town of Sofia to be demonstrated the fluvial style that has controlled the accumulation of this Formation in the central-southern part of the Sofia Basin. The studied section is situated in the foundations of the new building of the Geology-Geographical Faculty of the Sofia University in Lozenetc residential district (stratotype area of the Lozenetc Formation) inside which there were four 15 m high and 40-50 m long almost vertical escarps of the upper part of the Lozenetc Formation that give the opportunity for detail lithofacial and sedimentary architecture investigation.

The lithofacial and architectural-element description of the section is based on the nomenclature proposed by Miall (1977, 1978, 1985 and 1996), adapted to the specificities of the studied sediments. The color description of the sediments is based on the Rock-Color Chart of the GSA (1991). The calcretes description is according to the Netterberg (1980) and Goudie (1983) nomenclatures.

## Section description

Three completely developed and preserved elementary fluvial cycles (EFC) are presented in the studied section (Fig. 1). The upper part of another one is outcropped in the bottom of the section. The lower part of the elementary fluvial cycles is build up by channel complex and the upper one – by levee, crevasse-splay and overbank fine deposits.

In the outcrop can be observed the channel complex (element CH) of three of the elementary fluvial cycles. As a rule the bottom of this element is represent by relatively flat erosional surface covered by coarse to medium grained massive to horizontal laminated sands (lithofacieses Sm and Sh) which upwards gradually pass into medium grained, well to pore sorted, medium to large scale planar cross-bedded sands (lithofacies Sp). The thickness of the sets varies from one over three meters. In two of the studied channel complexes the lamination of lithofacies Sp is heterolithic. The lamina thickness varies from 0.2 cm to over 2 cm. In one of the sets accretional surface was established. The color of the sands is pale yellowish to grayish (7-10YR7-8/5) and in the heterolithic sets

pale brown to dark yellowish brown colors (5-10YR5-4/2) are observed.

In the uppermost parts of all three outcropped channel complexes thin beds (about 2 to 4 cm) of fine to medium grained massive to crudely bedded gravels (lithofacies Gm) with flat, slightly to well pronounced erosional bottom are developed. They are covered by thin beds of coarse to medium grained sands of lithofacies Sm and low-angle cross-bedded (lithofacies SI) or current ripples (lithofacies Sr). In two cases the in lithofacies Sm thin dark red (5R3/6) Fe oxide crusts are developed. Macrofauna fossil remnants (chops and bones form small rodents) are found in lithofacies Sm also.

The thickness of element CH is from 1.2 m to over 3.4 m. The measurements of the paleocurrent indicators revealed domination of toward north and east orientated fluvial sedimentary paleotransport.

The near-channel setting is presented by levee deposits (element LV) which are building up by irregular alternation of fine laminated silty sands, sandy and muddy silts and hyposediments (lithofacies FI), and pore to very pure sorted sands from lithofacieses Sr, Sh and SI. The flaser and lenticular bedding are common. The morphology of this element varies – from solitary ribbon-like beds, to compound bodies of intercalated wedges and lenses. The total thickness of element LV is in the range of 0.6-0.7 m.

In the inter-channel (overbank) deposits crevasse-splay sands and aggradational formed fines are presented. The most common for the crevasse-splay (element CS) deposits are lithofacies associations as Sm-Sr. Sm-Sh or Sh-Sr ones, but lithofacieses SI and FI are also presented. The sands are usually pore sorted, medium to fine grained. In some beds solitary fossil bone fragments are established. The lower boundary of the element represent from flat lithological contact to erosional surface. Load casts are also established. Other typical for this element structures are the lenticular bedding and water escape ones. Synsedimentary deformations, which almost completely erase the lamination of the beds, are also established. The ripples - current, wavy and even climbing ones, are among the typical features of this element also. The wavy ripples are more characteristic for the upper parts of the element. Like in the upper parts of the element CH on the top of one crevasse-splay bed from the middle part of the outcrop thin dark reddish Fe oxide crust is established.

Usually element CS is presented by solitary units with thickness is in the range from 15 cm to over 65 cm. Stacked units, where the total thickness can reach over 1.2 m, are also presented. The character of the outcrop allows differentiating proximal and distal type of this element. The proximal one is characterized by the significant attendance of lithofacies Sm, while in distal ones this lithofacies is presented more restricted at the expenses of lithofacieses Sr, Sh and SI.

The overbank aggradational deposits (element OF) are dominated by three lithofacieses – laminated to massive silts and mud (lithofacies Fsc), massive silts and hyposediments with desiccations cracks (lithofacies Fm) and lithofacies FI.



Fig. 1. Position, lithological column and lithofacial and architectural-element log of the studied section. Abbreviations – see the text

The color of the sediments if mainly in the grayish green gamma (5-10G4/2) but in some beds the yellowish brown (5-10YR4/2-4) colors are also presented. The grayish colored fines often contain coaled remnants of fossil plants. The morphology of the element is predominantly sheet-like. The thickness varies form 45 cm to over 2 m.

Among the specific features of element OF is the development of nodular calcretes (lithofacies P). They are presented in two elementary fluvial cycles as solitary small powder concretions as well as 80 cm thick horizon with increasing upwards density and size of concretions, which in lower parts are 1.5-2 cm in diameter powder calcretes while near the top of the horizon they are presented by larger (3-5 cm in diameter) honeycomb calcrete.

The thickness of the elementary fluvial cycles increases from 3.15 m in the lower part of the outcrop to over 5.45 m in its upper part.

## Discussion

The described above sedimentary architecture define the fluvial settings, under which this succession was generated. most probably as anastomosing one. The development and preservation of the inter-channel overbank fines (element OF) which contain calcretes from one side, and the large scale development of the crevasse-splays (element CS) from the other side, are among the most prominent characteristics of the profiles, generated after operation of anastomosing rivers. Other specific feature of this fluvial style is the increasing quota of the lateral accretion development of the intrachannel bars and point bars, signs of which were established during this study also. The inter-channel sediments (aggradational fines and crevasse-splay deposits) clearly separate the channel complexes, which fact also support the hypothesis of the domination of the anastomosing fluvial setting during the generation of this part of the Lozenetc Formation in the studied area.

This data expand the paleoenvironmental model for the formation of the Lozenetc Formation proposed by Yaneva (2001). According to this author, during the Dacian to Romanian time the basin is dominated by fluvial depositional setting which have demonstrated clear lateral zonality, connected with the domination of the braided fluvial style near to the edges of the basin, while toward its central parts the influence of the meandering style of sedimentation increases till stay dominant. The character of the described above sedimentary architecture of the studied section sets it in transitional position in comparison of these two zones.

Other contribution of the present work to the existed understanding of the paleoenvironmental setting during the accumulation of the Lozenetc Formation is the data connected with the climatic condition during that time. The instructive in this direction are the red-colored Fe oxide crusts and the calcretes horizons established in the section. Yaneva (2001) describe development of four Fe hydroxide crusts in the sediments of the Gniljane Formation from the northern part of the basin, which are interpreted as evidence for multiple breaks of the sedimentation went in the conditions of hot and dry climate. The establishment of similar features in the section of the Lozenetc Formation from the southern part of basin, together with the development of carbonate paleosol profiles is no doubt other proof for the availability of semiarid climatic conditions during the Pleistocene time in the area of Sofia Basin.

## References

- Ajdanlijsky, G., R. Pazderov. 1994. Minerals of the magnetic fraction from the Sofia Pliocene Basin. Ann. Univ. Min. Geol., 40, 1, Geol., 51-55 (in Bulgarian).
- Angelova, D., M. Yaneva. 1998. New lithostratigraphical data about the Neogene of Sofia Basin. – *Rev. Bulg. Geol. Society*, 59, 2, 37-40.
- Goudie, A. S. 1983. Calcrete. In: *Chemical Sediments and Geomorphology* (Eds. Goudie, A., K. Pye), Academic Press, 93-131 p.
- Kamenov, B., E. Kojumdgieva. 1983. Stratigraphy of the Neogene in Sofia Basin. – *Paleont., Stratigr. Lithol.*, 18, 69-85 (in Bulgarian).
- Miall, A. D. 1977. A review of the braided river depositional environment. – *Earth Sci. Rev.*, 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. 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – *Earth Sci. Rev.*, 22, 261-308.
- Miall, A. D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer Verlag, Berlin, 582 p.
- Netterberg, F. 1980. Geology of southern African calcretes. I. Terminology, description, macrofeatures and classification. – *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 83, 255-283.
- The Geological Society of America Rock-Color Chart with Genuine Munsell Color Chips. 1991. The Geological Society of America, The Rock-Color Chart Committee, Boulder, 6 p.
- Yaneva, M. 1997. Neogene fine-grained clastic sediments from borehole C-2 Kremikovtzi, Sofia Basin. – *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 58, 3, 189-196 (in Bulgarian).
- Yaneva, M. 2001. Sedimentology of the Neogene Deposits of the Sofia Basin. PhD Thesis, BAS, 137 p. (in Bulgarian)

Recommended for publication by Department of

Geology and Paleontology, Faculty of Geology and Prospecting

## A SEDIMENTOLOGICAL ANALYSIS OF THE SULPHATIC EVAPORITIC LITHOFACIES IN THE SALT BRECCIA IN VALEA REA, ISTRIȚA HILL (CARPATHIANS FOREDEEP)

## Dumitru Frunzescu

"Petroleum-Gas" University of Ploiesti, Ploiesti 100680, Romania; dfrunzescu@yahoo.com

ABSTRACT. This paper presents the diagnosis and the interpretation of the evaporitic facies from the Southern side of Carpathians Foredeep, in the Badenian deposits at Valea Rea (Istrita Hill, Buzău County, Romania).

## СЕДИМЕНТОЛОЖКИ АНАЛИЗ НА СУЛФАТНИТЕ ЕВАПОРИТНИ ЛИТОФАЦИЕСИ В СОЛНАТА БРЕКЧА ВЪВ ВАЛЕА РЕА, ИСТРИТА ХИЛ (ПРЕДНИ КАРПАТИ)

#### Димитру Фрунзеску

Университет за петрол и газ, Плоещ 10068, Румъния; dfrunzescu@yahoo.com

РЕЗЮМЕ. В работата се представя описание и интерпретация на евапоритните фациеси от южната страна на Предните Карпати сред баденските находища при Валеа Реа (Истрита Хил, окръг Бузау, Румъния).

In Valea Rea anticline core from Istriţa Hill, Buzău district, the low molasse outcrops (Fig. 1), which is represented in more formations: Burdigalian age *Doftana Formation* (Ştefănescu and Mărunţeanu, 1980), Langhian age *Câmpiniţa Formation* (made up of *marl and globigerina tuffs = Slănic tuff*) (Săndulescu et al., 1995) and Langhian age *Cosmina Breccia = high evaporitic formation* (Săndulescu et al., 1995).

On Valea Rea, *Cosmina Breccia* (salt breccia) appears in the presence of saline springs and efflorescences and it is made up of grey-blacky clay matrix, sometimes bituminous, sometimes siltic, micaceous with clastorudite levels vaguely layered. Breccia clastes have a fine ruditic granofacies and they are represented by lithic pebbles (marl and grey-greenish clay), grey fine micaceous calcareous sandstones, gypses and gipsiferous sandstones, black shales and globigerina tufaceous marls. Scaterred, there are also fine green schistes clastorudites. At the bottom and at different levels (as lenticular or wavy beds lithons) there are sulphatic evaporites as gipsiferous marls, alabastrin clastic gypsum laminites. The salt is strongly impure and the "salt piles" are in fact zones with a higher salty concentration.

The sulphatic evaporites in Valea Rea basin appear in the clay matrix of the salt breccia (*Cosmina Breccia*) in the form of 5-6 blocks of 3-6 m size and more submetrical blocks which contain distinct sulphatic facies, which are unique for the Romanian evaporitic realm, but similar as component parts of sulphatic sequences which are described in Northern Carpathian Foredeep in Southern Poland, Eastern Galitia, Podolia, Bucovina (see Fig. 2).

The sulphatic evaporitic sequence in Valea Rea is made of different litofacies (Fig. 1) that can be seen in different blocks which are kept in a succession by referring to a typical megasequence of the Badenian sulphatic deposits which is compiled by occurences in the Northen Carpathian Foredeep (Fig. 2). With some uncertainty which refers to the corelation of internal facies with external facies and to some peculiarity of an excessive development of breccias, the sequence in Valea Rea corresponds to the low part of the megasequence which is typical for Southern Poland. We may also add that Piatra Verde (Teişani-Slănic) sequence corresponds the high part of the same megasequence. More litofacies appear in the succession (Fig. 1) as following (dolomitic siltolutitic shales = ISL-D, disturbed facies in clastorudite siltolutit = dLS-g, gypsified cianobacteria laminites = ci-g, sabre-like selenite gypsum = sa-g, sabre-like selenite gypsum in the nucleation cones arrangement = sa-cn-g, grass-like selenite gypsum = grg, glassy selenite gypsum in gigantic twins = gl-g, alabastrin nodular mosaic gypsum = n-m-g, (alabastrin) nodular mosaic gypsum miming precussor glassy selenite twins = r-m-g (gl-g), skeletal gypsum clastorudite debris flow = DF-g, skeletal gypsum = sk-g, are defined and interpreted in Figure 3.

Valea Rea litofacies (Fig. 4 and 5 = successions of facies and typical parasequences) compound parasequences ABC, ABC ... type within following settings: A – shallow water (selenite in gigantic twins, skeletal gypsum debris, skeletal gypsum domal packages); B – shallower subtidal (sabre-like selenite, bended selenite (the bends are made of carbonatic lamine and grass-like clastoruditic selenitic gypsum); C – intertidal–subtidal (laminitic criptalgal gypsum, sabre-like nucleation cones gypsum in a context of cianobacteria mats).

From a paleogeographic point of view, the evaporitic basin from Valachian Subcarpathians is an integral part of the Foredeep Badenian basin of the Carpathians (sensus largo), which is bordered by barriers and which have a zonal facies distribution (Fig. 6 and 7). At the moment of marl and globicerina tuffs deposition, which mark a high sea level and the communication between Tethys and Paratethys, the Northern border of the basin is marked by Paleogene flisch ritmites ridges, and the Southern border is marked by a cliff of the Moesian Platform in Gura Sutii-Finta-Tinosu line. The general background is of epeiric platform, a bit affected by the tide, with ridges, islands and a large development of the shallow and lagunar sea realm. The accumulation of piroclastites and sea deposits, as globigerina marls and then a correspondent of Baranow beds - from the Northern Carpathian Foredeep uniformed the morphostructural relief of Sub-Miocen basement. Siliciclastites and Lithothamnium limestones of Baranow beds from the Northern Carpathian Foredeep existed in this Southern sector too, as can be seen in the reworks in Răchitaşu-type sandstones (e.g. Vispeşti - in Istrita Hill).

At the beginning of the Badenian evaporitic sedimentation, the early stiric phase folding, on the background of a highstand degree, determines a change of the tectonic balance with an internal uplift and water transgression over foreland. On the Moesic and East-European platforms extended areas appear; they are favorable to the generation of contemporary sulphates with the accumulation in foredeep. From one spot to another. on the inner border, to the emergent sides of the Carpathians. halite is accumulated in several more subsidence basins. Regionally, are formed a system of interconnected salinas. They are extended, of shallower water, and they are separated by island barriers or accumulative banks. The floor surface has slight inclinations towards the centre. On the external border we can see more or less carbonatic ramps. The sulphate deposits were deposited in front and under the carbonatic shelfs, which are partially covered by Lithothamnium reefs. The sulphatic deposits facies variation reflects the ramp morphology, to such an extent that we may distinguish different paleogeographic zones that are batimetrically distributed (Fig. 6):

1 – the subtidal zone includes low energy lagunar (salinas) environments and high energy banks which may be exposed to the ebb. Some salinas may communicate with the open sea by a zone of external shelf. The low energy flats may be frontally deliniated by bioclastic or sulphatic sand beaches (during storms, the sand may be brought by the wind through creeks, salt pans or from the adiacent seafloor);

2 – the intertidal zone is a high energy area where microbian algal mats are developed, which are periodically disturbed and which may be by subtidal creeks or periodically saline or salmastre ponds. The hypersaline pools may contain unispecific, periodically numerous populations. The creeks have metric depths and are very large (sizing in tens of metres) and they contain a lag of semilitified intraclastes, which are eroded and transported from the neighbouring flats. They may also contain levee or point-bar gipsarenit facies and all of them may laterally migrate considerably.

3 – the supertidal zone contains the sabkha area with algal mats more frequently disturbed (mud-creek, intraclastes, chips) in which nodular sulphates may precipitate and that may be cemented with aragonite, high-magnesium calcite, microcrystalline dolomite, gypsum (lamina, pavements broken in intraclastes). The sabkha area is larger in the external side of the Badenian evaporitic basin.

The evolution of the sulphatic sedimentation (Fig. 5 and 6) is based on the interpretation of the litofacies, which are remarkably lateral continuity, fact which allows the correlation of different profiles and their integration into a typical succession which is described in Northern Carpathians Foredeep (Fig. 2). The megasequence from Valea Rea (Istriţa Hill) corresponds to the low part of this succession, and the one from Piatra Verde (Slănic) corresponds to the high part of the above mentioned section.

Valea Rea sedimentation started in partially isolated salinas, with nucleation centers on floor (clay or biolaminitic floor) of the glassy selenite gypsum, while in local pans, adiacent pools ellipsoidal gypsum nodules were developed in the same cianobacteria mats. The batimetry corresponds the shallow sea area and it is supposed to be under 10 metres, and the brine body was big, stable and with a long residence of salinity. The growth of glassy selenite twins is made in successive decimetric generations, whose continuity is interrupted (disturbance, crystallization, stoppage, dissolution, erosion, biolaminite intercalated) by halocline fluctuations produced by storms with fresh water influx. In the case of batimetry falls, more frequently (by means of sedimentology than eustatism or tectonic uplift) the vulnerability to climatic conditions increases, the salinity residence is reduced, the basin energy increases, the crystals become indistinct upward, with curved composition plans (Fig. 9).

The variation of sedimentation conditions, in the subtidalintertidal range, determines the alternation of thin lithones (0,10-0,20 m) of dolomitic gypsified biolaminites, disturbed facies gipsarenites, accumulations of selenite intraclasts in the biolaminitic nodular gypsum lag. Coming back to the initial shallow sea batimetry of salinas starts with a debritic slope accumulation of reworked clastorudites which come from a previous shallow water setting, periodically salty (as mouse creek skeletal selenitic intraclasts or incipient nucleation cones). Floor crystallization of the skeletal gypsum starts at the concentration through evaporation of the brine body in the case of sensibly reduced batimetry and in the context of high basin energy. Crystals are rolled and they grow interwoven, pushing the organic-lutitic algal mats film to the exterior. For the same batimetry (several metres), but for low basin energy, the sabre-like selenite floor under air/water interface crystallization takes place. In this area too, the picnoclinas fluctuations (caused by fresh water) determine the appearance of impurity plans or biolaminite plans or dissolution/corosion plans, which separate decimetric or metric successive sabrelike selenite generations. The batimetric fall through basin filling determines the development of variable conditions under subtidal/intertidal settings. Thus biolaminite lithones, nodular gypsum that mimes ghost glassy gypsum twins, sabre-like gypsum nucleation cones appear. At short time after the deposition of nucleation cones, the tectonic instability changes the slopes causing gravitational slump and debris flows. As a result of these gravitational flows metric blocks with nucleation cones appear. The emphasis of the process will engage the whole selenite megasequence and even its carbonatic sea floor, marked by algal reefs in gravity flows. We must add that the anticline structure Valea Rea can be included in an external alignment of diapiric faults in the foredeep from southern side of Eastern Carpathians, with platform basement. So, Valea Rea selenite megasequence, very similar to the development in Southern Poland results from interconnected lagunas and salinas system of shallow batimetry to the stage of intertidal flat that appears in basinward foreland side. Then, through lowstand local mechanisms, caused by tectonic balances (uplift on shelf or subsidence toward the basin center) of slopes, the sulphatic megasequence is engaged in the form of blocks in the slope deposits wedge of foredeep basin (Fig. 7 and 8).

So, Valea Rea parasequences follow the evolution from a deep brine body, stable, with a long residence to the low batimetry body through sediment filling, with a climatic vulnerability. This sediment is characterized by thin lithones of variable composition, at top being represented by intertidal facies biolaminite. The batimetric fall with a lowstand effect which was the next stage, determines the destruction of the megasequence top and even the destruction of the whole succession of algal carbonatic basement.

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

## References

- Frunzescu, D. 1998. Studiul stratigrafic și sedimentologic al evaporitelor miocene dintre Valea Buzăului și Valea Teleajenului. Teza de Doctorat. Universitatea București.
- Logan, W. B. 1987. The Mac Leod Evaporite Basin, Western Australia, Holocene Environments, Sediments and Geological Evolution. AAPG, Tulsa Oklahoma.
- Micu, M. 1981. Miocenul presarmatian din culmea Istriţa. Dări de seamă ale şedintelor, I.G.G., LXVI, 4, 197-202.
- Peryt, T. M., A. Kasprzyk. 1992. Earthquacke–induced resedimentation in the Badenian (middle Miocene) gypsum of Southern Poland. – Sedimentology, 39, 235-249.
- Peryt, T. M., M. Jasionowski. 1994. In situ formed and redeposited gypsum breccias in the Middle Miocene Badenian of Southern Poland. – *Sedimentary Geology*, 94, 153-163.
- Peryt, T. M., I. O. Petrichenko, V. A. Pobergski. 1995. Sedimentary history of the Middle Miocene Badenian gypsum in the Carpathian Foredeep of West Ukraine. – *Romanian Journal of Stratigraphy*, 76, Suppl. no.7, X<sup>-th</sup> RCMNS Congress, Bucharest.
- Sandulescu, M., M. Micu, B. Popescu. 1980. La structure et la paleogeographie des formations miocenes des Subcarpathes Moldaves. *Proc. Assoc. Geol. Carp.-Balk.*, *Kiev*, 184-197.





VALEA REA	Description	Litofacies interpretation
dLS-g	Arenito-siltolutitic matrix with clasts (1-4 mm) alabastrin gypsum, lithic pebbles	Deposit of underwater/aeolian rework of algal mats (with sulphatic crust) in salinas, in the last filling stages with low batimetry and climatic vulnerability of salinity residence.
ci-g gl-g	Gypsified cianobacteria laminite Glassy gypsum gigantic (submetric) twins in successive generations, which are separated	Coastal plain setting which lies under flooding surface, affected by salinic fluctuations. Floor basin precipitation with a reduced batimetry (<10 m), but a large brine body with long salinity residence. The halocline
	by dissolution/erosion contacts	fluctuation determines growth perturbations or even dissolution and siliciclastic deposition.
n-m-g (gl-g)	Nodular mosaic gypsum in arrangement miming ghost twins.	Initial deposition of glassy selenite gypsum from large brine bodies that after being buried suffer a process of anhidritization through a chlorides hydroscopic effect (suprajacent, afterwards dissolved). Through rehidratation nodular habitus alabastrin gypsum appears.
sk-g	Skeletal gypsum = selenite crystals (20/1 cm) underrounded at edges, assemblied, in compact, vague fluidal, lentiliform (dom) arrangement.	1. Salinas floor precipitation, close to water/air interface; stable brines; high salinity; reduced batimetry; high energy. 2. Reworks: clastorudite of broken rounded selenite by the process of dissolution/erosion from previous environments
DF-g	Clastoruditic "Breccia" (2-5 cm) of black selenite with a skeletal habitus or rosette twined in grain- supported arrangement. Matrix of fine clastites and criptalgal laminitic material	Debris-flow rework with a high batimetry setting (salinas slope) of the initial material, deposited at a low batimetry. The rosette forms can be incipient nucleation cones which are developed within algal laminites, wept and deposited as lowstand fan (tectonic-eustatic cause)
sa-g	Prismatic crystal twins of about 20 cm, isolated or divergently associated by 2-3s; at over 30 cm the simultaneous growth in both length and width generates a curved habitus at top = sabre-like. They are associated in pairs split upward; successive generations are separated by dissolution/erosion contacts.	Sea floor precipitation under air/water interface from concentrated brines of batimetry that is low in comparison to the one of glassy gypsum (several metres). The halocline fluctuation determines dissolution at the top of one generation. At reduced batimetry by lake sediment filling climatic vulnerability of brine residence increases, and the crystallization is blurred. The high energy determines the top curving.
sa-cn-g	Radial sabre-like gypsum arrangement as nucleation cone (10-40 cm)	Growth settings of inconstant reduced batimetry and of fluctuant salinity: at refreshening –algal laminate, at concentration – nucleation cones. Resedimentation by slump/debris flow determines the piling of different oriented cones.

Fig. 3. Description and interpreting of sulphatic lithofacies from Valea Rea



Fig. 4. Succession of facies. Typical Parasequences of Badenian gypsum and the depositional correspondent of component litofacies



Fig. 5. The cycle hierarchy of a basin evaporitic environment of Salinas coastal type from Valea Rea Badenian



Fig. 6. Depositional settings and diagenetic changes of Badenian sulphatic sediment (up Piatra Verde, down Valea Rea).





Fig. 9. Bended assemblages under conditions of stream increase (curved assemblage plan surface); upward crystals become indistinct and disordered function of the growth of salinity variations)



Fig. 8. Tectonic balance with erosion effect upward of tectonic hinge and lowstand accumulation at increasing batimetries in downward (with progradational stocking at slow subsidence and retrogradational stocking at rapid subsidence)

## GEMMOLOGICAL SIGNIFICANCE OF THE PREHISTORIC BALKAN "NEPHRITE CULTURE" (CASES FROM BULGARIA)

## Ruslan I. Kostov

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

ABSTRACT. According to recent mineralogical determinations of prehistoric (Neolithic and Eneolithic) artefacts from Bulgarian museums a lot of nephrite objects have been identified (mainly represented by small axes and chisels, ritual scepter and zoomorphic amulets as well as some decorations). Their distribution on the territory of Bulgaria has been traced, together with data on some neighboring countries on the Balkans and in other European regions. A description has been made of the colour varieties, microscopic features and the possible methods of working of some of the nephrite artefacts. The lack of up to now known nephrite occurrences on the Balkans puts the question about the origin of nephrite and the more detailed study of places with ultrabasic rocks. Because of the large number of nephrite objects found, which have been aged since the Early Neolithic, as well as of their significance in the history of human civilization, a *Balkan "nephrite culture"* has been introduced, which is considered earlier in time (VII-VI mill. BC) in respect to the well known Neolithic "nephrite cultures" in China (Hemudu, Hongshan, Liangzhu, Longshan) and the Russian Federation (Kitoi, Glaskovo).

## ГЕМОЛОГИЧНО ЗНАЧЕНИЕ НА ПРАИСТОРИЧЕСКАТА БАЛКАНСКА "НЕФРИТОВА КУЛТУРА" (ПРИМЕРИ ОТ БЪЛГАРИЯ)

#### Руслан И. Костов

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

РЕЗЮМЕ. Въз основа на проведени минералогични описания на праисторически (неолитни и халколитни) артефакти от български музеи е установено наличие на голям брой изделия, изработени от нефрит (предимно представени от малки тесли и длета, ритуални предмети като скиптър и зооморфни амулети, а също и украшения). Проследено е тяхното разпространение на територията на България, като са дадени данни и за някои съседни страни на Балканите, както и в други европейски региони. Описани са цветовите разновидноси, микроскопските характеристики и възможните начини на обработка на някои от нефритовите артефакти. Липсата на досега известни нефритови проявления на Балканите поставя въпроса за произхода на нефрита и за подетайлното изучаване на районите със ултрабазични скали. Поради големия брой намерени нефритови изделия, датирани още от ранния неолит, както и поради тяхното значение в историята на човешката цивилизация, се предлата въвеждането на понятието *Балканска "нефритова култура*", която изпреварва назад във времето (VII-VI хил. пр.Хр.) известните неолитни "нефритови култури" в Китай (Хемуду, Хонгшан, Лянгжу, Лонгшан) и Руската Федерация (Китой, Глазково).

## Introduction

Recent observations, redeterminations and publications mainly on prehistoric rock and mineral artefacts from Bulgarian museums have revealed a lot of nephrite samples which have been mislabeled or unidentified from a mineralogical point of view (Kostov, 2004a; 2004b; 2005; Kostov, Bakamska, 2004; Kostov, Genadieva, 2004; Kostov et al., 2003).

According to archaeological data the nephrite objects are spread throughout the Neolithic and Eneolithic period (~7000-4000 BC in Bulgaria). Some of them are masterpieces of art and as stage of perfection, thus pointing to the Balkans as a cradle of prehistoric gemmology.

Nephrite □Ca<sub>2</sub>(Fe,Mg)<sub>5</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub> is a Fe-Mg-bearing Casilicate mineral with a double-chain structure, which is classified in the group of amphiboles (clino-amphibole). It is a massive variety with a composition in the tremoliteferroactinolite series. It is known mainly with a pale green or dark green colour, but can also be coloured in white, yellowish, red-brownish or even black. Its genesis is attributed mainly to metasomatic processes in ultrabasic (serpentinites) host rocks. The main genetic types deposits of this gemmological material are related to the contacts of gabbroids or methamorphic rocks with ultrabasic rocks or to their contacts with dolomitic marbles (Suturin, Zamaletdinov, 1984; Harlow, Sorensen, 2001; Kostov, 2003).

Nephrite and jadeite (NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, another usually similar in colour pale greenish mineral, but a member of the group of pyroxenes) are frequently mistaken in general archaeological or historical articles, as the unified term 'jade' has been introduced a long time ago up till modern times, when no precise mineralogical determination has been used (the word comes from the Spanish 'piedra de ijada' – stone of the loin, a name given to the green decorative mineral brought back to Europe from Central and South America by the 16th century Spanish conquistadors). Jadeite has hardness on the Moss scale 7-6.5, and nephrite – 6-5.5 (for an early historical review on both minerals see Fischer, 1881; Bauer, 1914).

Nephrite as a gem material has been treasured and revered for its colour and durability in different societies throughout the centuries and especially in Asia it became an integral part of China's history and society (Laufer, 1989). Today, nephrite as raw material for the gem industry is mined primarily in northeast China (deposits in the Kunlun Mountain, Xinjiang Uygur Autonomous Region), the Russian Federation (Eastern Sayan Mountains, Eastern Siberia, Buryatiya), Taiwan, Australia, New Zealand, the U.S.A. (Alaska, California and Wyoming) and Canada (British Columbia).

## Nephrite artefacts

Small axes and chisels with a fine polish represent the dominant quantity of nephrite artefacts. About 30 such artefacts are known from the districts of Pernik (Kostov, Bakamska, 2004) and Kyustendil (Kostov, Genadieva, 2004) as well as from some other sites in Southern Bulgaria, for example from Kurdjali (see Kostov, 2004a; 2005). Among the artefacts frequently can be found ritual zoomorphic (frog-like) figurines or amulets (Todorova, Vajsov, 1993; 2001), one of them well preserved with a 4-fold rotational symmetry from the Early Neolithic site at Kurdjali (Peikov, 1986; Kostov, 2004a; 2004b; 2005). Early Neolithic frog figurines, also carved from some sort of green mineral or rock ('greenstone'), have been reported from Nea Nikomedeia in Northern Greece (Rodden. 1964) and Anza in Macedonia (see Kostov, 2004b; 2005). A unique and finely polished scepter, 36.4 cm long, found at the Early Neolithic site at Galabnic near Sofia is supposed to be of the same material (Kostov, Bakamska, 2004). Most of the nephrite artefacts are located in southwest Bulgaria - they have been found mainly in archaeological sites along the Struma valley.

A fine 12.1x0.7 cm size nephrite 'hair pin' with three holes without analogue has been found among the artefacts from the Middle Eneolithic Varna II necropolis (*The First Civilization...,* 1982; Kostov et al., 2003; Kostov, 2004a; 2005) together with some of the earliest golden beads and painted pottery. Nephrite-bearing or nephrite-like artefacts from some of the discussed and other sites must have also to be taken into consideration because of their similar greenish colour resemblance.

The nephrite carver's art has developed continuously from Neolithic times. Technically, the surfaces of the objects were gradually worn away and shaped through the patient application of some sort of hard abrasive medium (most probably fine quartz sand has served the purpose). Nephriteworking tools, which acted only as agents for carrying the abrasive medium, were necessarily simple. They included cords as well as implements in wood and/or bone. A fine stone holder (made of dark ultramafic rock) probably used in the drilling process is known from the Middle Eneolithic necropolis Varna II (Kostov et al., 2003). All main methods of cutting gems have been known since the Early Neolithic - sawing (usually for beads), grinding (giving the object a rough shape on stone plates with abrasive material) and polishing (the polishing agents are under discussion). In certain cases (for amulets and other prestigious objects) carving and engraving hava been applied. Later on, during the Late Eneolithic, some complex faceted chalcedony (carnelian and agate) beads (usually with 2x16=32 facets) have been described from the Varna and Durankulak necropoli (Kostov et al., 2004).

## Mineralogy of the nephrite

The nephrite artefacts from different archaeological sites seem to be from at least two different deposits (regions). They are mainly two types of nephrite structure and colour variety – monochromic (pale yellow-green; dark green; pale gray-green) and green spotted with black inclusions (oxide ore mineral). Among the spotted nephrite samples are the 4-fold symmetry zoomorphic amulet from the Early Neolithic site Kurdjali (not properly identified in earlier works as jasper; Peikov, 1986) and the nephrite pin from the Middle Eneolithic necropolis Varna II (not properly identified in earlier works as green marble; *The First Civilization...*, 1982).

Two samples (pale green and dark green nephrite) from fragments of small axes from the Neolithic site at Galabnic have been studied under the microscope (Fig. 1 and 2). They have been identified previously by X-ray analysis (Kostov, Bakamska, 2004).



Fig. 1. Long fibers of nephrite under crossed polars; size of photo – 1 mm width (sample of pale green nephrite from the Early Neolithic site Galabnic)



Fig. 2. Short fibers of nephrite under crossed polars (black spots – opaque ore mineral); size of photo – 1 mm width (sample of dark green nephrite from the Early Neolithic site Galabnic)

The pale yellow-green sample displays non-orientated long fibers of tremolite-ferroactinolite, and relict amphibole crystals can be observed together with some ore mineral of the chrome-spinelid family. The dark green variety of nephrite is composed of non-orientated short fibers of tremoliteferroactinolite and also of minor inclusions of the opaque chrome-spinelid mineral. In plane polarized light in both cases the fibers are colourless and not greenish, thus the tremolite part and nature of the series has to be taken into account.

Colour in nephrite has been related by optical absorption and Mössbauer spectroscopy to one or more of the following main cases: crystal field spectra of  $Fe^{2+}$  and  $Cr^{3+}$ , charge transfer  $Fe^{2+}-Fe^{3+}$  or O<sup>2</sup>— $Fe^{3+}$  (Platonov et al., 1975). Darker samples in general are considered with a higher total iron content, but in some cases even cream or white unweathered nephrite samples can contain high iron concentrations (Wilkins et al., 2003).

## In search for nephrite deposits

The nephrite occurrences in prehistoric times on the Balkans raise a lot of questions. No nephrite deposits are known cited in publications in this region despite of the favorable geological setting with a lot of ultrabasic exposures (Montenegro, Serbia, Albania, Macedonia, Southern Bulgaria and Northern Greece). Nephrite has been probably observed only microscopically in some Eastrhodopian ultrabasic outcrops (Kozhukharova, 1990). The well known European nephrite deposits in Poland (Traube, 1885; 1887), Switzerland (Dietrich, de Quervain, 1968; Stalder et al., 1993) and Italy (Kalkowsky, 1906) have been 'discovered' in the late XIX and early XX centuries, and do not provide information or can not be related to trade routes on the Balkans in prehistoric times. Another alternative is that the nephrite deposit or deposits on the Balkans have been exhausted or disappeared due to some geological (earthquake; volcano; landslide) or other natural process (soil; active vegetation).

Nephrite artefacts are known from prehistoric sites in Bulgaria since the Early Neolithic and they 'disappear' after the Eneolithic period. The use of this precious material can be attributed to a population with its specific mythological system in the discussed region. It is a surprise for gemmologists the precision and symmetry of the objects as well as the perfection in their final polishing.

On the Balkans nephrite artefacts have been reported from several Neolithic to Early Eneolithic sites in Croatia, mainly along the Adriatic coast and they have been properly distinguished from the similar in colour jadeite artefacts (Petrić, 1995; Burić, 2000), which are widely spread in prehistoric Western Europe (see Campbell Smith, 1965; D'Amico et al., 1995). Other nephrite artefacts are known in Greece (for example from the Neolithic site Sesklo in Thessaly – on display at the Athens National Museum; thanks to Mr. P. Zidarov for his kind information), and probably in Montenegro, Albania and Macedonia (see Kostov, 2005).

In the rest of Europe a few small prehistoric polished stone axes with a nephrite composition have been reported rom Poland (Foltyn et al., 2000; Gunia, 2000), Switzerland (Stalder et al., 1993) the islands of Sardinia (Bertolino et al., 2002) and Sicily (Leighton, 1989) and under question from a mineralogical point of view in some other places – all related to possible local or near-by resources (for discussion see Geschwendt, 1977; Kostov, 2005).

As the Early Neolithic on the Balkans is dated about the VII-VI mill. BC, thus the observed nephrite objects as part of the Balkan prehistoric area are considered as representatives of one of the earliest 'nephrite culture', long time before the well known famous 'nephrite cultures' (Hemudu; Hongshan; Liangzhu; Longshan) in Neolithic China (Wen, Jing, 1992) or the Neolithic cultures (Kitoi; Glaskovo) in the Angara-Baikal region of the Russian Federation (Okladnikov, 1950; 1955; Suturin, 1986). In this respect it is interesting to have a precise age of the Neolithic Xinglongwa site in China, from where a few nephrite objects have been reported as the 'earliest refined 'jade" (Jing, Wen, 1996; Yang, Liu, 1998).

## Conclusion

A high number of nephrite prehistoric artefacts have been found on the territory mainly of southwestern Bulgaria and adjacent northern Greece. The question about the in situ nephrite deposits in Europe and some possible clues for finding such deposits from a geological point of view on the Balkans has to be discussed. Suitable geological conditions for nephrite formation are serpentinitized ultrabasic rocks and ophiolithic belts, which are known in the geological setting of different countries in the Western Balkans, including Bulgarian territory. The observed nephrite artefacts are considered among the earliest in history according to their variability, perfection and style. The symbolism of the zoomorphic (froglike) figurines (amulets) has to be explained in terms of prehistoric mythology and colour impact. The uniqueness of the green gemmological material (or similar substitutes) has to be studied with joint mineralogical and archaeological efforts. The Balkan 'nephrite culture' in prehistoric Europe has to be declared as one of the earliest in human civilization not only on the continent. but worldwide.

Acknowledgements. The author wish to thank the colleagues from the archaeological departments of the historical museums in Sofia, Varna, Rousse, Kyustendil and Blagoevgrad for fruitful discussions and Mrs. A. Bakamska from the Historical Museum in Pernik for giving permission on the study of the nephrite artefacts from the Early Neolithic site Galabnic. Dr. B. Hoffmann from the Natural History Museum in Bern is acknowledged for his kindness in giving information on the Swiss nephrite deposit and artefacts.

## References

- Bauer, M. 1914. Nephrit und Jadeit. In: Doelter, C. 1914. Handbuch der Mineralchemie. Bd. II, 1 Halfte, 649-704.
- Bertorino, G., M. Franceschelli, M. Marchi, C. Luglié, S. Columbu. 2002. Petrographic characterisation of polished stone axes from Neolithic Sardinia, archaeological implications. Ed. provvisoria, Dip. Sc. Terra, Cagliari, 13 p.; Periodico di Mineral., 71, Spec. Vol. 'Archaeometry and Classical Heritage'.
- Burić, M. 2000. Findings of nephrite and jade axes on the territory of Croatia. *Krystalinikum*, 26, 39-43.
- Campbell Smith, W. 1965. The distribution of jade axes in Europe, with a supplement to the catalogue of those from the British Isles. *Proc. Prehistoric Society, New Series*, *31*, 1, 25-33.

- D'Amico, C., R. Campana, G. Felice, M. Ghedini. 1995. Eclogites and jades as prehistoric implements in Europe: A case of petrology applied to Cultural Heritage. – European Journal of Mineralogy, 7, 1, 29-41.
- Dietrich, V., F. de Quervain. 1968. Die Nephrit-Talklagerstätte Scortaseo (Puschlav, Kanton Graubünden). – Beitr. zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, Bern, 46, 48 S.
- The First Civilization in Europe and the Oldest Gold in the World – Varna, Bulgaria. 1982. Nippon Television Network Cultural Society, 135 p.
- Fischer, H. 1881. Über die mineralogisch-archäologischen Beziehungen zwischen Asien, Europa und America. – N. Jb. Miner. Geol. Palaeont., Bd. II, 199-227.
- Foltyn, E. M., E. Foltyn, L. Jochemczyz, L. Skoczylas. 2000. Basalte und Nephrite im Neolithikum Mittel-Westpolens und der oberschlesischen Region. – *Krystalinikum, 26*, 67-81.
- Geschwendt, F. 1977. Wie wurde der europäische Nephrit in der Jungsteinzeit gewonnen und verarbeitet? *Prähist. Zeitschrift*, 52, 232-238.
- Gunia, P. 2000. Nephrites from south-western Poland as a potential raw material of the European Neolithic artefacts. *Krystalinikum*, *26*, 167-171.
- Harlow, G. E., S. S. Sorensen. 2001. Jade: Occurrence and metasomatic origin. — *The Australian Gemmologist*, 21, 7-10.
- Jing, Z., G. Wen. 1996. Mineralogical inquiries into Chinese Neolithic jade. *J. Chinese Jade*, 1, 135-155.
- Kalkowsky, E. 1906. Geologie des Nephrites im südlichen Ligurien. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 58, 307.
- Kostov, R. I. 2003. Precious Minerals: Testing, Distribution, Cutting, History and Application (Gemmology). Sofia-Moscow, Pensoft, X, 453 p. (in Bulgarian)
- Kostov, R. I. 2004a. Gemmological characteristics of nephrite prehistoric (Neolithic and Eneolithic) artefacts from the territory of Bulgaria. – In: *Minerogenesis-2004. Scientific* Session in Honour of the 90<sup>th</sup> Anniversary of Academician Ivan Kostov. Abstracts. Sofia, University of Sofia, 22-23 January 2004, 42-43 (in Bulgarian).
- Kostov, R. I. 2004b. Prehistoric zoomorphic nephrite amulets from Bulgaria. – Universe, Science and Technology, 5, 28-38 (in Bulgarian).
- Kostov, R. I. 2005. Gemmological characteristics of the nephrite prehistoric (Neolithic and Eneolithic) artefacts from the territory of Bulgaria. – Ann. Sofia University, Fac. Geol. Geogr., 97, Part 1, Geology, 55-75 (in Bulgarian with an English abstract).
- Kostov, R. I., A. Bakamska. 2004. Nephrite artefacts from the Early Neolithic settlement Galabnic, district of Pernik. – Geology and Mineral Resources, Sofia, 4, 38-43 (in Bulgarian with an English abstract).
- Kostov, R. I., V. Genadieva. 2004. Neprite-jade prehistoric artefacts from the region of Kyustendil. – *Mining and Geology*, Sofia, 10, 35-37 (in Bulgarian with an English abstract).
- Kostov, R. I., V. Pelevina, V. S. Slavchev. 2003. Mineralogical and gemmological characteristics of the non-metallic jewelry objects from the Middle Chalcolithic necropolis Varna II. – *Geology and Mineral Resources*, Sofia, 9, 23-26 (in Bulgarian with an English abstract).
- Kostov, R. I., T. Dimov, O. Pelevina. 2004. Gemmological characteristics of carnelian and agate beads from the Chalcolithic necropolis at Durankulak and Varna. –

Geology and Mineral Resources, 11, 10, 15-24 (in Bulgarian with an English abstract).

- Kozhukharova, E. 1990. Metamorphogenic mineral resources in the igneous-sedimentary suites of the Precambrian in the Rhodope Massif. – In: *Methods and Technologies for Searching of Mineral Raw Materials*. Sofia, Tehnika, 85-91.
- Laufer, B. 1989 [1912]. Jade: Its History and Symbolism in China. New York, Dover Publications Inc., 370 p.
- Leighton, R. 1989. Ground stone tools from Serra Orlando (Morgantina) and stone axe studies in Sicily and Southern Italy. With contributions by J. E. Dixon and A. M. Duncan. – *Proc. Prehistoric Society*, 55, 135-159.
- Okladnikov, A. P. 1950. *The Neolithic and Bronze Epoch of the Fore-Baikal Region. Part I and II.* Moscow, Acad. Sci. USSR, Materials and Studies on Archaeology in the USSR, *18*, 412 p. (in Russian)
- Okladnikov, A. P. 1955. *The Neolithic and Bronze Epoch of the Fore-Baikal Region. Part III.* Moscow, Acad. Sci. USSR, Materials and Studies on Archaeology in the USSR, 43, 373 p. (in Russian)
- Peikov, A. 1986. Zwei interessante Kultgegenstände aus der neolitischen Siedlung in Kărdzăli. – Studia Praehistorica, 8, 208-211.
- Petrić, N. 1995. Sjekire od žadeita i nefrita u pretpovijesti Hrvatske. – *Histria archaeologica*, Pula, 26, 5-27.
- Platonov, A. N., V. N. Belichenko, L. V. Nikol'skaya, E. V. Pol'shin. 1975. On the colour of nephrites. – *Konstitutziya i Svostv Mineralov*, 9, 52-58 (in Russian).
- Rodden, R. J. 1964. Early Neolithic frog figurines from Nea Nikomedeia. Antiquity, 38, 152, 294-295.
- Stalder, H. A., P. Vollenweider, M. Hügi. 1993. Edel- und Schmucksteine aus der Schweiz. – Schweizer Strahler, 9-10, 473-524.
- Suturin, A. N. 1986. Nephrite a stone of eternity. *Science in the USSR*, 1, 24-29 (in Russian).
- Suturin, N. A., P. S. Zamaletdinov. 1984. *Nephrites*. Nauka, Novosibirsk, 150 p. (in Russian)
- Todorova, H., I. Vajsov. 1993. *The Neolithic Epoch in Bulgaria*. Sofia, Nauka i Izkustvo, 288 p. (in Bulgarian)
- Todorova, H., I. Vajsov. 2001. Der kupferzeitliche Schmuck Bulgariens. Stuttgart, Fr. Steiner Verlag, 121 S.
- Traube, H. 1885. Über den Nephrit von Jordansmühl in Schlesien. – N. Jb. Min., Geol. Paleont., 1, 239-240; 2, 91-94; Beil.-Band 3, 412-427.
- Traube, H. 1887. Über einen neuen Fund von anstehendem Nephrit bei Reichenstein in Schlesien. *N. Jb. Min., Geol. Paleont.*, 2, 275-278.
- Wen, G., Z. Jing. 1992. Chinese Neolithic jade: a preliminary geoarchaeological study. – Geoarchaeology, 7, 3, 251-275.
- Wilkins, C. J., W. Craighead Tennant, B. E. Willianson, C. A. McCammon. 2003. Spectroscopic and related evidence on the coloring and constitution of New Zealand jade. – *Amer. Mineral.*, 88, 8-9, 1336-1344.
- Yang Hu, Liu Guoxiang. 1998. A preliminary discussion on Xinglongwa jades. – In: East Asian Jade: Symbol of Excellence (Ed. Tang, C. F.). Centre for Chinese Archaeology and Art, 1, 128-139 (in Chinese with an English abstract).

Recommended for publication by Department of

Mineralogy and Petrology, Faculty of Geology and Prospecting

# K-Ar DATING OF THE PALEOGENE LATE EXTENSIONAL MAGMATISM IN THE EASTERN RHODOPES

## P. Milovanov<sup>1</sup>, V. Georgiev<sup>2</sup>, P. Monchev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geology and Geophysics Ltd., Sofia 1505

<sup>2</sup>Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, Sofia 1113; vladogeo@geology.bas.bg

**ABSTRACT.** During the Paleogene, as a result of extension, the Central Rhodope, Kesibir and Byala reka domes formed in the Eastern Rhodopes. The East Rhodope depression, a domain of intensive intermediate and acid volcanism, is located between them and Harmanli block. Subvolcanic bodies and dikes occur in the neighboring domes. The conclusions are based on all K-Ar data of the authors (84) and those from accessible literature sources (87) for the discussed magmatism. The results for individual magmatic phases (complexes) are dispersed within an unrealistically large time interval – 7-8 Ma. However, their mean arithmetic values are close to data from more precise (Rb-Sr, Ar-Ar) methods. The time span of the Paleogene late-extensional magmatism is 42.7-25.5 Ma or 39.9-27.3 Ma as indicated by the mean values for the individual phases. There is a tendency for migration of the magmatism from the intermediate magmatic groups from NW to SE: 39,9-32,3 Ma (Sarnitsa group); 36,8-29,7 Ma (Dambala group); 31,1 Ma (Madzharovo complex); 28,9-27,3 Ma (Byala reka group). The acid magmatic groups show a slightly expressed reverse tendency: 30,8-29,1 Ma (Chamdere group); 34,5-31,1 Ma (Kardzhali group), 33,5-33,1 Ma (Zlatoustovo group).

#### К-АГ ДАТИРОВКИ НА ПАЛЕОГЕНСКИЯ КЪСНОЕКСТЕНЗИОНЕН МАГМАТИЗЪМ В ИЗТОЧНИ РОДОПИ

П. Милованов<sup>1</sup>, В. Георгиев<sup>2</sup>, П. Мончев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геология и геофизика АД, София 1505

<sup>2</sup>Геологически институт при БАН, София 1113; vladogeo@geology.bas.bg

РЕЗЮМЕ. През палеогена, в резултат на екстензия, в Източните Родопи се формират Централнородопски, Кесибирски и Белоречки куполи. Между тях и Харманлийския блок се разполага Изрочнородопското понижение. То е арена на интензивен среднокисел и кисел вулканизъм. В околните куполи се внедряват субвулкански тела и дайки. Обработени са всички наши (84 бр) и достъпни литературни (87 бр.) К-Аг датировки за разглеждания магматизъм. Отделните фази (комплекси) на магматизма се характеризират с нереално голям диапазон на получените резултати – до 7-8 Ма. Средноаритметичните им стойности обаче са близки до получените с по-точни методи (Ar-Ar) данни. Възрастовия диапазон на палеогенския късноекстензионен магматизъм се определя на 42,7–25,5 Ма, а по средните стойности на отделните фази 39,9-27,3 Ма. Наблюдава се тенденция на миграция на магматизъм за среднокиселите магмени групи от СЗ на ЮИ: 39,9-32,3 Ма (Сърнишка група); 36,8-29,7 Ма (Дамбалска група); 31,1 Ма (Маджаровски компекс); 31,8-27,3 Ма (Белоречка група). За киселите магматични групи се установява по-слабо изразена обратна тенденция: 30,8-29,1 Ма (Чамдеренска група); 34,5-31,1 Ма (Кърджалийска група), 33,5-33,1 Ма (Златоустовска група).

## Geology

During the period latest Late Cretaceous – Oligocene, the Rhodope massif was a domain of crustal extension. As a result, metamorphic core complexes (domes) formed. In the interval Late Cretaceous-Eocene the domes were intruded by granitoids (early extensional stage). During the interval Paleocene-Oligocene, depressions originated between the individual domes. Mainly terrigenous sediments were deposited at the base of the depressions. Upwards follow numerous intermediate and acid volcanic edifices (Eocene-Oligocene, to the south in Greece also Miocene) – late extensional magmatism. The present paper deals only with the late extensional magmatism.

In the Eastern Rhodopes, between the Central Rhodope, Byala Reka and Kessibir domes, formed the Momchilgrad depression, between the Central Rhodope dome and Harmanli block – the Northeastern Rhodope depression, and between Byala Reka dome and Harmanli block – the Zlatoustovo depression. The three depressions join in the area of Kardzhali and together form the East Rhodope Paleogene depression (Ivanov, 1960; Georgiev, 2005). The products of the volcanic activity in these depressions are concentrated in individual domains (Fig. 1) with relatively independent evolution. Each depression hosts groups of intermediate (to acid) volcanic edifices. The Sarnitsa magmatic group is located in the Northeastern depression, the Dambala magmatic group - in Momchilgrad depression, the Madzharovo latite complex - in Zlatoustovo depression. There are also zones of only acid volcanism: Chamdere magmatic group in the Northeasten depression, Kardzhali group in the area of Kardzhali, Zlatoustovo acid group in the eastern parts of Zlatoustovo depression (Georgiev, Milovanov, 2005). The last phases of magmatic activity include acid and intermediate to basic dikes, less commonly extrusions which form dike swarms of dominantly WNW trend. They intrude both the fill of the depressions and their metamorphic framework - the Pcheloyad complex occurs in Momchilgrad depression, the Trimogili complex - in the Northeastern Rhodope depression, the Byala Reka complex - in the Byala Reka and Kessibir domes. It is suggested that the individual magmatic groups



Fig. 1. Geological map of the Eastern Rhodopes

resulted from the evolution of different magma chambers. The magmatic complexes (divided as components of the groups) correspond in the most general case to separate phases in the evolution of the magma chambers.

The Chamdere magmatic group includes (in upwards succession) the Borovitsa rhyolite (Br), Panichkovo trachyrhyolite (Pn), Murgen trachyrhyolite (Mr), Gradishte trachyrhyodacite (Gr) and the Tri Mogili dyke (TM) complexes.

The Sarnitsa intermediate group comprises the Kolets basaltandesite (Kt), Voinovo shoshonite-latite (Vn), Bukovo shoshonite-latite (Bk), Nikolovo latite (Nk), Bezvoden latite (Bv) and Dragoina latite (Dr) complexes. The Kardzhali acid group is subdivided into Beli Plast rhyodacite (BP), Perperek trachyrhyolite (Pr) and Ustra rhyolite (Us) complexes. The Dambala intermediate group includes the Kalabak andesite (KI), Rabovo latite-andesite (Rb), Zvezdel andesite-basalt (Zv) complexes (Putocharka intermediate subgroup), Svety Ilya trachyrhyodacite (SI), Momchilgrad trachydacite (Mm), Raven rhyolite (Rv) complexes (Zdravers acid subgroup) and the Pcheloyad dike (Pc) complex. The Madzharovo latite (Md) complex is of independent occurrence and may be discussed as a group. The Zlatoustovo acid group covers Mezek rhyolite (Mz) and Cherna Mogila trachyrhyodacite (CM) complexes. The Byala Reka magmatic group is represented by the Planinets rhyolite (PI), Krumovgrad basalt (Kg) and Kalinovo-Kushla basalt (KK) complexes. Kalinovo-Kushla basalt complex is included in our discussion conventionally since we do not know this area but there are published analyses (Lilov et al., 1997).

## Analytical methods

During the geological mapping of the Eastern Rhodopes almost all of the divided magmatic complexes (phases) have been dated by the K-Ar method (84 analyzed samples). The sampling location have been plotted on 1:25 000 maps (Georgiev et al., 1995, 1996, 1997, 1999, unpublished reports, National Geological Archive). Part of the results has been published by Georgiev at al. (2003). All literature sources (91 datings), where the sampling locations can be sufficiently accurately related to some of the magmatic complexes, have been also used (Lilov et al., 1987; Marchev et al., 1997; Yanev, Pecskay, 1997; Harkovska et al., 1998a, b; Lilov et al., 2000; Ivanova et al., 2001).

Possibly most fresh rock samples were selected for analysis. The samples were crushed, sieved and washed to bulk fraction 0,50-0,25 mm and 0,25-0,10 mm.

The K-Ar dating was done at the laboratory of "Absolute Geochronology and Isotope analysis" at the Enterprise for Laboratory Geological Investigations, Sofia (now Eurotest Ltd.) using the method of the so-called isotopic dilution with <sup>38</sup>Ar tracer. The K content of the samples was determined by two and three times repeated measurements in flame photometer "Flapho-4" with a relative error of 2-4%. The content of the socalled radiogenic <sup>40</sup>Ar was fixed with a specially constructed installation for extraction and purification of Ar and subsequent isotopic analysis by means of a mass spectrometer MI/-1305 using a two-collector registration method of the Ar isotopes in a semistatic vacuum regime. The parameters of the ionizing source of the mass spectrometer are: current of emission - 1 мА; ionizing voltage – 50 V. The content of <sup>40</sup>K, <sup>40</sup>Ar and the age of the sample were computed by means of the constants:  $\lambda_B$ =4,962.10<sup>-10</sup> year<sup>-1</sup>;  $\lambda_K$ =0,581.10<sup>-10</sup> year<sup>-1</sup>; <sup>40</sup>K=1,167.10<sup>-4</sup>.K (%).

The accuracy of the analysis was periodically controlled by calibration of the flame photemeter, isotope analysis of atmospheric argon and calibration of the tracer (with interlaboratory standard sample "Asia 1/65"). The total analytical error is estimated to be 4-5%, but during analysis of samples with large correction for non-radiogenic atmospheric <sup>40</sup>Ar (low content of radiogenic <sup>40</sup>Ar respectively) the error considerably increases.



Fig. 2. Chronogram of magmatic complexes



Fig. 3. Chronogram of magmatic complexes (average ages)

#### Table 1

K-Ar data and ages of magmatic complexes.

No	Rock variety	Locality	K%	rad <sup>40</sup> Ar	Ma	
CHAMDERE MAGMATIC GROUP						
	Gradishte track	nyrhyodacite complex	av	erage 29	.1	
210	TRD dk	Briastvo village	4.11		27.8	
1592Y	TRD dm	Gradishteto peak	4.34	5.162	30.4	
	Try mogi	y dyke complex	av	erage 29	.9	
39L	QT (Kf)	Chetroka village	10.71	1.050	25.5	
41L	Sh dk	Tri Mogili village	3.88	4.159	27.5	
42L	R dk	Tri Mogili village	4.07	4.490	28.0	
40L	Sh dk	Sini vrah reak	4.04	4.690	29.5	
52L	R dk	Pakaderesi villadg	3.86	4.890	32.5	
51L	QT st	Sakakaya	4.23	5.454	33.0	
53L	TD b	Sini vrah reak	4.41	5.770	33.5	
	Panichkovo tra	achyrhyolite complex	av	erage 30	.8	
501	R dm	Velichka river	3.79	3.800	26.2	
12jY	TRD dm	Haskovo Min. Spr. Village	4.39	4.964	28.8	
43L	Р	Letnitsa peak	5.56	6.340	29.0	
511Y	TRD dm	Cheria Kamak peak	4.67	5.509	30.2	
48L	TR dm	Letnitsa peak	5.40	6.680	31.5	
46L	TR dm	Letnitsa peak	4.85	6.050	32.0	
47L	TR dm	Sarnitsa village	4.09	5.280	33.0	
44L	TR dm	Sarnitsa village	4.49	5.820	33.0	
45L	TR dm	Letnitsa peak	4.50	5.930	33.5	
	S	ARNITSA MAGMATIC GROL	IP			
	Dragoina	a latite complex	ave	erage 32	.3	
210	QL dk	Briastovo village	5.02		30.0	
1668Y	L	Dolni Voden village	4.78	5.808	31.0	
57L	QM I	Mechkovets peak	4.52	5.530	31.5	
58L	Т	Mechkovets peak	5.30	6.530	31.5	
B24Y	UPL	Mechkovets peak	5.30		31.5	
1672Y	QL	G. Briastovo village	4.79	5.997	31.9	
1670Y	UAL	G. Briastovo village	4.88	6.384	33.4	
59L	L I.f.	Briastovo village	3.90	5.270	34.5	
60L	L I.f.	с. Пилашево	4.00	5.540	35.0	
	Bezvode	n latite complex	av	erage 33	.0	
50L	QL dm	Rakaderesi village	4.14	4.876	30.5	
55L	L I.f.	Bezdiven peak	2.55	3.250	32.5	
56L	L b	Jeliazkivtsi village	3.24	4.210	33.0	
49L		Ciliaka peak	6.45	8.073	33.0	
54L	L I.T.	Gollam Meden peak	3.06	3.990	33.5	
61L	Sh I.f.	Bezvodno village	2.44	3.400	35.5	
0.01	Voinovo shos	nonite-latite complex	av	erage 37	.6	
02L		Sivrikala Kadaalaa willaca	3.70	5.230	36.0	
0JL		Nadanka village	2.79	4.073	31.0	
Ж1 500		venda village	2.18	0 740	31.5	
5U3	HKBA I.t.	voinovo village	2.66	2.740	<u>ა</u> ა ა ა ა ა ა ა ა ა ა ა ა ა ა ა ა ა ა	
3UZ	Pukous ahuut	voinovo village	3.18	4.530	ა <u>ყ.1</u>	
05	BUKOVO SNOSI		av	erage 36	.9	
25 20	HKA I.t.	Bukovo village	2.76	2.940	36.7	
30 500	LI.I. Chif	Dukovo villagė	3.35	4./50	31.0	
000	pn I.T.	parnitsa village	2.8/	3.270	31.0	
F10	Kolets basal	t-andesite complex	av	erage 39	.9	
		karamantsi village	2./5	3./40	31.0	
504	HKA I.†.	noiets village	2.17	2.920	42.7	

Concentrations of <sup>40</sup>Ar<sub>rad</sub> of the present authors and these reported in Lilov et al. (1987); Harkovska et al. (1998b) are in nmm³/gx10-3, and the data in Harkovska et al. (1998a); Yanev, Pecskay (1997); Mrchev et al. (1997); Lilov et al. (2000); Ivanova et al (2001) in ccSTR/gx10-6.

Shortening: B- basalt; BA- basaltic andesite; Dr- diorite; A- andesite; FD- phenodacite; RD- rhyodacite; R- rhyolite; P- perlite; HKBA- high-K basaltic andesite; HKA- high-K andesite; HKD- high-K dacite; Ababsarokite; Sh- shoshonite; L- latite; M- monzonite; TD- trachydacite; TRD- trachyrhyodacite; TR- trachyrhyolite; T- trachite; QLquartzlatite;QT- quartztrachite; QM- quartz-monzonite; UPLultrapotassic latite; ATD- alkaline trachydacite; dk- dyke; dm- dome; bbody; I- intrusion; I.f.- lava flow; t- tuff; st- stock.

Table	1
Contin	

C	0I	าน	nu	a	IOI	1

No	Rock variety	Locality	K%	rad <sup>40</sup> Ar	Ма
	K	ARDZHALI MAGMATIC GRO	UP		
	Ustra	rhyolite complex	ave	erage 31	.1
9	Rb	Zli Vrah peak	3,54	4.280	31,0
10L	P dm	Schupena Planina peak	4,13	5.020	31,0
11L	R dm	Mishevsko village	4,13	5.040	31,0
3213	Rb	Vodenicharsko village	3,19	1,20	31,5
	Perperek tr	achyrhyolite complex	ave	erage 31	.4
145	TR dm	Studen kladenetz	4,80	5.280	29,1
14L	ATD dm	Hisar peak	5,10	6.100	30,0
1005	R dm	Miladinovo village	4.06	4.000	30.0
8L	Р	Silen village	4.70	5.830	31.5
6056	Rt	Chiflik village	4.53	4.800	31.6
15L	ATD dm	Hisar peak	4.89	6.120	32.0
16	TRD	Sredna Arda	4 52	5 690	32.0
18	Plf	Cholderen neak	6 45	8 120	32.0
11	TR dm	Svetoslav village	4 84	6 110	33.0
275	R dm	Silen village	3 07	5 080	33.0
215	Roli Plast	rhyodacite complex	0.01	0.000	5
3003		Zimovina villago	6.07	7 360	30.0
71		Dotnikovo villogo	4.25	F 250	22.0
/ L 6.06			4.20	5.350	32.0
000	RD t		4.88	5.250	32.0
33L	IR dm	Geren village	4,53	6.100	34,0
1000	RD t	Bashtino village	4.00	3.520	35.0
85	HKD	Minzuhar village	3.75	4.520	35.5
586	TR dm	Liaskovets village	4.85	6.210	36.8
394	RD b	Popovets village	2.01	1.960	37.0
1001	RD b	Sestrinsko village	3.09	4.530	38.0
		DAMBALA MAGMATIC GROU	JP		
	Pcheloy	ad dyke complex	ave	erage 29	).7
2L	TR b	Mishevsko village	4,01	4.160	26,5
3L	R dk	Podkova village	4,16	4.420	27,0
4814	RD b	Stareishino village	3,86	4.360	29,5
4Z	Rd dm (Bi)	Kouvandzhic peak	7,16	3.764	31.2
7Z	FD dk	Yapraluk peak	4,68	5.835	31.8
6Z	FD dk	Yapraluk peak	4,46	5.633	32.2
	Momchilgra	d trahydacite complex			
122	HKA I.f.	Momchilgrad	2,49	2.940	31,0
	Sveti Ilia trac	hyrhyodacite complex	ave	erage 30	.6
2500	TD I.f.	Lisicite	4,81	5.370	29,5
17L	TRD I.f.	Sveti Ilia peak	3,20	3.900	31,0
20	TRD I.f.	Chomakovo village	4,94	5.820	31,0
2372	TRD I.f.	Sv. Ilia peak			31.0
	Zvezdel bas	altic-andesite complex	ave	erage 31	.0
1111H	HKBA	Djulgera peak	2.00	3.871	27,7
3072H	I HKA I.f.	Zvezdel village	2.00	3.978	28.4
3	HKA I.f.	Sushevo village	1.80	1.120	29.3
- 12L	Mi	Galenit village	2.50	1.100	31.5
3652	Dr I	Metlichka village	1.60		31.5
1	BA I.f.	Bagrianka village	2.45	2,960	31.5
13I	Alf	Hubavelka village	2.91	3 812	33.0
179	BAIf	Star chal village	3.07	4 140	35.0
	Kalahak	andesite complex	31/2	25 anere	8
341	RA	Irantene neak	1 25	1 750	 35 n
351	Δ	Irantene neak	2.40	3 100	36 5
166		Goron village	2,42	3 160	30,0
100	A I.I.	Deren village	1,ŏ4	J. 10U	ა ,0

Sample number xL is data Lilov et al. (1987); xxxxH - Harkovska et al. (1998b); xZ - Harkovska et al. (1998a); xxxY - Yanev, Pecskay (1997); xxxl - Ivanova et al (2001); xM - Mrchev et al. (1997); xxLP -Lilov et al. (2000).

Table 1	
---------	--

Continuation

No	Rock variety	Locality	K%	rad <sup>40</sup> Ar	Ма
Madzharo		vo latite complex	av	erage 31	.1
4760	QL dk	Malko Popovo village	8.38		27.5
6708	QL dk	Malko Popovo village	4.08	4.160	27.5
62	QT	Gaberovo village	4.52	4.730	27.7
4964	Mi	Madzharovo tawn	4.39	4.870	28.5
2219	TD	Borislavtsi village	5.12	5.700	29.0
1347	QT	Gaberovo village	7.40	8.440	29.0
4859	QT dk	Brusevtsi village	6.74	9.890	29.0
5315	QL	Madzharovo tawn	4.12	4.450	29.0
2441	L dk	Madzharovo tawn	9.30	10.500	29.5
4974	A dk	Madzharovo tawn	5.39	5.850	29.5
2222	TD	Borislavtsi village	4.23	4.650	29.5
5363	QT	Gaberovo village	4.30	5.520	30.0
4968	Mi	Madzharovo tawn	4.10	4.580	30.5
2435	Mi	Madzharovo tawn	6.43	7.660	30.5
986	QL dk	Madzharovo tawn	7.74	8.820	30.5
2232	TD	Borislavtsi village	5.11	6.150	30.8
20L	QT	Malko Popovo village	5.45	6.539	31.0
22L	Ρ	Malko Popovo village	3.83	4.590	31.0
727	L I.f.	Madzharovo tawn	5.07	6.010	31.0
2420	Mi	Madzharovo tawn	4.28	5.280	31.5
2435a	A dk	Madzharovo tawn	3.38	4.070	31.5
31L	Sh	Senoklas village	3.18	3.950	31.5
5362	L I.f.	Malko Popovo village	4.38	5.270	31.5
1249	BA I.f.	Chernichino village	5.36	6.370	31.5
21L	QT	Hisara peak	4.85	6.140	32.0
24L	Mi	Madzharovo tawn	4.30	5.375	32.0
1333	L I.f.	Madzharovo tawn	4.25	5.170	32.0
32L	L	Malko Popovo village	3.46	4.350	32.0
26L	L	Baldja village	3.24	4.120	32.5
27L	Sh	Malko Popovo village	3.60	4.560	32.5
4767	Sh dk	Malko Popovo village	3.27		32.8
23L	Mi	Madzharovo tawn	4.40	5.720	33.0
28L	L	Malko Popovo village	4.65	6.050	33.0
986	L I.f.	Madzharovo tawn	4.50	5.750	33.0
30L	L	Shishtepe peak	3.23	4.177	33.0
25L	L	Chernichevo village	3.00	3.950	33.5
29L	Sh	Senoklas village	3.02	3.980	33.5
95	QL I.f.	D. Cherkovishte village	4.35	5.710	34.0
699	BA I.f.	Madzharovo tawn	2.19	4.530	37.0

#### Results

The age range of the Paleogene late extensional magmatism is 42,7-25,5 Ma and based on the average values for individual phases – 39,9-27,3 Ma or around 12 Ma (Table 1, Figs 2 and 3). The peak of the magmatic activity is between 30-33 Ma.

The age of Chamdere magmatic group is 33,5-25,5 or 30,8-29,1 Ma (average for individual complexes). The Sarnitsa intermediate group has an age interval of 42,7-30,0 Ma or 39,9-32,3 Ma (average for individual complexes). The Kadzhali acid group spans 38,0-29,1 Ma or 34,5-31,1 Ma (average values).

The age of Dambala intermediate group (with acid final phases) is 39,0-26,5 Ma or 36,8-29,7 Ma (average values). The Madzharovo latite complex has a time span of 37,0-27,5 Ma or in average 31,1 Ma. The age interval of Zlatoustovo acid group is 38,0-27,5 Ma or in average 33,5-33,1. The Byala Reka magmatic group is datetd 35,0-26,1, or in average 31,8-27,3.

Ta	olo	е	1	
0				4

ontinua	ation					
No	Rock variety	Locality	K%	rad <sup>40</sup> Ar	Ма	
	ZLAT	OUSTOVO MAGMATIC GR	OUP			
Ch	Cherna Mogila trachyrhyodacire complex average 33.1					
4109	Rb	Cerna mogila village	5.60	6.860	30.5	
6157	Dr i	Cerna mogila village	4.11	4.370	32.2	
4076	RD b	Cerna mogila village	5.80	6.360	32.5	
4134	RD b	Huksana river	5.70	5.980	32.8	
4008	RD b	Cerna mogila village	5.00	6.830	33.2	
6078	Di	Lozen village	2.55	3.390	34.5	
37L	TRD (Kf)	Cerna mogila village	9.40	13.160	36.0	
	Mezek rh	yolite complex	av	erage 33	.5	
6L	R dk	Sheinovets peak	4.00	4.260	27.5	
4421	Rt	Malko Gradishte village	3.96	4.100	31.3	
4182	R dm	Malko Gradishte village	6.20	7.380	31.5	
19L	R dm	Sv. Marina peak	4.52	5.678	32.0	
4184	TRD	Malko Gradishte village	3.60	4.560	32.0	
1156б	Rb	Lozen village	5.70	7.010	32.0	
771	R dk (Bi)	Malko Gradishte village	6.56	8.261	32.1	
1861	R dk	Karatepe peak	3.81	4.840	32.4	
2541	R dk	Karatepe peak	3.81	4.849	32.5	
11	T dm	Seinovets peak	4.55	5.881	32.9	
1691	R dm	Goliama Chuka peak	3.75	4.882	33.2	
4305	TRD	Cherno Bardo peak	4.18	3.800	34.0	
751	R dk (Bi)	Malko Gradishte village	6.49	8.798	34.5	
3651	R dm	Malko Gradishte village	3.77	5.216	35.2	
3220	Rt	Tastepe peak	3.68	4.400	35.5	
38L	R	Cerna Mogila village	4.28	6.150	36.5	
891	R dm	Malko Gradishte village	3.85	5.554	36.7	
1156a	Rb	Lozen village	5.80	8.300	37.0	
3104	R dm	Sv. Marina peak	3.70	5.470	38.0	
	BYA	ALA REKA MAGMATIC GRO	UP			
	Planinets i	hyolite complex	av	erage 28	.9	
5L	Rb	Planinets village	4.30	4.550	27.0	
4114	Rb	Cerna Mogila village	4.85	5.120	27.0	
4L	R dk	Popsko village	8.54	9.180	27.5	
35	Rb	Cerna Mogila village	5.00	5.380	28.0	
269	Rb	Lozen village	5.61	6.050	28.5	
98	Rb	Cerna Mogila village	6.94	7.690	29.5	
36L	R dk	Cerna Mogila village	6.30	8.650	35.0	
	Krumovgra	d basalt complex	av	erage 27	.3	
4M	B dk	Strajevets village	2.62	2.672	26.1	
3M	B dk	Parjenaka	1.97	2.036	26.4	
2M	B dk	Egrek village	2.01	2.153	27.3	
1652	Вb	Planinets village	5.04		27.8	
1M	B dk	Egrek village	2.24	2.115	27.9	
1653	Вb	Planinets village		2.590	28.0	
	Kapinovo-Kus	shla basalt complex	av	erage 31	.8	
17LP	B dk	Dolno Kapinovo village	2.92	3.518	30.7	
14LP	B dk	Djerovo village	2.17	2.640	31.0	
13LP	B dk	Gorski Izvor village	2.41	2.949	31.2	
12LP	B dk	Gorski Izvor village	1.64	2.066	32.1	
16LP	B dk	Dolno Kapinovo village	2.78	3.582	32.8	
15LP	B dk	Dolno Kapinovo village	2.49	3.214	32.9	

## Discussion

The individual magmatic complexes are characterized by an unrealistically large age interval – up to 7-8 Ma. Furthermore, the age intervals of the magmatic complexes from one group overlap in an interval of about 4-5 Ma, despite of the fact that the spatial relationships between them are generally clear – the later complexes intersect or cover the earlier ones. There are no lateral transitions between them and an overlapping in time is not possible. Such a large dispersion of age data is

characteristic both of results from our laboratory and the cited literature data. The results of ATOMKI, Hungarian Academy of Sciences (Marchev et al., 1997; Yanev, Pecskay, 1997; Harkovska et al., 1998a; Lilov et al., 2000; Ivanova et al., 2001) show a lesser dispersion (2 to 4,3 Ma for one phase) but in this case a small number of samples has been analyzed (Table 1). The usual error of K-Ar dating is 4-5%. The analysis of our and literature data shows that the error for this method is about 15%.

The average values obtained for the individual complexes (phases), however, are close to those determined by the Ar-Ar method (Table 2). These average values characterize well the succession of formation of the individual complexes and do not contradict the observed field relationships. They may be used with a certain degree of confidence for characterization both of the age interval of the magmatism as a whole and of the individual groups.

#### Table 2

Ar-Ar ages (data: Marchev, Singer, 1999; Singer, Marchev, 2000; Moskovski et al., 2004)

Magmatic complex	Age Ar-Ar (Ma)
Try mogily dyke complex	31.75-31.76
Murga trachyrhyolite complex	31.86
Panichkovo trachyrhyolite complex	32.17
Borovitsa rhyolite complex	31.93-32.16
Dragoina latite complex	32.30-32-92
Bezvoden latite complex	32.82
Perperek trachyrhyolite complex	31.82-32.00
Beli Plast rhyodacite complex	32.28-32.44
Madzharovo latite compleks	32.06-32.72

The assignment of individual bodies, for which no clear spatial relationships are available, to one or other phase on the basis of single K-Ar data is incorrect and may lead to unrealistic interpretations.

There is a tendency of migration of the late extensional magmatism from the intermediate magmatic groups from NW to SE (after the average values of the component complexes): 39,9-32,3 Ma (Sarnitsa group); 36,8-29,7 Ma (Dambala group); 31,1 Ma (Madzharovo complex); 31,8-27,3 Ma (Byala Reka group). For the acid magmatic groups there is a less well-expressed reverse tendency: 30,8-29,1 Ma (Chamdere group); 34,5-31,1 Ma (Karzgali group); 33,5-33,1 Ma (Zlatoustovo group).

#### References

Georgiev, V., P. Milovanov, P. Monchev. 2003. K-Ar dating of the magmatic activity in the Momchilgrad volcanotectonic depression. – Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 56, 8, 49-54.

- Georgiev, V. 2005. Late Alpine tectonic and magmatism in the Eastern Phodopes. *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 58,* 1, 47-52.
- Georgiev, V., P. Milovanov. 2005. Late alpine magmatic groups and komplexes in the Eastern Rhodopes . – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 58,* 1, 53-58.
- Harkovska, A., Z. Pecskay, P. Marchev, M. Popov. 1998a. How old the dykes of the Zveadel swarm (Eastern Rhodopes, Bulgaria) are. – *Geologica Balc., 28*, 1-2, 69-70.
- Harkovska, A., G. Pe-Piper, K. Stoykova, R. Nedyalkov, S. Moskovski. 1998b. Late Oligocene (Early Chattian) epiclastics and lava bodies of intermediate composition from the Eastern Rhodpes (Bilgaria). – Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 51, 7-8, 53-56.
- Ivanov, R. 1960. Magmatism in the East-Rhodopian depression: I. Geolody. – *Trudove Geol. Bulg., Ser. Geochim. Pol. Izkop, Part I, Geology,* 311-387 (in Bulgarian with German abstract).
- Ivanova, R., Z. Pecskay, Y. Yanev. 2001. K-Ar ages of the volcanic rocks from the Paleogene Sheinovets caldera, Eastern Rhodopes (Bulgaria). – Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 54, 3, 59-62.
- Lilov, P., Y. Yanev, P. Marchev. 1987. K-Ar dating of the Eastern Rhodope Paleogene magmatism. *Geologica Balc.*, *17*, 6, 49-58.
- Lilov, P., Z. Pecskay, A. Goranov, I. Boyanov. 2000. Preliminary data on th K-Ar dating of the basic rocks ftom the region southerly of Momchigrad, Eastern Rhodopes, Bulgaria. – *Geol. Balc.*, 30, 1-2, 13-17.
- Marchev P., A. Harkovska, Z. Pecskay, O. Vaselli, H. Downes. 1997. Natureand age of the alkaline basaltic magmatism southeast of Krumovgrad, SE-Bulgaria. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 50, 4, 77-80.
- Marchev, P., B. Singer. 1999. Timing of magmatism, alterationmineralization, and caldera evolution in the Spahievo ore field, Bulgaria' from laser-fusion 40Ar/39Ar dating. – In: *Stanley et al. (Eds). Mineral Deposits: Processes to Processing, Balkema, Rotterdam*, 1271-1274.
- Marchev, P., B. Singer. 2002. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of magmatism and hydrothermal activity of the Madjarovo base-precious metal ore district, eastern Rhodopes, Bulgaria. – In: Blundell, D., Neubauer, F., von Quadt, A. (Eds), The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 204, 137-150.
- Moskovski, S., V. Karloukovski, Z. Milakovska, A. Harkovska, M. Pringle. 2004. Litological and magnetostratigraphic correlation of Paleogene sections in the Eastern Rhodopes (SE Bulgaria). – Geologica Carpathica, 55, 3, 251-260.
- Singer, B., P. Marchev. 2000. Temporal evolution of arc magmatism and hydrothermal activity, including epithermal gold veins, Borovitsa caldera, Southern Bulgaria. – *Economic Geology*, *5*, 1155-1164.
- Yanev, Y., Z. Pecskay. 1997. Preliminary data on the petrology and K-Ar dating of the Oligocene volcano Briastovo, Eastern Rhdopes – Geochem. Mineral. Petrol., 32, 59-66.

Recommended for publication by Department of

Mineralogy and Petrology, Faculty of Geology and Prospecting

## LITHOSTRATIGRAPHY OF THE LATE CRETACEOUS ROCKS IN THE PANAGYURISHTE ORE REGION

## Kamen Popov

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

**ABSTRACT.** The Late Cretaceous magmatism controls the evolution of the metallogenic processes in the Panagyurishte ore region. The Upper Cretaceous sedimentary and volcanic rocks transgressively overlay the basement of different older rocks. Turonian terrigenous complex, Panagyurishte volcano-sedimentary Group and Popintsi sedimentary Group are distinguished in the Upper Cretaceous section. The coal-bearing and sandstone suites are determined in the Turonian terrigenous complex. The Panagyurishte volcano-sedimentary Group is divided on Chelopech, Vozdol, Petelovo, Vrankamik, Assarel, Ovchepoltsi, Elshitsa and Pesovets Formations. The Popintsi sedimentary Group is compound by the known Mirkovo and Chugovitsa Formations. The paleontological data about the age of the quoted lithostratigraphic units are shown, as well as the data for their absolute age.

#### ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ НА КЪСНОКРЕДНИТЕ СКАЛИ В ПАНАГЮРСКИЯ РУДЕН РАЙОН Камен Попов

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

**РЕЗЮМЕ.** Къснокредният магматизъм контролира еволюцията на металогенните процеси в Панагюрския руден район. Горнокредните седиментни и вулканогенни скали се разполагат трансгресивно върху фундамент от различни по-стари скали. В горнокредния разрез се разграничават Туронски теригенен комплекс, Панагюрска вулканогенно-седиментна група и Попинска седиментогенна група. В Туронския теригенен комплекс се отделят въгленосна и пясъчникова задруга. Панагюрската вулканогенно-седиментна група се разделя на Челопешка, Воздолска, Петеловска, Вранкамикска, Асарелска, Овчеполска, Елшишка и Песовецка свити. Попинската седиментогенна група е съставена от известните Мирковска и Чуговишка свити. Посочени са палеонтоложките данни за възрастта на цитираните литостратиграфски единици, както и данните за тяхната абсолютна възраст.

## Introduction

The Panagyurishte ore region is part of the Apuseni-Banat-Timok-Srednogorie magmatic and metallogenic belt (Popov et al., 2002). It is located 55-95 km eastern from the city of Sofia. It covers an area of about 1500 km<sup>2</sup> that includes part of the Central Srednogorie and Stara Planina (Balkan) Mountains, between the towns of Pazardzhik and Etrople. The position of region is determined by the area of intensive Late Cretaceous magmatic activity and associated ore deposits (Popov and Popov, 1997, 2000). The porphyry copper and epithermal massive-sulphide ore deposit predominate. Small gold, goldbase-metal, barite, lead-zinc and manganese deposits and are found as well.

The main features in the geological structure of the Panagyurishte ore region, which control the metallogenic processes in space and time, are determined by the character of the complex of Upper Cretaceous magmatic and sedimentary rocks and the associated tectonic structures (fig. 1). That is why the subject of this paper is the lithostratigraphy of the Late Cretaceous effusive rocks. It is the necessary base for the delimitation of the individual magmatic complexes with a view to their metallogenic significance.

The Upper Cretaceous sedimentary and effusive rocks overlay transgressively the basement of different Precambrian high metamorphic rocks and Late Paleozoic South Bulgarian (Srednogorie) plutons mainly (Fig. 1), and in the northern areas – of Middle Paleozoic Stara Planina granodiorite-granite complex. The Stephanian-Permian and Triassic sediments are preserved in small areas.

The earlier geological investigation in the middle and second half of the 19th century do not give a clear data of the Upper Cretaceous rocks in the Panagyurishte region. First of all Zlatarski (1893) mentioned the presence of the Upper Cretaceous sedimentary rocks in this territory. This author determined the Campanian age of these rocks and he delimit marl-limestone and flysch facieses (Zlatarski, 1910). Besides, Bonchev (1909) confirm the Cretaceous age of the young volcanic rocks. Later Pushkarov (1927) differentiated the littoral sedimentary rocks in the base of the Upper Cretaceous section, which he assign to the so called Gossau facies of the Upper Senonian, and Kamenov (1936) (by lithological analogy) supposed that they are Turonian. The Turonian age of these rocks is defined on the base of paleontological data by Dimitrov (1936) for the area west of Mirkovo village, and by Nikolaev (1947) for the area around Chelopech village.



#### ÇIÇIÇIY VOZDOL ETTUSIVE F

## Fig. 1. Geological map of the Panagyurishte ore region

More detail investigations in the western part of the region are carried out by Landzev (1940), Mandev (1940), Boyadziev (1940), and Bonchev (1940), which traced out the spatial development of the Upper Cretaceous rocks and their stratigraphic differentiation. Two lithological units (they call them "horizons") are usually distinguished in the Turonian section by these authors. They subdivided the Senonian section into three horizons: first - andesitic tuff, andesite, marls, and clayey limestone; second – red marls, and clayey limestone; third – alternating sandy marl and sandy-carbonate argillite, rare andesitic tuff (Fig. 2). This stratigraphic model was adopted in the later studies of Nikolaev (1947) in the area around the village of Chelopech, as well as by Dimitrov and Kostov (1954), Hristov (1957, 1960) and Boyadzhiev (1965) in the area southern from the town of Panagyurishte. This model is the basis for the later elaborations of Vrublyanski et al.

Mandev, 1940 Landzev, 1940		Vrublyanski et al., 1961		Karagyuleva et al., 1974		Moev and Antonov, 1978		Dimitrova et al., 1984					К. Ророv, 2001		
			_	Paleogene	Conglomerate suite		_	Maastrichtian ?	Conglomerate suite			Paleogene	Conglomerate suite		
Senonian	Third		Fourth horizon	Maastrichtian	Flysch suite	Campanian - Maastrichtian	Chugovitsa Formation	anian		Flysch suit	iite	Campanian - Maastrichtian	enonian ary group	Chugovitsa Formation	
	Second horizon	an	Third horizon	Up.Santonian - Campanian	Carbonate suite	Santonian - Campanian	Mirkovo Formation	Camp	ary group	cario-securieritary group one-marl suite			Santonian - Campanian	Upper S sediment	Mirkovo Formation
	First horizon	Maastrichtia	Maastrichtia	Maastricture Norizon	Tuffite suite	Coniasian - Santonian	Chelopech Formation	Santonian	Coniasian   Santonian Volcano-sedimenti		de flysch suite	Tuffite suite	Coniasian - Santonian	rr Senonian) ary group	Pesovets suite Elshitsa
			First horizon	Lower Senor	Sedimentary – volcanogenic suite			Coniasian		Limesto	Tephroid			Panagyurishte (Lowe volcano-sediment	Svoboda- Ovchihulm and Assarel suites Krasen-Petelovo and Vrankamik suites; Vozdol member
Turonian	Second horizon	uronian	Second horizon	Upper Turonian	Sandstone suite	Upper Turonian	Sandstone suite	Turonian	Sar lime suit	andstone - mestone uite			Upper Turonian	dnoug snong	Sandstone suite
	First horizon	Upper T.	First horizon	Lower Turonian	Molassa suite	Lower Turonian	Coal-bearing suite	Cenomanian ?	C sa sı	layey – andstor uite	ne		Lower (?) Turonian	Turonian terri	Coal-bearing suite

Fig. 2. Comparative scheme of the Upper Cretaceous stratigraphic division in the Panagyurishte region by different authors

(1961), Karagyuleva et al. (1974), Moev and Antonov (1978), Dimitrova et al. (1984). Vrublyanski et al. (1961) separated the first horizon into two horizons: first - grey marl an andesite; second - andesite and tuff-marl complex, and suggest that the age of the whole section is Maastrichtian. Karagyuleva et al. (1974) divided the first horizon in two suites: sedimentaryvolcanogenic and tuffitic. More different stratigraphic model of the Senonian rocks suggests Dimitrova et al. (1984). These authors described the following suites in the Senonian section: limestone-marl, tephroide, tuff, flysch, and conglomerate (Fig. 2). The first three suites interfinger lateraly and the last (conglomerate) according others authors belongs to the Paleogene. Chipchakova (1970) suggested a model of rhythmical development of the magmatic activity, which is interrupted by sedimentation periods. As a number of authors mentioned (Bogdanov et al., 1974; Karagyuleva et al., 1974; Dimitrov, 1983), this model is based on the incorrect interpretation of the stratigraphic position of the known sedimentary units and it is not confirmed by their real relationship in the field.

On the basis of the data from mentioned publications, as well as by the result of author's study on the composition, spreading and relationships of the Upper Cretaceous sedimentary and effusive rocks, here is suggested to differentiate the column on three clearly remarkable lithostratigraphic groups, which was suggested by K. Popov (2001) (Fig. 1-3). The Turonian terrigenous complex builds the lowest part of the section. The Lower Senonian Panagyurishte volcano-sedimentary Group covers it transgressively. Numerous subvolcanic and hypabyssal intrusions and dikes are associated with the second group. The Upper Senonian Popintsi Group is developed the uppermost part of the section, where flysch-type rocks predominate. The features of the composition and structure of the individual groups mark the changes of the character and conditions of the sedimentary and volcanic processes.

## **Turonian terrigenous complex**

The Turonian terrigenous complex builds the lower part of the Upper Cretaceous profile. It marks the beginning of the Late Cretaceous sedimentation cycle in the region after the Austrian tectonic processes. It contains two suites: coalbearing and sandstone.

#### **Coal-bearing suite**

The Coal-bearing suite was named by Moev and Antonov (1978). Earlier it was designated by Vrublyanski et al. (1961) as "littoral-clastite unit" and by Karagyuleva et al. (1974) – as "molassa suite". It is not developed everywhere in the base of the Turonian section.



Fig. 3. Lithostratigraphic column of the Panagyurishte Ore Region

The Coal-bearing suite overlies the Pre-Cambrian, Early Paleozoic and Triassic rocks transgressively and discordantly. It contains polygenic breccia-conglomerate and conglomerate disposed mainly in the base of the section and predominantly polymictic sandstone. Aleurolite, argillite, sandy-coal-bearing schist and thin coal intercalation are rare. Most of the authors mentioned the presence of vegetation fossils pieces. Evidently, these sediments are formed in continental-littoral environment (Vrublyanski et al., 1961). Its thickness varies from 0 to 100-200 m in different areas of the region.

By drill data, in small place in the Vozdol area (northern from Chelopech village), an olistostrome packet with thikness of 300 to 350 m was formed in the base of the section (Popov et al., 1983). This packet consists of olistoliths of Pre-Cambrian metamorphite mainly, which are included in matrix of conglomerate, gritstone and hetero-granular sandstone. Usually the olistoliths have a size of several meters, but blocks up to 120 m in diameter are found too. The development of the olistostrome packet is limited to the north by Mechita fault. Besides, the sandstones of the higher level of the Turonian section are developed in the both sides of this fault without displacement. These interrelations mark the sin-sedimentary dislocation along the fault with uplifting of the northern block.

#### Sandstone suite

The Sandstone suite is named by Karagyuleva et al. (1974), which is adopted by the other authors (Moev and Antonov, 1978; Cheshitev et al., 1995; Katskov and Iliev, 1993). It gradationally overlay the Coal-bearing suite, as it lies transgressively above older rocks in some areas (Karagyuleva et al. 1974; Moev and Antonov, 1978; Dimitrova et al., 1984; Katskov and Iliev, 1993). It consists of submarine polymictic arkose or mica sandstone, aleurolite, and less of argillic sandstone, sandy limestone, marl, and calcareous-sandy argillite. Its preserved thickness varies from 20-50 m up to 300 m in different areas.

The age of both coal-bearing and sandstone suites is determined as Turonian by paleontological data. Vrublyanski et al. (1961) provide most detailed descriptions of the fauna, mainly from the Sandstone suite. These authors designated the whole section to the Upper Turonian without sufficient reasons. Karagyuleva et al. (1974) and Moev and Antonov (1978) suggest that the lower suite is lower Turonian and Dimitrova et al. (1984) suggest that it is Cenomanian. The fossils found by these authors (in both suites) include Exogyra columba var. major Jourd.; Mammites reverlieranus Jord.; Natica (Ampulina) bulbiformis Sow.; Natica subchercinica Freuch.: Pecten decemcostatum Munster.: Cuculea chimensis Gumbel; Inoceramus labiatus Schloth.; Inoceramus cf. andinus Wichel., etc., which without doubt fix the age as Turonian. The delimitation of the Lower and Upper Turonian and the assignment of the Coal-bearing suite to the Cenomanian are not reasonable for the time being.

## Panagyurishte volcano-sedimentary group

The Panagyurishte volcano-sedimentary Group is distinguished by K. Popov (2001). It is named to Panagyurishte – a town located in the center of the area of its spreading. The definitive features of this group are the wide spreading of the

volcanic and associated volcano-sedimentary and sedimentary rocks. The group is compound by Chelopech Formation of Moev and Antonov (1978) and several effusive formations. which are discussed below. This group is stratigraphic analog of the first Senonian horizon by Landzev (1940), Mandev (1940), Bojadziev (1940), Boncev (1940), Nikolaev (1947), Dimitrov and Kostov (1954), Hristov (1957, 1960) and Boyadzhiev (1965), or the first and second Maastrichtian horizon by Vrublyanski et al. (1961), or sedimentaryvolcanogenic and tuffite suite by Karagyuleva et al. (1974), or the Chelopech Formation by Moev and Antonov (1978) (fig. 2). The Panagyurishte group transgressively overlies various Turonian levels or even older rocks in some areas (Vrublyanski et al., 1961; Karagyuleva et al., 1974; Moev and Antonov, 1978). Moreover, the Senonian effusive rocks cover Pre-Cambrian metamorphic rocks in the southern part of the region (Boyadzhiev and Chipchakova, 1963; Bogdanov et al., 1970). At the same time, the post-volcanic rocks of the Popintsi Group transgressively overlie the Panagyurishte Group.

The aspiration of the authors to make a general stratigraphy of the volcanogenic rocks, which is valid of the whole territory of the region, is common disadvantage of the stratigraphic schemes mentioned above. These schemes do not recognize the differences in the composition and spreading of the volcanic rocks, which are formed as a result of the activity of different volcanoes, and which have complicated interrelations between each other and with the sedimentary rocks of the same age. Besides, some of the authors presume that the volcanic activity took place during the whole Senonian, which is based on the presence of the tuffite rocks in the so called third horizon. Dimitrov and Kostov (1954) and Karagyuleva et al. (1974) emphasize that these rocks was formed as a result of re-sedimentation of the volcanogenic material, which is confirmed by author's observations also. The investigations after 1980 in the separate parts of the region demonstrate the petrological differences of the rocks, which are result of the individual evolution of the particular volcano-intrusive complexes (Popov, 1989; Ignatovski and Bayraktarov, 1996; Popov and Popov, 1997, 2000; K. Popov, 2001). These circumstances determine the very complicated structure of the Panagyurishte volcano-sedimentary Group in vertical and horizontal direction. The sedimentary and volcano-sedimentary rocks predominate in the section from the westernmost part of the region (western from Oborishte village and in the area of Mirkovo village) where the effusive rocks are rare. Similar section is observed to the east, in the area of Dyulevo and Smilets villages, as well as southern of Ovchepoltsi village, where the volcano-sedimentary rocks and pellite-psamitic tuff predominate. Beside, this complex comprises of effusive rocks predominantly eastern of Oborishte village, southern from Panagyurishte town, in the areas of Buta, Popintsi, Svoboda, and Elshitsa villages and Obchite Hulmove hills, as well as northern form Chelopech village. This variability of composition is a result of continued and in different time effusive activity of numerous volcanoes, accompanied by sedimentary and resedimentary processes (Popov and Popov, 1997, 2000). It is very difficult to make a detailed and reliable correlation between the sections in the separate areas because of the different block displacement and the affiliation of the rocks to individual volcanoes. The development of lava sheets and agglomerate and block tuff around the volcanic centers is typical in general. The so called tephroide flisch (Nachev and Soultanov, 1991), which is composed mainly of tephroide rocks, marl, clayey limestone and rarely other rocks, prevail in horizontal and vertical direction, away from the volcanic centers. Limestone, marl, calcareous sandstone and sandy limestone are formed in the outermost areas as well as during the decreasing or absence of effusive activity.

The data from the investigation in the last ten years, as well as the publications and geological reports about the areas of Chelopech (Moev and Antonov, 1978; Popov and Moutafchiev, 1980; Popov et al., 1983, 2000a, 2001), Assarel (Popov and Petkov, 1994; Popov et al., 1996, 2000b), as well as Dimitrov (1983) and Ignatovski and Bayraktarov (1996) give the opportunity to suggest a new lithostratigraphic model of the volcano-sedimentary rocks from the Panagyurishte Group, which was published for the southern part of the region (K. Popov, 2001a). The base criteria for the lithostratigraphic subdivision are the petrographic features of the effusive rocks. The petrographic distinctions of the rocks are determined by the circumstance that they are formed as a result of activity of individual volcanoes or complex of neighboring volcanoes with identical rocks' composition. The spreading of these specific effusive rock associations can be traced very well, as it coincides to a great extent with the areas of the individual or complex volcanoes. Numerous effusive formations are delimited on the basis of these features, which are distinguished by its lithological composition, spatial and stratigraphic position. The higher variability in the composition and thickness, which is typical for the volcanic units, makes difficult the characterization of these effusive formations. By this reason, instead of the description of type section, the individual effusive suites are validated by pointing of type area of its spreading, which usually coincide with the central part of respective volcanoes.

As a result of the performed analysis within the Panagyurishte volcano-sedimentary Group, except the Chelopech Formation of Moev and Antonov (1978), the Vozdol, Petelovo, Vran Kamik, Assarel, Ovchepoltsi, Elshitsa and Pesovets effusive Formations are distinguished (fig. 1, 3). The Chelopech Formation combines the volcano-sedimentary rocks, which are formed away from the volcanic centers, and which interfinger with the rocks from the effusive formations. The effusive formations are compound almost entirely by the rocks of the particular volcanic cones. Their names are usually the same as the name of the volcanoes which they form. As the rule, the formations possess comparatively clear lower and upper boundaries in the areas where they are outcropped. Besides, their delimitation in horizontal direction is provisional to a great extent, because of the lateral interfingering between the rocks, which are products of different volcanoes. The effusive formations associate with co-magmatic subvolcanic, subvolcanic-hypabyssal and hypabyssal intrusives and dikes, and together they form several uniform volcano-intrusive (volcano-plutonic) complexes.

#### **Chelopech Formation**

The Chelopech Formation is developed mainly in the eastern and western periphery of the Panagyurishte ore region. It was determined by Moev and Antonov (1978) in the northern part of the region, in the Chelopech village area. Karagyuleva et al. (1974) described part of these rocks as tuffite suite southern from Panagyurishte town. Earlier authors designated it as the first Senonian horizon (Landzev, 1940; Mandev, 1940; Bojadziev 1940; Boncev, 1940; Nikolaev, 1947) or as the first and second Maastrichtian horizon (Vrublyanski et al., 1960). The name of Chelopech Formation is adopted for the whole Panagyurishte region at present (Katskov and Iliev, 1993). It transgressively overlay Turonian or older rocks, but it overlies with gradual transition the Turronian sandstone suite in the northeastern part of the region, around the Mirkovo and Petrich villages.

The Chelopech Formation is formed in the areas away from the volcanic centers, where the combined deposition of hemipelagic and terrigenous materials, volcanic pyroclastics as well as reworked, resedimented tephra occurs. Typical tephroide flysch, described by Nachev (1978), is formed in some levels of the section, mainly in the marginal parts. The volcano-sedimentary section intercalates in lateral direction with the sections of the individual volcanoes, which form the corresponding effusive formations. The boundaries between them and the Chelopech Formation are not very clear.

The Chelopech Formation is stratigraphic equivalent of all effusive formations, as in some sections it shows variations in the composition, time, and source of constituent material. The section of the Chelopech Formation is subdivided into three packets in the area western from Chelopech village (Moev and Antonov, 1978). The first packet from the lower part of the section is presented by sandy and aleurolitic marl, rarely aleurolitic and calcareous argillite. They are intercalated to the east with tuff and tuffite, rarely with lava sheets. The second packet predominantly consists of medium to coarse grained polymictic sandstone, rarely fine-grained clavey sandstone, They intercalate with polygenic breccia, tuffite, tuff and single lava sheets. The lithoclasts in psamitic and psephitic rocks are predominantly from Pre-Cambrian metamorphite, as clasts of volcanic rocks occur as well. The quantity of the volcanic products increases to the east, oncoming to the Chelopech volcano. The third packet includes the uppermost part of the section. It almost only consists of light grey polymictic sandstone and rare layers of fine-grained clayey sandstone. In the Vozdol area it intercalates with volcanoclastic rocks from the Vozdol mono-volcano. The thickness of this packet is 30 to 40 m, as it reaches up to 230 m near Vozdol river valley. The whole thickness of the Chelopech Formation varies from 300 m in the northwestern areas to 700 m near the Chelopech volcano. It should be mention that this rock sequence is not valid for the whole territory of the Panagyurishte region, which involves the necessity for description of additional reference sections in other development areas of the Chelopech Formation.

#### **Vozdol effusive Formation**

The Vozdol effusive Formation was determined by Moev and Antonov (1978) as Vozdol member of the Chelopech Formation. The rank of this lithostratigraphic unit is changed from member to formation in this paper, because of its isolation, big size and genetic features. This is done in conformity with the accepted here lithostratigraphic model for the rest of effusive formations from the Panagyurishte volcanosedimentary Group.

The Vozdol effusive Formation is developed in the area of Chelopech village in the northernmost part of the

Panagyurishte ore region. It is presented by the effusive rocks, which form the accumulative cone of the Chelopech stratovolcano (Popov and Moutafchiev, 1980), and the satellite Vozdol mono-volcano. The section of the formation is preserved from the erosion in the central and western part of the volcanic cone only. It is well outcropped along the Vozdol river valley and along the northern slope of Frunkaya peak. The deeper levels of the section are explored in depth by numerous drills. The Vozdol Formation transgressively overlies different level of the Turonian section or outcropped areas of the earlier subvolcanic intrusives. It is covered by the uppermost levels of the Chelopech Formation represented by polymictic sandstone. The sedimentary rocks of the Mirkovo Formation lie above them, as the boundary is transgressive in the central part of the volcano. The formation is laterally iterfingered with the Chelopech Formation to the west. The thickness of the Vozdol Formation is up to 1200 m (by drill data) in the central part of the volcanic cone and it gradually decreases to 700-800 m to the periphery.

The volcanic rocks are andesite, latite to dacite, and trachyandesite in composition (Stoykov et al., 2003). The section of the Vozdol Formation is formed by block, agglomerate and lapilli tuff, and rarely by lava flows and lava breccia, which emphasizes the explosive character of the volcanic activity (Popov et al., 2001). The psamitic and pellitic tuffs are very rare. These rocks are formed predominantly around the vent funnel, as their sequence is irregularly along the section. The sizes of the pyroclastic pieces gradually decrease to the west, and more often they alternate with the volcano-sedimentary rocks from the Chelopech Formation. As Moutafchiev (1967) noted, the pieces from earlier subvolcanic light green quartz-bearing amphibole-biotitic andesite to latite, rarely trachydacite (dacite-andesite by Moutafchiev) are often observed in the rocks of the Vozdol Formation.

The volcanic neck and several lava sheets and tuff beds are outcropped in the Vozdol river valley, northern from Chelopech village. They intercalate with the polymictic sandstone from the uppermost levels of the Chelopech Formation. These rocks are amphibole-biotitic andesite, andesite-basalt and latite. They are result of later eruption along lateral vent funnel and set up the Vozdol subordinate volcano. The rocks of Vozdol volcano are part of the Vozdol Formation and they are an integral part of the Chelopech stratovolcano. It should be mentioned that numerous ore pieces and pieces of hydrothermally alterated rocks are included within the rocks of Vozdol volcano (Moutafchiev and Chipchacova, 1969; Popov and Moutafchiev, 1980), which indicates that it is formed after the ore-forming processes.

The Vozdol Formation (and the Chelopech volcano respectively) spatially associates with numerous comagmatic subvolcanic and subvolcanic-hypabyssal small intrusive bodies and dikes. Part of them has been formed before and other – after the effusive activity, which will be discussed below.

#### **Petelovo effusive Formation**

The Petelovo effusive Formation is outcropped southern and southeastern from the town of Panagyurishte and it is traced to the east and southeast to the villages of Dyulevo, Smilets and Ovchepoltsias, as well as to the northwest from Banya village (fig.1). The Petelovo effusive Formation is introduced for the first time in this paper. It is named on Petelovo peak, which is located about 8 km southeastern from the town of Panagyurishte. The earlier authors assigned the rocks from the Petelovo Formation to the first Senonian horizon and Karagyuleva et al. (1974) – to the Senonian volcanosedimentary suite. Later Ignatovski and Bayraktarov (1996) described these rocks as Krasen-Petelovo complex and K. Popov (2001) – as Krasen-Petelovo effusive suite.

The rocks from the Petelovo effusive Formation are product of several spatially close, linearly aligned volcanoes (Petelovo, Tangur, Smilets, etc.) which are laterally interfingered. The definitive features of the Petelovo Formation are determined by the development of effusive rocks, which are andesite to basalt-andesite in composition. The lava rocks are mainly grey to green-grey amphibole and amphibole-pyroxene andesite. Dark-grey to black amphibole, pyroxene-amphibole or pyroxene andesite-basalt are rare, and light-grey biotiteamphibole guartz-bearing andesite is very rare. The section of the formation is very variable. It mainly consists of lava sheets, lava-breccia and rudiceous agglomerate tuff around the volcanic centers. Furthermore, better sorted agglomerate, lapilli, rarely psamitic to pellitic tuffs are observed in the periphery of the volcanoes. Lapilli and psamitic-pellitic tuff predominate in the outermost areas, as it is southern from the Ovchepoltsi village. The thickness of the formation varies from about 2000 m in the area of the Petelovo volcano to 500 m in the most peripheral areas.

The slopes of the Petelovo and Tangur peaks, the section along the road southern from the town of Panagyurishte to the town of Pazardjik, as well as the section around the road southern from Ovchepoltsi village should be indicated as a type places for characterization of the Petelovo Formation.

The Petelovo effusive Formation set up the lower levels of the section of the Panagyurishte Group in indicate area. Its approximate stratigraphic analogues are the rocks of the Vozdol Formation from the northern part of the region and the Vrankamik Formation developed western from the Oborishte village. It transgressively overlies different levels of the Turonian section as well as the basement rocks in separate areas, which is observed southern from Ovchepoltsi village, western from Blatnitsa village and northwestern from Banya village. The Petelovo Formation is covered by the rocks from Ovchepoltsi Formation near the villages of Smilets, Svoboda, and Ovchepoltsi, and northwestern from Banya village, by the Pesovets Formation near the Krasen ore deposit, and by the Mirkovo Formation in the rest parts between the town of Panagyureshte and Dyulevo village.

The effusive rocks from the Petelovo Formation associate with numerous subvolcanic bodies and dikes, which are andesite to dacite in composition. Besides, the subvolcanichypabyssal Petelovo intrusive and several smaller intrusives and dikes are emplaced in them.

#### Vrankamik effusive Formation

The Vrankamik effusive Formation is developed western from Oborishte village. It forms the debris cone of the Vrankamik volcano, defined by Ignatovski and Bayraktarov (1996). The formation is determined here for the first time. It is named on the Vran Kamik peak, which is situated about 5 km north-northwestern from the Oborishte village. In the past these rocks are included in the first Senonian horizon (Landzev, 1940; Boncev, 1940), in the Senonian sedimentary-volcanic suite (Karagyuleva et al., 1974), and Ignatovski and Bayraktarov (1996) described them as Vrankamik complex.

The definitive features of the Vrankamik Formation are determined by the predominantly presence of gray to black pyroxene, pyroxene-amphibole or amphibole andesite and andesite-basalt. A lava flow of light gray dacite outcrops rarely. The lava rocks form about 20% from the section. The pyroclastic rocks prevail, and they are presented mainly by agglomerate or lapilli-agglomerate tuff. The fine-grained varieties are developed in the periphery of the volcanic cone mainly. The block tuffs are well presented near to the vent funnel. The thickness of the section is 1000 to 1200 m in the central part of the volcano and 400 to 500 m in the periphery.

The type area for characterization of the formation includes the slopes of the Vran Kamik peak. The formation overlies Turonian and Triassic rocks. It is gradually replaced by the volcano-sedimentary rocks of the Chelopech Formation to the west. In the same direction it is covered by the rocks of the Mirkovo Formation or by the uppermost parts of the Chelopech Formation. The upper levels of the Vrankamik Formation intercalate with the lower levels of the Assarel Formation and they are covered by the upper levels of the Assarel Formation to the north.

The volcanic neck is located in the area of Vran Kamik peak. Besides, numerous subvolcanic intrusives and dikes, predominantly dacitic in composition, associate with the effusive rocks of the formation.

#### **Assarel effusive Formation**

The Assarel effusive Formation is developed northwestern from the town of Panagyurishte and northern form Oborishte village. It is set up by the effusive rocks, formed as a result of the activity of the Assarel volcano, described by Popov and Petkov (1994). The formation is determined as official unit here at first. It is named on the Assarel River, which pass through this area. In the past it was described as the first Senonian horizon, the Senonian sedimentary-volcanic suite (Karagyuleva et al., 1974), and as Razslatitsa complex by Ignatovski and Bayraktarov (1996).

The definitive features of the Assarel Formation are determined by the presence of amphibole-biotite or amphibole andesite to latite, very rarely dacite. They are mesocrate, grey-green, grey to deep grey. The entire section is set up by irregularly alternated lava sheets and beds of block-agglomerate to lapilli, very rarely psamitic tuffs. The quantity of the lava and pyroclastic rocks is approximately equal, as the lava sheets predominate around the neck, and the pyroclastites are dominant to the west in the periphery of the volcano. The thickness of the section is more than 1200 m in the central part of the volcano.

The type area for characterization of the Assarel Formation is the western slope of the former Razslatitsa peak, which is destroyed by the Assarel open pit, towards to Panova river valley. The formation overlies the Turonian rocks near Petrich village to northwest and the Pre-Mesozoic basement rocks near Razslatitsa peak. However, it overlies the Petelovo Formation western from the town of Panagyurishte as well as the Vrankamik Formation northern from Oborishte village. It is most likely that in the latter areas its lower levels interfinger with the uppermost levels of the sections of the Petelovo and Vrankamik Formations respectively. The Assarel Formation laterally interfingers with Chelopech Formation to the northwest. There it is covered by the uppermost levels of the Chelopech Formation.

Volcanic neck facies with numerous apophyses are developed in the area of Razslatitsa peak (now Assarel open pit). They are analogous in composition as the effusive rocks, but they are better crystallized and discordant to the bedding. Numerous subvolcanic, subvolcanic-hypabyssal (Assarel and Lisa Mogila) and hypabyssal (Medet) intrusives associate with the effusive rocks.

#### **Ovchepoltsi effusive Formation**

The Ovchepoltsi effusive Formation is developed in the southeastern part of the region, near the villages of Ovchepoltsi, Svoboda and Smilets and southeastern from Popintsi village. The effusive rocks northwestern from Banya village are probably assigned to this formation as well (fig. 1). It is set up by the effusive accumulative cones of the Svoboda and Ovchihulm volcanoes.

The Ovchepoltsi effusive Formation is defined here at first. It is named on the village of Ovchepoltsi, Pazardjik area. Earlier it is described as Svoboda-Ovchihulm effusive suite (K. Popov, 2001), but in the older publication is included in the first Senonian horizon. The rocks from Chobanitsa and Pesipole volcanic complexes, described by Ignatovski and Bayraktarov (1996), are combined in this formation.

The definitive features of the Ovchepoltsi effusive Formation are determined by the prevalent presence of sub-alkaline rocks, represented mainly by pyroxene-amphibole latite and shoshonite, dark grey to black in color with brown nuance, as well as rarely by light grey to beige-pink amphibole-biotite to amphibole-biotite-pyroxene trachydacite. It is possible to distinguish several members within the formation with more detailed studies, according to the petrographic features of the rocks and their affiliation to individual volcano.

The areas of the Ovchite Hulmove hills and the section near the Ovchepoltsi village to the Blatnitsa village, as well as the area around the Svoboda village are assumed as the type areas for characterization of the Ovchepoltsi Formation. The unit overlies the rocks from different levels of the Petelovo Formation, which interrelations are observed southern from Ovchepoltsi village, eastern from Svoboda village and western from Banva village. The rocks from the Assarel volcano could be regarded as the most probable stratigraphic analogue to it. The formation laterally interfingers with the volcanosedimentary rocks from the Chelopech Formation to the east, near the Smilets village. The Ovchepoltsi Formation is covered by the rocks from the Elshitsa Formation near the village of Tsar Asen, by the Pesovets Formation near the villages of Svoboda and Popintsi, and directly by the Mirkovo Formation northwestern from Banya village.

The Ovchepoltsi effusive Formation mainly consists of agglomerate to lapilli tuff, which intercalates with lava sheets or flows. Block tuffs are observed around the vent channel, along the ridge of Ovchite Hulmove hill. Psamitic and pellitic tuffs are rarely observed. They are well represented in the eastern areas (eastern from Smilets village) where they alternate with the rocks form the Chelopech Formation. The lava sheets and flows are widespread in the area of the Ovchite Hulmove hill and around the Svoboda village, where the respective volcanic centers are located. The quantity of lava rocks gradually decrease away from the volcanic centers. The lava sheets are relatively well present western of the Buta village also, which mark probable presence of a third volcano.

Shoshonite rocks are mainly developed in the base of the section. Upwards latite rocks are mostly imposed and they are most widespread in the area. Trachydacite rocks are presented in the uppermost part of the section. They are described as dacite and rhyodacite in older publication and geological reports, and as latirhyolite by Dimitrov (1983). Trachydacite rocks outcrop between the villages of Ovchepoltsi and Blatnitsa, as well as to the west in the area northern of Tsar Asen village. The necks of the mentioned volcanoes are determined in the high parts of the Ovchite Hulmove hills and western from the Svoboda village. The thickness of the formation in the areas of Svoboda village and western from Banya village is 1500 m at least. The thickness between the Ovchite Hulmove hills and Blatnitsa village can not be well estimated by reason of partial coverage by young sediments, but it is more than 1000 m.

Numerous subvolcanic and subvolcanic-hypabyssal small intrusions and dikes associate with the effusive rocks from the described formation. They are located near volcanic centers predominantly.

#### **Elshitsa effusive Formation**

The Elshitsa effusive Formation is developed in the southernmost part of the Panagyurishte region. It is composed by the effusive rocks from the Elshitsa volcano. At present they are preserved in two strips: Radka and Elshitsa. The first strip starts southern from Buta village, passes southern from Popintsi village and reaches to Tsar Asen village. The second strip is traced southern from the villages of Elshitsa and Borimechkovo (fig. 1).

The Elshitsa effusive Formation is defined as official lithostratigraphic unit here. It is named on the village of Elshitsa. Before it is described as Elshitsa effusive suite (K. Popov, 2001), as well as first Senonian horizon in the mentioned older publications. The rocks of the Elshitsa and Radka volcanic complexes by Ignatovski and Bayraktarov (1996) are combined in the formation.

The definitive features of the Elshitsa Formation are determined by the presence of grey-green amphibole-pyroxene andesite and light grey-green biotite-amphibole dacite to rhyolite, and associated pyroclastic rocks of the same composition. It consists of two members: Tsar Asen and Shiligarnika, which are introduced here as well. The Tsar Asen member set up the lower part of the section, and it is composed by andesite to andesite-basalts or guartz-andesite. The Shiligarnika member consists of dacitic to rhyolitic rocks, and it set up the upper part of the section. They are respectively named on the Tsar Asen village and on the place of Shiligarnika, southeastern from the Elshitsa village. Up to now they are described as andesitic and dacitic packets (K. Popov, 2001) or facieses (Boyadzhiev and Chipchakova, 1963).

The high variability of the horizontal and vertical development of the effusive rocks, as wall as their incomplete outcropping do not permit to characterize a type section. The places south-southeastern from Elshitsa village, near Radka mine (southern from Popintsi village) and western from Tsar Asen village can be pointed as type areas. Numerous exploration drills were carried out in these areas, which give good information.

The formation, and the Tsar Asen member respectively, overlies the Pre-Mesozoic basement rocks southern from Elshitsa village according to Boyadzhiev and Chipchakova (1963) and Bogdanov et al. (1970) (by drill data). Besides, it covers the upper levels of the Ovchepoltsi Formation near Tsar Asen village, which is confirmed by drilling (K. Popov, 2003). The rocks of Shiligarnika member (dacitic packet) are preserved southern from Popintsi village (Radka stripe) and in the northern parts of the Elshitsa stripe. The boundary between the two members is comparatively sharp, according to field observations and drill data, or there is a narrow alternation zone of andesite and dacite rocks in some places.

The Tsar Asen and Shiligarnika members of the Elshitsa Formation are set up by massive lava sheets or flows and lava breccia which alternate irregularly with beds of agglomerate, lapilli, rarely ash tuffs. Thin layers of marls and tuffite are observed very rare. The individual sheets or beds are very inconsistent in strike and dip. The lava rocks and coarse-grained pyroclastites are gradually replaced by lapilli and psamitic tuffs to the east and west (Bogdanov et al., 1970). The biggest part of the section is outcropped in the area of Radka mine on the surface and by drills. Here the thickness of the Tsar Asen and Shiligarnika members is more than 950 m and 850 m respectively.

The rocks of the Elshitsa Formation are overlaid by the Pesovets effusive Formation western from Popintsi village. Besides, it is covered by the sedimentary rocks of Mirkovo Formation southern from the villages of Svoboda and Buta.

Numerous comagmatic intrusive bodies such as the hypabyssal Elshitsa pluton, subvolcanic-hypabyssal Tsar Asen, Vlaikov Vruh and Popovo Dere intrusives and subvolcanic bodies and dikes associate with the effusive rocks from the Elshitsa Formation. They were intruded within the effusive rocks from the formation as well as in the basement rocks. Besides, the subvolcanic intrusive bodies cut the rocks from Ovchihulm volcano in the area of Ovchepoltsi village.

#### **Pesovets effusive Formation**

The Pesovets effusive Formation is developed southern from the town of Panagyurishte, near the villages of Buta, Popintsi, Svoboda and Smilets. It includes the rocks, which form the accumulative cone of Pesovets volcano. This formation is defined as official lithostratigraphic unit here. It is named on the Pesovets peak, which is located about 8 km southeastern from the town of Panagyurishte. Earlier it was described as Pesovets effusive suite (K. Popov, 2001), as Pesovets complex (Ignatovski and Bayraktarov 1996), and as first Senonian horizon in the older publications.

The definitive features of the Pesovets Formation are determined by the presence mainly of brown-black twopyroxene andesite-basalt and andesite, and very rarely to dacite, as well as pyroclastites of the same composition. The type area for the formation is the place around Pesovets peak. where the section is most well preserved. Here the Formation is set up predominantly by agglomerate to lapilli, rarely block, and very rarely ash tuffs. Lava sheets and flows comprise 20 to 25% of the section. They are presented by massive to amygdaloidal lava rocks or lava-breccia. The preserved thickness of the section in this place is 250 m at least. The volcanic neck outcrops along the western slope of Pesovets peak, as the rocks are intensively hydrothermally alterated. Away from the volcanic center, to the west and east, the guantity of the lava sheets and agglomerate tuffs in the section gradually decrease versus the quantity of the psamite-pellitic tuffs and tuffites. The formation's rocks interfinger with the uppermost levels of the volcano-sedimentary Chelopech Formation in the easternmost areas.

The Pesovets effusive Formation set up the uppermost levels of the Panagyurishte Group. It overlies different levels from the older volcanic rocks. It overlies the Petelovo Formation northeastern of Buta village, the Elshitsa Formation between the villages of Buta and Popintsi, and the Ovchepoltsi Formation near the villages of Popintsi and Svoboda. The postvolcanic sediments of the Mirkovo Formation cover the Pesovets Formation. The lower boundary of the Formation outcrops in the type area along the northern foot of Chervena Mogila peak (SW of Pesovets peak), and the upper boundary is observed northeastern from Pesovets peak.

At the contemporary erosion level the intrusives, associated with the effusive rocks, are presented by several small subvolcanic bodies western from Popintsi village and eastern from Buta village.

It is necessary to emphasize, that the Campanian-Maastrichtian post-volcanic sediments of the Popintsi Group transgressively overlie the rocks of different effusive formations, which have different stratigraphic position, as well as the Chelopech Formation. Such interrelations are determined between some of the effusive formations as well. As it was mentioned, the Pesovets Formation overlies the Petelovo, Ovchepoltsi and Elshitsa Formations in the different areas. The Elshitsa Formation overlies the Ovchepoltsi Formation to the north, and the Pre-Cambrian basement to the south. These facts indicate for significant intra-Senonian vertical block movements as in the time of volcanic activity, as well as after its finishing, which are accompanied by denudation of separate parts from the sections of the individual volcanoes.

The age of the rocks from the Panagyurishte volcanosedimentary Group has been determined in earlier works as Senonian (Landzev, 1940; Mandev, 1940; Bojadziev, 1940; Boncev, 1940). Later Vrublyanski et al. (1961) assigned the whole section as Maastrichtian. Karagyuleva et al. (1974) found micro fauna association near the villages of Dyulevo and Banya, which indicates Coniasian-Santonian age. This is confirmed by Moev and Antonov (1978) for the area near the villages of Chelopech and Mirkovo, as well as by Dimitrova et al. (1984). Zhelev et al. (1999f) present new data from their study of nanno fossils. Based on these data it could be concluded that in different parts of the section of the Chelopech Formation the fossil macro fauna is represent by Inoceramus inoconstans Woods.: Pecten faiasi Defr., Nowakites cf. carezi Gross., etc., micro fauna is presented by angusticarinata Gondolfi; Globotruncana Globotruncana coronata Bolli: Globotruncana marginata (Reuss): Globotruncana renzi Gondolfi: Globotruncana concavata carinata Pesagno; Globotruncana concavata Brotzen; Vaccinites inaequicostatus (Munster), etc., as wel as nanno fossils Micula decustata Vekshina; Lithastrinus floralis Stradner, etc., (Vrublyanski et al., 1961, Karagyuleva et al., 1974; Moev and Antonov, 1978; Dimitrova et al., 1984; Zhelev et al., 1999f). This fauna, no doubt, determine the age of the Chelopech Formation as Coniasian-Santonian. The age of the effusive rocks is the same as of the Chelopech Formation, as far as they are laterally interfingered by the Chelopech Formation. This age is also confirmed by the fact that the effusive rocks overlie the Turonian sandstone suite and they are covered by the Mirkovo Formation of Santonian-Campanian age. Therefore, according to the biostratigraphic data, the Late Cretaceous magmatic activity in the Panagyurishte ore region was accomplished in a short period of time - about 5-6 Ma (88 - 83 Ma).

According to the K-Ar age dating of 23 samples Lilov and Chipchakova (1999) determined the duration of the magmatic events in the Panagyurishte ore region in the range from 91 to 65 Ma, as the non-sampled oldest rocks are assumed as older than 91 Ma. The authors bind these data with the presence of four stages in magmatic activity, based on the earlier model of Chipchakova (1970). But, as it was mentioned, this model does not take into account the real facts. Based on these data, the authors accept the period of magmatic activity from Cenomanian to Maastrichtian including, which contradicts to the known relations observed in the field, as well as with the age of paleontologically well dated sedimentary rocks. These four stages of the magmatism, suggested by Chipchakova (1970), do not account the circumstance that the effusive rocks in the individual areas are clearly different by their petrologic and petrochemical features and that they are products of separate volcanoes.

The absolute age dating of the magmatic rocks mainly, which was done in last time by different methods (table 1) can be summarized as follows: by  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar method the age of the Elatsite intrusive is determined as  $91.72\pm0.70$  to  $90.78\pm0.44$  Ma, the age of Vozdol neck (north from Chelopech) is  $89.95\pm0.45$  Ma, the age of Medet intrusive is  $90.40\pm0.90$  to  $85.70\pm0.35$  Ma and the age of andesite from St. Nikola peak (southern from Panagyurishte town) is  $80.21\pm0.45$  Ma (Hander et al., 2002; Lips et al., 2004). According to  ${}^{206}$ Pb/ ${}^{238}$ U zircon dating, the age of the intrusive rocks in Elatsite is dated as  $92.1\pm0.3$  to  $91.84\pm0.31$  Ma (Von Quadt et al., 2002), the age of the Elshitsa granite is  $86.62\pm0.02$  Ma, the age of the Elshitsa subvolcanic dacite is 86.11+0.23 Ma (Peycheva et al., 2003). Besides,  ${}^{206}$ Pb/ ${}^{238}$ U zircon age of the early subvolcanic
#### Table 1

Isotope age data of magmatic rocks and ore mineralization in the Panagyurishte Ore Region

Object	Method	Age, Ma	Authors
Elatsite intrusive	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar biotite	91.72 <u>+</u> 0.70	Hander et al., 2002
Elatsite intrusive	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar amphibole	90.78 <u>+</u> 0.44	Hander et al., 2002
Elatsite intrusive	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar amphibole	91.20 <u>+</u> 0.60	Lips et al., 2004
Elatsite intrusive	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U zircon	92.10 <u>+</u> 0.30	Von Quadt et al., 2002
Elatsite intrusive	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U zircon	91.84 <u>+</u> 0.31	Von Quadt et al., 2002
Elatsite intrusive	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr, <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr – Bi, feldspar	90.55 <u>+</u> 0.80	Von Quadt et al., 2002
Elatsite intrusive – alterated rocks	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar white mica	79.40 <u>+</u> 0.70	Lips et al., 2004
Elatsite intrusive – alterated rocks	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar white mica	79.90 <u>+</u> 0.70	Lips et al., 2004
Elatsite ore deposit – ore mineralization	Re-Os molybdenite	93.10 to 92.30	Zimmermann et al. 2003
Early subvolcanic intrusive – Chelopech	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U zircon	92.30 <u>+</u> 0.50	Stoykov et al., 2004
Lava flow rocks - Chelopech	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U zircon	91.30 <u>+</u> 0.30	Stoykov et al., 2004
Vozdol neck	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar biotite	89.95 <u>+</u> 0.45	Hander et al., 2002
Vozdol neck	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U zircon	91.30 <u>+</u> 0.30	Stoykov et al., 2004
Alterated and ore mineralized rocks-Chelopech	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U zircon	91.47 <u>+</u> 0.15	Moritz et al., 2003
Medet intrusive	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar amphibole	85.70 <u>+</u> 0.35	Hander et al., 2002
Medet intrusive	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar biotite	90.40 <u>+</u> 0.90	Lips et al., 2004
Medet intrusive – alterated rocks	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar white mica	79.50 <u>+</u> 0.80	Lips et al., 2004
Medet intrusive – alterated rocks	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar white mica	79.00 <u>+</u> 0.80	Lips et al., 2004
Medet intrusive- alterated rocks	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar white mica	79.40 <u>+</u> 0.60	Lips et al., 2004
Lava flow rocks - St. Nikola peak	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar amphibole	80.21 <u>+</u> 0.45	Hander et al., 2002
Elshitsa pluton - granite	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U zircon	86.62 <u>+</u> 0.02	Peycheva et al., 2003
Elshitsa subvolcanic dacite	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U zircon	86.11 <u>+</u> 0.23	Peycheva et al., 2003
Vlaikov Vruh – hydrothermal rutile	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U zircon	85.66 <u>+</u> 0.15	Peycheva et al., 2003
Vlaikov Vruh – ore mineralization	Re-Os molybdenite	82.00 <u>+</u> 0.60	Kouzmanov et al., 2001

intrusion northern from Chelopech village is 91.3+0.3 Ma, the age of the lava flow rocks of the Chelopech volcano is 91.30+0.30 Ma, and the age of the Vozdol neck is 91.30+0.30 Ma (Stoykov et al., 2004). Isotope data for the age of hydrothermal activity can be summarized as follow: by <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar method the age of the hydrothermally alterated rocks from the Elatsite intrusive is 79.90+0.70 to 79.40+0.70 Ma, and the age of the hydrothermally alterated rock from the Medet intrusive is 79.50+0.80 to 79.00+0.80 Ma (Lips et al., 2004), by the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U zircon method the age of the hydrothermally alterated rock in the Chelopech mine is 91.47+0.15 Ma (Moritz et al., 2003), and the age of the high-temperature hydrothermal rutile in Vlaikov Vruh ore deposit is 85.65+0.15 Ma (Peycheva et al., 2003). According to the Re-Os molybdenite dating the age of the ore mineralization in Elatsite ore deposit is 93.10 to 92.30 Ma (Zimmermann et al. 2003), and in Vlaikov Vruh ore deposit is 82.00+0.60 Ma (Kouzmanov et al., 2001). Obviously, the isotope data suggest slightly older ages than the paleontological dates.

The stratigraphic relations observed on the field allow the forming of described effusive lithostratigraphic units and associated intrusive bodies to be delimited on four stages, which is mentioned by Popov and Popov (1997, 2000) and K. Popov (2001). The Chelopech, Vozdol, Petelovo and Vrankamik Formations are formed during the first stage. The forming of Assarel and Ovchihulm Formations is assigned to the second stage. The third stage is marked by the forming of the Elshitsa Formation in the southern parts of the region. The forming of the Pesovets Formation is referred to the fourth stage. Moreover, the migration of magmatic activity from the north to the south is clearly determined (Fig. 1). The last circumstance is confirmed by the data about the absolute ages of the rocks as well.

The Panagyurishte volcano-sedimentary Group is developed within the boundaries of the described Panagyurishte ore region. Volcanogenic section gradually pinches out to the west, near the Topolnitsa river valley in the area of Petrich village. Obviously it is separated from the volcanogenic complex developed in the West Srednogorie by considerable territory without important effusive activity, where the sedimentary processes predominate. The volcanic rocks are eroded to the east, around the Blatnitsa village, and they are covered by Neogene sediments southeastern from Ovchepoltsi village. It should be accepted that the Panagyurishte Group pinch out to the east as well, which is confirmed by the absence of considerable manifestations of volcanic rocks in the Upper Cretaceous section in the area of Stara Zagora town. The volcanogenic complex pinches out to the north, as it was mentioned, around the ridge of the Etropole area of Stara Planina Mountain. The Panagyurishte Group is eroded or covered by Neogene sediments to the south. It is not clear are the Late Cretaceous intrusives in this area mark deep parts of the volcano-intrusive complexes or they are individually formed.

# Popintsi sedimentary Group

The Popintsi sedimentary Group consists of Upper Senonian rocks, formed after the end of effusive activity. In some areas it transgressively covers different levels from the section of the Panagyurishte volcano-sedimentary Group. It is most likely that these relationships are result of the erosion of the indented volcanic topography. The group includes the Mirkovo and Chugovitsa Formations, defined by Moev and Antonov (1978) (Fig. 2).

#### **Mirkovo Formation**

The Mirkovo Formation is widespread in the whole Panagyurishte ore region as well as outside of its territory. It overlies transgressively the rocks from Chelopech Formation or the different effusive formations. It is covered by the rocks from the Chugovitsa Formation everywhere.

According to Moev and Antonov (1978) and Karagyuleva et al. (1974), the Mirkovo Formation is composed mainly of red to variegated clayey limestone and thin intercalation of marl. The limestone is average bedded, organic or cryptocrystalline, with aleuropelite to fine-grained psamitic admixtures. Polymictic or volcanomictic calcareous sandstone and polygene breccia conglomerate with thickness up to 30 m are frequently observed in the lower levels of the section. The pieces from hydrothermally altered and mineralized volcanic rocks are rarely found in the conglomerate. The thickness of the formation ranges from 1 to 250 m in the different parts of the region.

The following fossil fauna are found in the rocks of the Mirkovo Formation: *Globotruncana coronata* Bolli, *Globotruncana elevata* Brotzen, *Globotruncana gagnebini* Tilev, *Globotruncana marginata* (Reuss), *Globotruncana rosseta* (Carsey), *Globotruncana rugosa* (Marie), *Sigalia carpatica* Salaj & Samuel, *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), etc. (Karagyuleva et al., 1974; Moev and Antonov, 1978; Dimitrova et al., 1984). These fauna, no doubt, determine the Santonian-Campanian age of the Mirkovo Formation, as the quoted authors accept.

#### Chugovitsa Formation

The Chugovitsa Formation is widespread in the Panagyurishte region and outside of its boundary as well. It is preserved in the cores of the synclines at present (fig. 1). It overlies the Mirkovo Formation with a rapid and smooth transition. The uppermost levels of its section are not preserved. The Paleogene sediments overlie it in restricted areas.

The Chugovitsa Formation, according to data by Moev and Antonov (1978) and Karagyuleva et al. (1974), mainly consist of polymictic sandstone, calcareous sandstone, marl, clayey limestone, sandy- calcareous aleurolite, calcareous argillite and re-sedimented volcanic material, rarely by sandy limestone, which are differently represented in the separate areas. These rocks are developed as typical terrigenouscarbonate flysch alternation, with thickness of the sedimentary rhythms usually from 10 to 40 cm, rarely up to 2 m. The well sustained sandstone beds are observed in some parts of the section. The thickness of the formation reaches to 500-700 m in the most preserved parts of the section. Moev and Antonov (1978) determined an individual Voden member in the lower part of the Chugovitsa Formation, in the northwestern parts of the region, northern from Mirkovo village. It consists of calcareous argillite mainly and rarely clayeycalcareous or sandy-clayey aleurolite. The member pinches out to the east, as its thickness varies from 0 to 220 m.

The abundant fossil fauna is contained in the rocks of the Chugovitsa Formation (Vrublyanski et al., 1960; Karagyuleva et al., 1974; Moev and Antonov, 1978; Dimitrova et al., 1984; Zhelev et al., 1999f). The following fossil macro fauna are found: Inoceramus balticus Bohm., Inoceramus regularis d'Orb., Inoceramus regularis d'Orb, var. baltica Behm., Pachydiscus gollevillensis (d'Orb.), Pachydiscus gollevillensis neubergicus (Haeuer), etc. The micro fauna is presented by Heterohelix globulosa (Ehrenberg), Rugoglobigerina rugosa (Plummer), Globotruncana gagnebini Tilev, Globotruncana rosseta (Carsey), Globotruncana stuartiformis (Dalbiez), and other stratigraphicaly widespread species. The abundant association of calcareous nannoplankton is found, such as Aspidolithus parcus (Stradner) ssp. constrictus Hattner et al., Ceratolithoides aculens (Stradner) Eiffellithus exminus (Stover), Micula murus (Martini), Lithraphidites quadratus Bramlette & Martini, Markalius inversus Deflandre, etc. These fauna determine Campanian-Maastrichtian age of the Chugovitsa Formation in general. The presence of Micula murus (Martini), Lithraphidites quadratus Bramlette & Martini and Markalius inversus Deflandre in the uppermost levels of the section defines its Upper Maastrichtian age. Besides, the presence of Aspidolithus parcus (Stradner) constrictus Hattner et al., Ceratolithoides aculens (Stradner) Eiffellithus exminus (Stover) in the Voden Member from the Chugovitsa Formation determine the Upper Campanian age of the lower levels of the section (Zhelev et al., 1999f).

Big part of the Panagyurishte region is covered by Paleogene, Pliocene, and Quaternary sediments at present, which transgressively overlie different levels of the Upper Cretaceous section or the basement rocks (Fig. 1).

As the conclusion it should be underlined that the analysis of the stratigraphy of volcanic and volcano-sedimentary rocks in the studied region, combined in the Panagyurishte Group, shows that their forming is result of the activity of distinctly differentiated central type volcanoes or groups of linearly located central volcanoes. This is marked by the differences in the petrologic features of the rocks, which set up individual volcanoes, as well as by their different position in space and time. The rock's composition indicates to the high explosive coefficient of the volcanism. As a rule, the effusive rocks associate with cross-cutting comagmatic intrusive bodies, with which they form integrated volcano-intrusive complexes.

# References

- Bogdanov, B., P. Popov, N. Obretenov. 1970. Structural features of the Elshitsa ore field. – *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 31, 3, 303-313 (in Bulgarian).
- Bogdanov, B., N. Obretenov, P. Popov. 1974. Structural evolution stages of the Panagyurishte ore region (in Russian). – *Proc. X Congress CBGA, Bratislava*, 39-46.
- Bonchev, G. 1909. The erruptive rocks in Bulgaria. *Coll. Peopl. Concl. Books*, 24, 3, *Earth Sciences*, 1-170 (in Bulgarian).
- Bonchev, E. 1940. Über die Geologie des Bajlovo Teiles der Panagjuriste-Zone der Srednogorie unter

Berucksichtingung der Tektonik dieser Zone. – *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, *11*, 205-238 (in Bulgarian).

- Boyadziev, N. 1940 Beitrag zur Geologie in der Gegend des Dorfes Smolsko. – *Rev. Bulg. Geol. Soc., 11*, 181-193 (in Bulgarian).
- Boyadjiev, S., S. Chipchakova. 1963. Petrology of the Elshitsa-Boshoulya pluton. – *Ann. Dir. Gen. Geol., A 13*, 5-71 (in Bulgarian).
- Boyadjiev, S. 1965. Sur certaines particularites du developpement magmotectonique alpin de la partie la plus orientale du synclinorium de Bajlovo-Panagurischte. – Ann. Dir. Gener. Geol., 15, 105-123.
- Cheshitev, G., V. Milanova, I. Sapunov, P. Tchoumatchenco. 1995. Explanatory note to the Geological Map of Bulgaria on scale 1:100 000, Teteven map sheet. – *Com. Geol. Min. Res.*, Sofia, 94 p. (in Bulgarian)
- Chipchakova, S. 1970. Rhythmical development of the Senonian igneous activity in the Panagyurishte ore region and the hydrothermal activity related to it. *Rev. Bulg. Geol. Soc., 31, 3,* 337-354 (in Bulgarian).
- Dimitrov, Z. 1936. Die wstliche verbindung zwischen Balkan und Sredna-gora (on bulg.). – Ann. Univ. Sofia, Fac. Physmath., 32, 3, 175-208.
- Dimitrov, Tz., I. Kostov. 1954. On the origine of the Manganese Ore Deposits in the Srednogorie Zone. – *Ann. Univ. Sofia, Fac. Biol.-Geogr.*, 48, 2, 24-60 (in Bulgarian).
- Dimitrov, C. 1983. Senonian initial volcanic rocks south of Panagyuriste and Strelca, Bulgaria. – *Rev. Bulg. Geol.* Soc., 44, 2, 95-128.
- Dimitrova, E., I. Nachev, I. Slavov. 1983. Upper Cretaceous Stratigraphy in Panagjuriste Region. – *Pal., Strat., and Lithol.*, 19, 65-83.
- Christov, R. 1957. Sur la geologie de la region, qui se trouve a l'est du fleuve Luda-Iana. *Ann. Inst. Min. Geol.*, *3*, *p.1 et* 2, 1-24.
- Christov, R. 1960. Sur la geologie de la region disposee entre Luda Yana et Topolnica. – *Ann. linst. Min. Geol.*, *6*, *1*, *2*, 181-202 (in Bulgarian).
- Hander, R., S. Velichkova, F. Neubauer, Z. Ivanov. 2002. Late Cretaceous magmatic and tectonic processes in the Srednogorie zone, Bulgaria: constraints from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age dating results. – GEODE Workshop on Srednogorie, Abstracts, Sofia, 2002, 7.
- Ignatovski, P., I. Bayraktarov. Metallogeny of the Panagyurishte ore region. – In: P. Popov (ed.). Plate Tectonic Aspects of the Alpine Metallogeny in the Carpato-Balkan Region, UNESCO - IGCP Project 356. Proceedings of the annual meeting, Sofia, 1996, 1, 155 - 158.
- Jelev, V., M. Antonov, D. Sinnyovski. 1999. Rapport of the renovate geological mapping in Scale 1:25000 and geocemiclal prospecting in the licence area of Chelopech. Geofund (in Bulgarian).
- Kamenov, B. 1936. La geologie des environs d'Etropole. *Rev. Soc. Geol. Bulg.* 8, 2, 30-137 (in Bulgarian).
- Karagjuleva, J., V. Kostadinov, T. Tzankov, P. Gocev. 1974. Structure of the Panagjuriste Strip east of the Topolnica river. – Bull. Geol. Inst., Ser. Geotect., 23, 231-301(in Bulgarian).
- Katzkov, N., K. Iliev. 1993. Explanatory note to the Geological Map of Bulgaria in scale 1:100000, Panagjurishte sheet. *Com. Geol. Min. Res.*, Sofia, 53 p. (in Bulgarian)
- Kouzmanov, K., R. Moritz, M. Chiaradia, C. Ramboz. 2001. Sr and Pb isotope study of Au-Cu epithermal and porphyry-Cu

deposits from the southern part of the Panagyurishte district, Sredna Gora zone, Bulgaria. – In: Piestrzynski et al. (eds.). *Mineral Deposits at the Beginning of the* 21<sup>st</sup> *Century. Swets & Zeitlinger Publishers, Lisse*, 539 - 542.

- Landzev, I. 1940. Beitrag zur Geologie des Gebietes ostlich von Topolnica, zwischen den Dorfen Petric, Poibrene und Mecka (Bulgarien). – *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, *11*, 157-167 (in Bulgarian).
- Lilov, P., S. Chipchakova. 1999. K-Ar Dating of the Upper Cretaceous Magmatic Rocks and Hydrothermal metasomatic Rocks from the Central Srednogorie. – *Geochem., Mineral. Petrol., Sofia, 36,* 77-91.
- Lips, A., R. Herrington, G. Stein, D. Kozelj, K. Popov, J. Wijbrans. 2004. Refined Timing of Porphyry Copper Formation in the Serbian and Bulgarian Portions of the Cretaceous Carpatho-Balkan Belt. – *Econ. Geology*, 99, 601-609.
- Mandev, P. 1940. Geologiche Skizze des Gebietes westlich von Topolnica zwischen den Dorfen Poibrene, Petric, Benkovski und Kamenica. – *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, *11*, 169-180 (in Bulgarian).
- Moev, M., M. Antonov. 1978. Srtatigraphy of the Upper Cretaceous in the eastern part of Sturguel-Tchelopech Strip. – Ann. Ec. Sup. Min. Geol., 23, 2, 7-30.
- Moutafchiev, I. 1967. On the structure of the copper-gold deposit "Chelopech" Pirdopsko. Ann. Comm. Geol., 17, 131-147.
- Moutafchiev, I., S. Chipchakova. 1969. Hydrothermal alterations of the rocks of the Senonian volcanic complex at the gold-copper-pyrite deposit of Chelopech near Pirdop. – Bull. Geol. Inst., Ser. Metal. Nonmetal. Min. Dep. 18, 125-146.
- Moritz, R., S. Jacquat, I. Chambefort, A. von Quadt, R. Petrunov, D. Fontignie. 2003. Control on ore deposition at the high-sulphidation Au-Cu Chelopech deposit, Panagyurishte ore region, Bulgaria. – *Final GEODE-ABCD* (2003) Workshop, Seggauberg, Austria, 22-24 March, 2003, 37-38.
- Nachev, I. 1978. The Upper Cretaceous turbidites in the Srednogorie zone. *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 39, 3, 250-260.
- Nachev, I., A. Sultanov. 1991. Upper Cretaceous Sedimentology of Bulgaria. Ed. Bulg. Ac. Sc., Sofia, 84 p. (in Bulgarian)
- Nikolaev, G. 1947. Contribution a l'etude geologique du versant meridional du Balkan entre les passes de Botevgrade et de Zlatitza. *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, *15-19*, 1-18 (in Bulgarian).
- Peycheva, I., A. von Quadt, K. Kouzmanov, K. Bogdanov. 2003. Timing of magmatism and mineralization in Elshitsa and Vlaykov Vruh Cu (Au) deposits of Central Srednogorie, Bulgaria: constraints from U-Pb zircon and rutile geochronology and Hf-zircon and Sr whole-rock tracing. – *Final GEODE-ABCD (2003) Workshop, Seggauberg, Austria, 22-24 March, 2003,* 46.
- Popov, K. 2001. Geology of the southern part of Panagyurishte ore region. Ann. Univ. Min. Geol., Sofia, 43-44, 51-63.
- Popov, K. 2003. Geology and Geochemical Models in the Radka Ore Field, Panagyurishte Ore Region. Ph.D. Thessis, University of Mining and Geology, Sofia, 182 p. (in Bulgarian)
- Popov, P., I. Mutafchiev. 1980. Structure of the Chelopech copper ore deposit. Structural condition for localization of

mineralization. – Ann. Ec. Sup. Min. Geol., Sofia, 25, 2, 25-41 (in Bulgarian).

- Popov, P., V. Vladimirov, S. Bakurdzhiev. 1983. Structural model of the polyformation Chelopech ore field. *Geology of Ore Deposits, 5*, 3-10 (in Russian).
- Popov, P. 1989. Tectonic position and structure of the Upper Cretaceous ore deposits in Banat-Srednogorie and West-Balkan metallogenic zones. – *Univ. Min. Geol., Sofia, PhD Thesis*, 543 p. (in Bulgarian)
- Popov, P., I. Petkov. 1994. Composition of the Assarel ore bearing volcano-plutonic structure. – Ann. Univ. Min. Geol. Sofia, 40, 1, 93-99.
- Popov, P., S. Strashimirov, R. Arnaudova, M. Kanasirski, K. Popov. 1996. Geology and genetical model of the porphyry copper deposits from the Assarel–Medet ore field. – In: P. Popov (ed.). Plate Tectonic Aspects of the Alpine Metallogeny in the Carpato-Balkan Region. UNESCO – IGCP Project 356, Proceedings of the Annual Meeting, Sofia, 1996, 1, 175-196.
- Popov, P., K. Popov. 1997. Metallogeny of Panagyurishte Ore Region. 1997. – In: Ore Deposits Exploration, Belgrade, 2-4 April 1997, 327 - 338.
- Popov, P., K. Popov. 2000. General geologic and metallogenic features of the Panagyurishte ore region. – In: (Strashimirov, Popov ed.) Geology and metallogeny features of the Panagyurishte ore region (Srednogorie zone, Bulgaria), ABCD-Geode 2000 Workshop, Borovets, Bulgaria, 1-7.
- Popov, P., R. Petrunov, V. Kovachev, S. Straschimirov, M. Kanazirski. 2000a. Elatsite-Chelopech Ore Field. – In: (Strashimirov, Popov ed.) Geology and Metallogeny Features of the Panagyurishte Ore Region (Srednogorie Zone, Bulgaria). ABCD-Geode 2000 Workshop, Borovets, Bulgaria, 8-18.
- Popov, P., S. Straschimirov, M. Kanazirski. 2000b. Asarel-Medet Ore Field. – In: (Strashimirov, S., P. Popov, ed.) Geology and metallogeny features of the Panagyurishte ore region (Srednogorie zone, Bulgaria). ABCD-Geode 2000 Workshop, Borovets, Bulgaria, 19-25.
- Popov, P., R. Raditchev, S. Dimovski. 2001. Geology and evolution of the Elatsite-Chelopech porphyry copper -

Geology and Prospecting of Mineral Deposits, Faculty of Geology and Prospecting

Recommended for publication by Department of

massive sulphide ore field. – Ann. Univ. Min. Geol., Sofia, 43-44, I, 31-43.

- Popov, P., T. Berza, A. Grubic, I. Dimitru. 2002. Late Cretaceous Apuseni-Banat-Timok-Srednogorie (ABTS) Magmatic and Metallogenic Belt in the Carpathian-Balkan Orogen. – *Geol. Balc.*, *32*, *2-4*, 145-163.
- Pushkarov, N. 1927. Study of the Geological composition of the western connection between the Bolkan and Sredna Gora (on bulg.). – *Publ. Bulg. Scient. Agricult. Institute*, 14, 3-44 (in Bulgarian).
- Stoykov, S., I. Peytcheva, A. von Quadt, R. Moritz, D. Fontignie. 2004. Timing and magma evolution of the Chelopech volcanic complex (Bulgaria). – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 84, X1-X17, (in print).
- von Quadt A., I. Peytcheva, B. Kamenov, L. Fanger, C.A. Heinrich, M. Frank. (2002). The Elatsite porphyry copper deposit in the Panagyurishte ore district, Srednogorie zone, Bulgaria: U-Pb zircon geochronology and isotope-geochemical investigations of magmatism and ore genesis.
   In: Blundell, D.J., Neubauer, F. and von Quadt, A. (eds.): The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen. Geol. Soc. Spec. Publ. 204, London, 119-135.
- Vrublyanski, B., K. Bodourov, T. Tzankov. 1961. Contribution to the Upper Cretaceous Stratigraphy between Sofia Field and Panagjurishte. – Ann. Dir. Gen. Rech. Geol., 11, 117-132 (in Bulgarian).
- Zimmerman, A., H. Stein, R. Markey, L. Fanger, C. Heinrich, A. von Quadt, I. Peytcheva. 2003. Re-Os ages for the Elatsite Cu-Au deposit, Srednogorie zone, Bulgaria. – In: Eliopoulos et al. (eds.). *Mineral exploration and sustainable development*. Millpress, Rotterdam, 1253-1256.
- Zlatarski, G. 1893. Geological-petrographical description of Sredna Gora between the rivers of Strema and Topolnitsa and the neighbor areas. *Publ.* "Sredets", 99 (in Bulgarian).
- Zlatarski, G. 1910. Upper Cretaceous or Neocretaceous series in Bulgaria (on bulg.). – Ann. Univ. Sofia, Phiz.-Math. Fac., 5, 1-83 (in Bulgarian).

# PHYSICAL AND MECHANICAL PARAMETERS VARIATION, IN RELATION WITH DEPTH AND ENE-WSW ORIENTATION OF EPICLASTICAL SEDIMENTS

# Mircea Rebrişoreanu

#### University of Petrosani, Romania

ABSTRACT. The sedimentary rocks in wich the 21 coal seams from Valea Jiului are located were analyzed in the paper, on mining perimeters and physical and mechanical parameters were assessed. The results obtained had emphasized a variation of these parameters, both with depth and direction, the values growing from N-E to S-W. If on the vertical, the lithostatic pressure determines this growth, on the direction the main cause is represented by the tectonic factor wich, as suggested by the triangle shape of the basin, acted with maximum magnitude on the south-western point.

# ВАРИАЦИИ ВЪВ ФИЗИЧНИТЕ И МЕХАНИЧНИТЕ ПАРАМЕТРИ ВЪВ ВРЪЗКА С ДЪЛБОЧИНАТА И ИСИ-ЗЮЗ ОРИЕНТАЦИЯ НА ЕПИКЛАСТИЧНИ СЕДИМЕНТИ

# Мирча Ребришореану

Петрушански университет, Румъния

The Petrosani coal basin is located in the central area of Meridional Carpathians, in the SW of Romania, between 45°17' – 45°22' northern latitude and 20°13' – 20°33' eastern longitude. The basin has the shape of a sharpened triangle, oriented WSW/ENE, with a length of about 50 kilometers between the villages Rascoala, at east and Campu lui Neag at west. Its maximum width reaches 9 kilometers in the area of the towns Petrila – Livezeni, decreasing in the west side at Campu lui Neag. The Petrosani basin is a post Laramic tectonical depression, through an intense subsidence suggested by the high thickness of epiclastical sediments chock and high number of coal seams.

The sediments of the Petrosani basin (Fig. 1) are placed on the two major tectonic units of the Meridional Carpathians: the Danubian autochthonous and the Getic layer, being located in a minimal resistence area, activated by the Cerna-Jiu faults system.

#### The variation of physical and mechanical parameters

In order to define a rock massif and to foresee his behavior from geotectonical point of view, an appropriate knowledge of rock's geomechanical properties is required. To describe the behavior of rocks from the N-E and S-W sides of Petrosani basin, Petrila and Lonea perimeters, respectively Lupeni and Uricani, measurements were carried out at macroscopic and microscopic level on a high number of rock samples recovered from drill holes, in view of a complete characterization of rocks from Petrila and Lonea perimeters and, respectively Lupeni and Uricani.

The following parameters were determined:

- structural properties of rocks: structural weakening coefficient; fissuration degree.
- physical properties: specific weight; apparent specific weight; porosity and pore's number; humidity.
- mechanical properties: mono and triaxial compression resistance; traction resistance; cohesion; internal friction angle.
- elastical characteristics: elasticity module; Poisson's coefficient and constant.
- rheological parameters of rocks.

While the rocks in the massif are affected by different types of deformation, their resistance characteristics are usually lower than those assessed in laboratory conditions. In the goal of transposing the resistance properties determined by laboratory test and establishing the massif's properties the structural weakening coefficient was employed.



PL2.1.HARTA GEULUGILA A BAZINULUI PETROSAN scara: <u>2</u> 4 6 km



Table 1

Fig. 1.-

Rock denomination	Rock type	Structural weakening coefficient, C <sub>s</sub> [%]
	Silicated sandstone	4.2
	Quartz sandstone	1.56
Gresie	Limestone sandstone	4.52
	Graywacke	7.25
	Schistous sandstone	5.16
Marl	Coal marl	51.5
	Compact marl	31.8
	Compact clay	17.5
Clay	Gritty clay	21.9
	Bituminous clay	13.33
	Montmorillonitic clay	14.75
Schist	Shale	4.2
	Compact schist	31.95
Conglomerate	Conglomerate	17.9
	Microconglomerate	15.3

The assessment of geomechanical properties variation with the mining depth was achieved by grouping the rock types and depth ranges from 100 to 100 meters. These determinations were carried out for Petrila and Lonea perimeters and respectively, Lupeni and Uricani.

Analysing the variation pattern of geomechanical characteristics for the rocks having the greatest weight in the basin, namely: silica sandstones, clay sandstones, clays and conglomerates, it was observed that in their great majority, these possess an increasing trend from east to west, and also this tendency is maintained for the depth's increase.

The apparent specific weight's increase is comprised between 0.01 and 0.09 x  $10^4$  N/m<sup>3</sup> for 100 metres raise of depth. The monoaxial compression breakage strength varies from 1.2 and 8.6 MPa of increase per 100 meters increase of depth, and the tensile breakage strength increase varies from 0.1 to 1.67 MPa. Rock cohesion values are increasing with values ranging from 0,17-1,26 MPa for a depth increase of 100 m.





Another factor inducing the variation of physical and mechanical parameters of Petrosani basin sediments is the stress who acted and generated a distension tectonical regime superposed on a phase when the tectonical regime turned in decompression, which is suggested by the northern plan of the basin, which in certain areas seems, to be overtuned. The variation of these physical and mechanical parameters is also related to the fact that the Petrosani basin can be interpreted as a pull-aport structure with N-E prograde (Rat Schabacher et al., 1993), successively constituted along the concave fracture plane of Cerna-Jiu fault system.

The variation way of geomechanical properties with the mining depth is represented in tables 2.1, 2.2 and 2.3. The best approximation of the related functions was done by linear equations having the following shape:

(1)

Where: Y is the causal property; H – the mining depth; A and B – coefficients assessed for each rock tip, using the least square root method.

So, the apparent specific weight has a deviation comprised between 0 and  $4.17.10^4$  N/m<sup>3</sup>, the analiticaly determined monoaxial compression breakage strength is affected by a deviation of 0 to 64.4 N/m<sup>2</sup>, the tensile breakage strength varies with values comprised from 0.3 to 15.77 N/m<sup>2</sup>, cohesion presents differences ranging from 0.1 and 0.828 N/m<sup>2</sup> and the

Table 2.1

elasticity module has de variations comprised between 0 and 5.67  $\ensuremath{N/m^2}.$ 

As concluding remarks, it can be stated that the rocks composing the productive horizon of the Petrosani sedimentary basin are presenting significant variations of physical and mechanical characteristics with depth and direction. The increase of the physical and mechanical parameters values with depth is explained by the increase in lithostatic pressure value which, in turn, induces an increase of the sediments compactisation degree. Parameters variation with the direction is a consequence of higher intensities of tectonical forces at the WSW extreme limit, representing the peak of the pointed triangle which is the Petrosani basin.

#### References

Arad, V. 1995. *Geotehnică minie*ră. Editura tehnică, Bucureşti. Arad. V. 2004. *Mecanica rocilor.* Editura tehnică.

- Mutihac. V. 1990. Structura geologică a teritoriului României.
- Editura tehnică, București.
- Rebrişoreanu, M. 2005. *Geologie aplicată*. Editura RISOPRINT Cluj Napoca.
- Todorescu, A. 1984. *Proprietățile rocilor.* Editura tehnică, București.

Recommended for publication by Department of

Geology and Prospecting of Mineral Deposits, Faculty of Geology and Prospecting

Rock's	Property	Property's	Measuring	Depth		Pe	Perimeter					
denomination	, ,	symbol	unit		Petrila	Uricani	Lonea	Lupeni				
	Apparent			0 – 1	2.55	2.6	2.41	2.52				
	specific weight			1 – 2	2.64	2.62	2.43	2.61				
			x10 <sup>4</sup>	2 – 3	2.64	2.69	2.45	2.62				
		γa	N/m <sup>3</sup>	3 – 4	2.61	2.75	2.52	2.63				
				4 – 5	2.62	2.75	2.53	2.58				
				5 – 6	2.59	-	-	2.61				
				6 – 7	2.62	-	2.58	-				
	Compression			0 – 1	19.7	19.5	17.6	31.5				
	breakage			1 – 2	34.4	25.5	32.7	42.8				
	strength			2 – 3	36.1	29	32.5	36.4				
		$\sigma_{rc}$	MPa	3 – 4	34.2	30	33	40.1				
				4 – 5	35.7	30,9	30.5	50.5				
				5 – 6	46.5	-	-	56.3				
				6 – 7	51.2	-	48.9	-				
Greywacke	Tensile			0 – 1	1.43	3.1	-	3.8				
0.09.100.10	breakage			1 – 2	3.85	4.7	2.6	4.1				
	strength	σrt	MPa	2 – 3	5.04	5.5	3	3.7				
				3 – 4	3.81	7.4	4.1	3				
				4 – 5	4.91	8	3.5	3.5				
				5 – 6	5.22	-	-	7.8				
				6 – 7	6.11	-	4.8	-				
				0 – 1	2.6	3.7	4.5	3.8				
				1 – 2	6	4.2	5.2	6.8				
	Cohesion	С	MPa	2 – 3	6	6	7.5	8.8				
				3 – 4	6.3	7	8.1	9.1				
				4 – 5	6.12	7.5	7.9	8				
				5 – 6	6.5	-	8	7.8				
				6 – 7	7.1	-	8.3	-				

# Table 2.2

Rock	Property	Property's	Measuring	Depth		P	erimeter	
denomination		symbol	unit		Petrila	Uricani	Lonea	Lupen
	Apparent			0 – 1	2.57	2.73	2.47	2.58
	specific weight			1 – 2	2.6	2.62	2.53	2.63
			x104	2 – 3	2.58	2.72	2.53	2.6
		γa	N/m <sup>3</sup>	3 – 4	2.62	2.7	2.55	2.72
				4 – 5	2.6	2.73	2.52	2.55
				5 – 6	2.61	-	2.5	-
				6 – 7	2.62	-	2.56	-
	Compression			0 – 1	20.8	17.9	3.6	25.6
	breakage			1 – 2	19.2	23.9	12.1	39.7
	strength			2 – 3	21.5	34.3	17.1	49.4
		$\sigma_{rc}$	MPa	3 – 4	20.8	30	19.1	54.1
				4 – 5	23.7	37.9	18.8	58.2
				5 – 6	31.2	-	24.3	-
				6 – 7	34.3	-	26	-
Clav	Tensile			0 – 1	2.49	5.8	1	3.1
oluy	breakage		MPa	1 – 2	3.62	6	1.9	8.2
	strength	$\sigma_{rt}$		2 – 3	-	7.3	2.12	6.5
				3 – 4	3.37	7.5	3.0	8
				4 – 5	3.37	11.8	3.25	8.2
				5 – 6	3.75	-	3.14	-
				6 – 7	5.35	-	3.67	-
				0 – 1	3.05	5.6	3.11	2.8
				1 – 2	3.11	6	3.05	2.1
	Cohesion	С	MPa	2 – 3	3.6	7.5	4.25	2.2
				3 – 4	4.15	7.5	4.11	5.2
				4 – 5	4.25	8	4	6.9
				5 – 6	4.32	-	4	-
				6 - 7	4.57	-	3.5	-

	Rock	Property	Property's	Measuring	Depth		P	erimeter	
	denomination		symbol	unit		Petrila	Uricani	Lonea	Lupeni
F		Apparent			0 – 1	2.47	2.63	2.52	2.42
		specific weight			1 – 2	2.57	2.7	2.55	2.45
				x10 <sup>4</sup>	2 – 3	2.56	2.7	2.20	2.51
			γa	N/m <sup>3</sup>	3 – 4	2.6	2.69	2.59	2.56
					4 – 5	2.59	2.55	2.43	-
					5 – 6	2.61	-	-	2.61
					6 – 7	2.59	-	2.57	-
		Compression			0 – 1	35.7	38.4	19	32
		breakage			1 – 2	64.9	41	30	41.8
		strength			2 – 3	16.3	41.2	32.6	50.2
			$\sigma_{rc}$	MPa	3 – 4	36	40	20	61.6
					4 – 5	45.5	42	23.2	-
					5 – 6	47.1	-	-	65
					6 – 7	51.5	-	49	-
	Silicated	Tensile			0 – 1	5.5	4.7	6	3
	sandstone	breakage		MPa	1 – 2	5.33	6.5	6.5	3.5
	Ganadiano	strength	σrt		2 – 3	1.5	10.2	7.5	3.9
					3 – 4	5.5	8.5	6.7	9.5
					4 – 5	6.18	9	2.3	-
					5 – 6	7.15	9	-	8.5
					6 – 7	-	-	-	-
					0 – 1	7.5	10.5	5.2	3
					1 – 2	8	10.8	7.1	3.2
		Cohesion	С	MPa	2 – 3	7.5	11.2	8.9	2.9
					3 – 4	8	11.9	9	8.5
					4 – 5	7.9	12	8.5	-
					5-6	8.2	-	9.2	8
					6 – 7	8.5	-	9.5	-

# REBUILDING OF THE PALEO-CLIMATICAL CONDITIONS IN WHICH THE SEDIMENTARY FILLING OF PETROSANI FIELD WAS FORMED AND ACCUMULATED

#### Mircea Rebrişoreanu

#### University of Petrosani, Romania

ABSTRACT. The lithogenesis of the epiclastits, which composes the sedimentary filling of the Petrosani Field, had been developed under a permanent influence of the geologic and climatic factors. The feature of the epiclastits, respectively their granulation, morphometry, color and the fossil flora that is conserved inside them permitted to be rebuilt the paleo-climatic conditions in which they had been formed. So, during the five levels of Petrosani Field had been formed, for the first and the third levels the climate was warm and arid, for the second and the fourth levels it was warm, temperate and wet, and for the fifth level it was temperate and wet. The climatic factors had a decisive role in the litho genesis of the sediments from Petrosani Field, controlling their formation and accumulation during its whole geological evolution.

#### ПРЕСЪЗДАВАНЕ НА ПАЛЕОКЛИМАТИЧНИТЕ УСЛОВИЯ, ПРИ КОИТО Е БИЛА ФОРМИРАНА И АКУМУЛИРАНА СЕДИМЕНТАЦИЯТА НА ПЕТРУШАНСКОТО ПОЛЕ

Мирча Ребришореану

Петрушански университет, Румъния

Petrosani Field is situated in the central zone of the Meridional Carpathians Mountains, in the SW part of Romania, in Hunedoara County. It is delimited at North by the Retezat and Sureanu Mountains, at East by the Parang Mountains and the South by the Vulcan Mountains (Fig. 1).

The sedimentary filling of this field consists of six lithostatigraphic units (Moisescu, 1984) grouped in five formations (Popa, 1993). The source area, which purchased this detrical material, is constituted of the Gethic crystalline and the Danubian crystalline together with their sedimentary covers. The superficial part of this area was controlled by the

dynamic of the meteorological factors, by the temperature variations, the air humidity, the frost etc. The rocks fragmentation and the appearance of the elastics rocks is the consequence of the losing the rocks cohesion inside the processes of thermoclasty and chrioclasty. During these processes it is added the mechanical action made by the rivers and the torrents from this field, these agents being controlled by the relief. The form of the epiclastits deposits inside the Petrosani Field expresses the field morphology, the transport mechanism of the epiclastical material, the water flow, the field subsidence and the sedimentation rate.



Fig. 1. The geological map of Petrosani basin

Under the action of the climatic factors, especially of the solar energy of the precipitation and atmosphere, in this field there had been developed the special litho genetics processes materialized in the formation of the sedimentary filling composed by five levels.

#### The five levels are, as follows:

• the first level or "Basic Level" has a thickness of 100-600 m having an average of 400 m. It consists of an alternation of clays (44.29%), grit stones (34%), conglomerates (20.66%), marls (0.51%), gresos lime (0.20%), red or green breccias (0.20%). The participation of the fossil flora and fauna is totally meaningless and the red color of the sediments and the absence of the fossil flora indicate a warm and arid climate in which there had been acted intense oxidation phenomena;

• the second level or "Productive Level" has a thickness of 300-500 m. It consists of an alternation of grey grit stones (34.4%), siltits (12.5%), black-grey clays (38%), black-grey marls (6.5%), micro-conglomerates (5.9%), limes (5%) and 20 layers of pit coal (5.5%).

During the sedimentation process of the inferior and middle part of this level, the climate was warm and wet, that is confirmed by the flora and fauna consisting of plants of wet and warm climate as follows: lauraceous (Laurus primigenia, (Myrica Paphnogene), myriaceous lignitum, Myrica banksiaefolia), moraceous (Ficus) basing on which there had been formed the coal reserves. The superior part of the level had been constituted in a climate that alternated from warm and arid to a temperate and wet one. The red deposits reflect the warm and arid climate characterized by the oxidation processes and the fossil flora with plants characterized by a temperate and wet climate.

Metulaceous (Betula, Alnus), cosilaceous (Corplus Carpius grandis), fagaceous (fagus), Quercus and also the argyles with high mineralogical content of illif (48%), caolinit (42%) and montmorillonit (5.6%). These argyle minerals are produced after a primary mineral alteration of the rocks from the source area in a temperate and wet climax. The presence of the grosier epiclastits and the grit sands and the micro-conglomerates indicate a regime based on the precipitations and with a high relief that generated the transport agents (torrents, rivers and rivulets), very strong, and capable of transporting and to sort this detritical material.

• the third level or "Middle Level" has a medium thickness of 575 m and with values between 100-800 m. Lithologically speaking this level is formed of some red, green and yellow grit sands (61.5 5%), of red-violet, brown-green argyles lentils and green-white marls (2.34%) and green - white conglomerates (4.54%). These epiclastits are poor in fossil flora and fauna and they suggest that they had been sedimented in a warm and temperate climate, which predominates in lacuster waters that communicated with the sea field. The moments when the climate had been temperate and warm are indicated by the presence of coal and grosser epiclastits having a crossing stratification. The modest participation of the intercalations of calumin coming from a flora and fauna of temperate and warm climate is another fact that confirms this climate.

• the fourth level or "Clay level with coal intercalations" has a

thickness of 400-600 m, being constituted from an alternation of grit and sands being represented by clays (45.28%) and marls (2.81 %), conglomerates (3.15%) and coal (0.86%). The coal forms thin layers, discontinuous and lenticular ones. The climate in which this level is formed is a warm and temperate one and with many precipitations.

• the fifth level or "Terminal level" is divided into two sublevels, as follows:

- the grezos sub-level with a marine fauna of the Corus layer type with a thickness that ranges between 400m and 500m. It is composed of smooth grits, grossier grits and yellow-grayed sands in subordinate marls mode, leticular intercalations of coal. These epiclastis have formed in a temperate climate rich in rains.

- the sub-level with gravel and rock gravel has a thickness between 120m and 800m. It is composed of weak concreted gravels with a different degree of rolling and structuring, grits, grezos marls of a gray-green color. The grossier texture of the clasts and the gray-green color of these plead for a temperate climate, very rich in rains which favorites by a mountain relief of the source area, has generated energy transport agents capable of carrying these grossier rudits.

# Conclusions

The climate in Oligocen and inferior Miocen, the time interval in which has formed the sediment of Petrosani Field has been hot and arid for the first and third levels, hot temperate and humid for the second and fourth levels and temperate and humid for the fifth level and with very rich precipitations for the fifth level with gravel and rock gravel.

The arguments that justify the recognition of these types of climate are:

 – for the hot and arid climate; the red color of the formations, the absence or the modest participation of the fossils flora; the existence of the oxidation and increased salinity of the water due to an intense evaporation process;

 for the hot and humid climate; the characteristic fossils flora, with lauraceea over miricaceea, the decreased salinity of the sedimentary environment;

- for the temperate and hot climate; the presence of the characteristic flora with betulacees, corilacees and fagocees; the presence of secondary kaolinite minerals, montomorillonite illite, etc., and the gray color of the epiclastics.

The epiclastics granulometry suggest the precipitation regime. Thus, the grossier formations with rounded and sorted clasts indicate energetic transportation agents that appear due to rich precipitations and a mountain relief in the source aria.

The smooth lulitical fraction indicates a suspension transport with decreased relief energetic and much modest precipitations contribution. The torrential stratification suggests energetic moments of transport with a reduced route and limited sorting.

Being known the actual cause which generates the appearance of epiclastics with their structural varieties, the chemical and color texture, we can reconstitute, through an adequate interpretation, the past conditions when similar rocks.

Levels	Color	Flora and fauna	Clayous minerals	Coals	Structure	Stratigrafic relations	Climate
L5	Yellowish- brown Grey- brown	Miricacee Lauracee Moracee Betulacee Corilacee Fagacee	5.2 kaolinite and 10% ,illite 26% montmorillonit 55% 5.1 kaolinite 20%, illit 28%, montmorillonit 43%	-	Torrential	Transgresiv and discordant	Warm and aride Warm and damp Temperate and damp
L4	Grey	Fauna with moluscs crassostrea gryphoides aginensis	Kaolinite 17%, illit 28%, montmorilloni 44%	Thin interbedded Coals	Parallel stratification	Concordant	Warm, temperate and damp
L3	Greenish and red cherry- colored	Flora and fauna poor in fossil	Kaolinite 12%, illit 31%, Montmorillonit 49%	Thin interbedded coals	Crossed torrential	Concordant with L2	Warm and aride Temperate and damp
L2	Grey- greenish	Lauracee Miricacee Moracee, Corilacee betulacee	Kaolinite 48%, illit 42 %, montmorillonit 5%	20 lays of coal productive horizon	Parallel stratification	Concordant with L1	Temperate and damp Warm and damp Episodic arid
LI	Reddish cherry- colored	-	Kaolinite 27%, illit 34%, montmorilloni 35%	-	Torrential	Transgressie and discordant over the foundation	Warm and arid Heavy precipitations episodically

## Table 1. Criteria which allowed the Paleo-climatic constitution

# References

Pop, E. 1993. *Monografia geologica a Bazinului Petroşani,* Ed. Academiei Române.

Anastasiu, N. 1988. *Petrologie sedimentara*. Ed. Tehnica București.

Parvu, C. 1999. Ecologie generala. Ed. Tehnica București.

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

# CAMPANIAN NANNOFOSSIL ZONES IN THE MEDITERRANEAN UPPER CRETACEOUS IN SOFIA BALKAN BETWEEN BUHOVO, JELYAVA AND ELESHNITSA

# Dimitar S. Sinnyovsky

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

ABSTRACT. Two lithostratigraphic units of the Mediterranean Upper Cretaceous - Mirkovo and Chugovitsa Formations crops out in the form of a narrow strip in the north-east suburbs of Sofia, between Buhovo, Jelyawa and Eleshnitsa. The subject of the present work are reliable measurement of the thickness of the units and biostratigraphic nannoplankton subdivision of the fossiliferous intervals. Mirkovo Formation is composed of 300 m thick motley limestones and marls. The uppermost 60 m of the unit are composed of marls belonging to the Voden Member of Mirkovo Formation. The upper part of the section is composed of the deposits of Chugovitsa Formation represented by 300 m thick turbidite sequence. Four Campanian nannofossil zones are characterized, from lower to upper: Broinsonia parca (lower Lower Campanian), Ceratolithoides aculeus (upper Lower Campanian), Uniplanarius gothicus (lower Upper Campanian) and Uniplanarius trifidus (Upper Campanian). The uppermost one is recognized for the first time in this area and is represented by its lower part, and the others are present in the section by their complete volumes with lower and upper boundaries. Nannofossil content of the Mirkovo Formation is rather poor. The lower 140 m of the unit belong to the Coniacian and Santonian Stages and the following 140 m include Broinsonia parca nannofossil zone. The uppermost 20 m of the turbidite sequence in the section near Jelyava belongs to Uniplanarius gothicus nannofossil zone, and the topmost level of the turbidite sequence in the section near Eleshnitsa indicate the presence of the next younger nannofossil zone Uniplanarius trifidus.

# КАМПАНСКИ НАНОФОСИЛНИ ЗОНИ В МЕДИТЕРАНСКИЯ ТИП ГОРНА КРЕДА В СОФИЙСКИЯ БАЛКАН МЕЖДУ БУХОВО, ЖЕЛЯВА И ЕЛЕШНИЦА

# Димитър С. Синьовски

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

РЕЗЮМЕ. Две литостратиграфски единици от Медитеранския тип Горна Креда - Мирковска и Чуговишка свита, се разкриват под формата на тясна ивица в североизточните предградия на София, между Бухово, Желява и Елешница. Предмет на настоящата работа са достоверното измерване на дебелините на единиците и биостратиграфска подялба по нанопланктон на фосилоносните интервали. Мирковската свита е изградена от пъстри варовици и мергели с дебелина 300 m. Най-горните 60 m от единицата са изградени от мергели, принадлежащи на Воденския член на Мирковската свита. Горната част на разреза е изградена от седиментите на Чуговишката свита, представена от турбидитна последователност с дебелина над 300 m. Характеризирани са 4 кампански нанофосилни зони, отдолу-нагоре: Broinsonia parca (долен Долен Кампан), Ceratolithoides aculeus (горен Долен Кампан), Uniplanarius gothicus (долен Горен Кампан) и Uniplanarius trifidus (Горен Кампан). Последната е установена за пръв път в този район и е представена само от най-долните си нива, а останалите присъстват в разреза с целия си обем, с долните и горните си граници. Нанофосилното съдържание на Мирковската свита е доста бедно. Долните 140 m от единицата принадлежат на Кониаския и Сантонския етаж, а следващите 140 m обхващат нанофосилна зона Broinsonia рагса. Най-горните 20 m от мергелите на Воденския член и 120 m от турбидитите на отгорележащата Чуговишка свита се отнасят към нанофосилна зона Uniplanarius othilonarius othilonarius de сегато в разреза при Желява принадлежи на нанофосилна зона Uniplanarius trifidus.

#### Introduction

Calcareous nannoplankton assemblages, recovered from the Mediterranean type Upper Cretaceous in the north-east suburbs of Sofia, between Buhovo and Eleshnitsa are rather poor. Indications of three Campanian nannofossil zones have been established in the studied area 12 years ago – Broinsonia parca, Ceratolithoides aculeus and Uniplanarius gothicus (Quadrum gothicum after Синьовски, 1993).

Up to now the section near Jelyava has been investigated and dated by Dimitrova et al. (1981), Димитрова et al. (1984), Haчев & Haчев (1989, 2003). On the map of Bulgaria in scale 1:100 000 the rocks are correlated with the formal lithostratigraphic units established by Moev & Antonov (1976) and Моев & Антонов (1978) in the Chelopech area. The present investigation of the sections near Eleshnitsa and Jelyava provides new data about the thickness of the units and the boundaries and volumes of the Campanian nannofossil zones.

#### Sections and units

The sections of the Mediterranean Upper Cretaceous near Eleshnitsa and Jelyava (Figs. 4, 5) are almost complete outcrops, including the basally disposed Turonian marls and the overlying glauconite sandstones, motley limestones, marls and turbidites, referred to Senonian (Coniacian-Campanian). Цанков (1965) first described Upper Cretaceous section near Jordankino (now Eleshnitsa) and dated all carbonate rocks overlying Turonian marls as Maastrichtian. Later Dimitrova et al (1981) subdivided the limestones, marls and turbidites in the section Jelyava into Coniacian-Santonian (382 m) and Campanian (560 m). Димитрова et al. (1984) subdivided the section into Coniacian (113 m including the basal glauconite sandstone unit), Santonian (200 m) and Campanian (170 m carbonates and 250 m turbidites). Начев & Начев (1989, 2003) accepted this subdivision. None of these authors reported the presence of large-scale slump structures, resulting in significant augmentation of the thickness.



Fig. 1. The Santonian part of the Mirkovo Formation north of Eleshnitsa village is composed of grey and motley limestones with well expressed cyclicity – thick beds with obscure internal structure

In the base of the Senonian is situated 7 to 15 m thick sandstone unit, represented by grey to grey-violet carbonate glauconitic sandstone with inoceramid and rare echinoid shells. Димитрова et al. (1984) described this unit as the base of their "limestone-marl formation". It overlies the Turonian marls by parallel unconformity. In Jelyava section it is represented by medium to coarse-grained glauconite sandstone with grey to grey-violet colour. This unit crops out 500 m NE of Buhovo on the left slope of Buhovchitsa River, where it overlies transgressively red continental Permian rocks. In the section north of Eleshnitsa this sandstone unit is composed of fine-grained grey sandstone with thickness 7-8 m. The next unit is composed of grey and motley limestones and marls. Димитрова et al. (1984) described this portion of the section as "limestone-marl formation" corresponding to the "first", "second" and "third horizon" of the Maastrichtian of Връблянски et al. (1961). They correlated its upper half with the Mirkovo Formation of Moev & Antonov (1976). Чунев (1995) united the two units in the map of Bulgaria in scale 1:100 000. Here the stratigraphic interval between the basally situated glauconite sandstones and the turbidite sequence of Chugovitsa Formation is referred to Mirkovo Formation. It is subdivided into several packets, differing in its lithology and structure. Mirkovo Formation as a whole is represented predominantly by motley, thick bedded to massive limestones and marls (Fig. 1), and rare ash tephroidal rocks (Fig. 2). The uppermost marl packet is correlated with the Voden Member of Mirkovo Formation. The thickness of the unit is 300 m in section Eleshnitsa. In section Jelyava it is not well exposed and contains slump structures, so the thickness could not be measured properly. The outcrops near Buhovo are located on the hills just NE of Buhovo, north and south of Buhovchitsa River.

The Voden Member is composed of grey and violet marls (Fig. 3). It crops out only in the sections Jelyava and Eleshnitsa with thickness about 60 m. North of Eleshnitsa its

lower part is represented by motley marl, and the section near Jelyava is composed entirely by grey marl. The top of the section in both outcrops is composed of turbidite deposits correlated with the Chugovitsa Formation of Moev & Antonov (1976). In the base they are dominated by marl interbeds and thick marl packets (Fig. 6). The thickness of this turbidite unit is more than 300 m.

# Nannofossil subdivision

The nannofossil content of Mirkovo Formation is rather poor. Nevertheless the frequent sampling allowed to recognize some of the nannofossil events in the base of the unit and to establish the Santonian-Campanian boundary in the upper part of the unit in sections Jelyava and Eleshnitsa. The appearance of Micula decussata Vekshina, 1959 is established in the sample situated 14 m above the base of the sandstone unit in section Eleshnitsa. This level is world-wide correlatable event in the middle of Coniacian. The appearance of another stratigraphically important species Broinsonia parca (Stradner, 1963) is established in the sample situated 140 m above the base of the sandstone unit. It means that the lower 140 m of the section Eleshnitsa belong to Coniacian and Santonian. The appearance of the next stratigraphically important species for the Campanian Stage Ceratolithoides aculeus (Stradner, 1961) is in the sample 20 m below the boundary between Mirkovo and Chugovitsa Formations in both Jelyava and Eleshnitsa sections.

#### Broinsonia parca Zone

Author: Verbeek (1976).

Definition: Interval from the first occurrence of Broinsonia parca (Stradner, 1963) Bukry, 1969 to the first occurrence of Ceratolithoides aculeus (Stradner, 1961) Prins & Sissingh in Sissingh, 1977.

#### Age: Early Early Campanian.

Common taxa: Watznaueria barnesae (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968, Eiffellithus eximius (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968, Micula decussata Vekshina, 1959, Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina, 1959, Broinsonia parca (Stradner, 1963) Bukry, 1969 ssp. parca, Broinsonia parca (Stradner, 1963) Bukry, 1969 ssp. constricta Hattner et al. 1980, Bukryaster hayi (Bukry, 1969) Prins & Sissingh in Sissingh, 1977, Lucianorhabdus cayeuxii Deflandre, 1959, Lucianorhabdus arcuatus Forchheimer, 1972, Prediscosphaera microrhabdulina Perch-Nielsen, 1973, etc.

*Remarks:* The appearance of the zonal marker is world-wide correlatable event, established slightly above the Santonian-Campanian boundary. In many earlier works it has been accepted as a marker of this boundary. The lowermost Campanian UC 13 zone of Burnett (1998) is defined as an interval between the first occurrence of *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959 and *Broinsonia parca* (Stradner, 1963) Bukry, 1969 ssp. *parca.* This zone is not recognized in the sections, because of the poor preservation of the material. *Broinsonia parca* (Stradner, 1963) Bukry, 1969 ssp. *constricta* Hattner et al. 1980, appears nearly simultaneously with the zonal marker.

Boundaries: The lower boundary is established 140 m above the base of the sandstone unit, and the upper one – at 280 m

(20 m below the transition between Mirkovo and Chugovitsa Formations).

Thickness: 140 m.



Fig. 2. Tephra layers in the middle of the Mirkovo Formation 190 m above the base north of Eleshnitsa Village, Broinsonia parca Zone, Lower Campanian

#### Ceratolithoides aculeus Zone

Author: Verbeek (1976).

Definition: Interval from the first occurrence of Ceratolithoides aculeus (Stradner, 1961) Prins & Sissingh in Sissingh, 1977 to the first occurrence of Uniplanarius gothicus (Deflandre, 1959) Hattner & Wise, 1980. Age: Late Early Campanian.

Common taxa: Watznaueria barnesae (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968, Eiffellithus eximius (Stover, 1966) Perch-Nielsen. 1968. Micula decussata 1959. Arkhangelskiella Vekshina, cvmbiformis Vekshina, 1959, Broinsonia parca (Stradner, 1963) Bukry, 1969 ssp. parca, Broinsonia parca (Stradner, 1963) Bukry, 1969 ssp. constricta Hattner et al. 1980, Ceratolithoides aculeus (Stradner, 1961) Prins & Sissingh in Sissingh, 1977, Lucianorhabdus caveuxii 1959, Lucianorhabdus Deflandre, arcuatus Forchheimer, 1972, Prediscosphaera microrhabdulina Perch-Nielsen, 1973, etc.

*Boundaries:* The lower boundary is established 280 m above the basis of the sandstone unit (20 m below the boundary between Mirkovo and Chugovitsa Formations). The upper boundary is 110 m above the boundary between the two formations. Sinnyovsky (1993) reported 250 m thickness of the zone in section Jelyava, but the present investigation shows that the thickness is less than 150 m. *Thickness:* 140 m.

#### Uniplanarius gothicus Zone

Author: Martini (1976).

Definition: Interval from the first occurrence of Uniplanarius gothicus (Deflandre, 1959) Hattner & Wise 1980 to the first occurrence of Uniplanarius trifidus (Stradner, 1963) Hattner & Wise 1980.

Age: Early Late Campanian.

Common taxa: Watznaueria barnesae (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968, Eiffellithus eximius (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968, Micula decussata Vekshina, 1959, Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina, 1959, Broinsonia parca (Stradner, 1963) Bukry, 1969 ssp. parca, Broinsonia parca (Stradner, 1963) Bukry, 1969 ssp. constricta Hattner et al. 1980, Ceratolithoides aculeus (Stradner, 1961) Prins & Sissingh in Sissingh, 1977, Uniplanarius gothicus (Deflandre, 1959) Hattner & Wise 1980. Lucianorhabdus Deflandre, 1959, cayeuxii Lucianorhabdus arcuatus Forchheimer, 1972, Prediscosphaera microrhabdulina Perch-Nielsen, 1973, etc.

Remarks: Martini (1976) defined this zone in the Pacific as a middle Campanian interval. Verbeek (1977) gave it a very restricted range confirmed by Stradner (1984) in site 530 in the Angola Basin, Atlantic Ocean. Late Campanian age of the zone was reported by many authors. First indication in Bulgaria was reported by Синьовски & Желев (1992) in the transition between Draganovo and Emine Formations near Tunkovo Village in East Srednogorie. Синьовски (1993) defined its boundaries in several sections from West Srednogorie.

Boundaries: The lower boundary was described by Синьовски (1993) in the studied section Jelyava. The upper boundary was described by the same author in the sections near the villages Izvor and Nedyalkovo, Pernik District. The upper part of the zone is established at Cape Emine where it includes more than 100 m of the section of Emine Formation (Sinnyovsky, 2004). For the first time it is described in its full volume in a single section north of Eleshnitsa Village in this work.

Thickness: more than 100 m.



Fig. 3. The marls of the Voden Member in the upper part of Mirkovo Formation 240-300 m above the base of the section Eleshnitsa, Broinsonia parca–Ceratolithoides aculeus Zones, Lower Campanian

#### Uniplanarius trifidus Zone

Authors: Bukry & Bramlette (1970). Definition: Interval of the total range of Uniplanarius trifidus (Stradner) Hattner & Wise. Age: Late Late Campanian.





Fig. 4. Section Eleshnitsa. Mirkovo Formation is described north of the village, along the road to Vitinya; Chugovitsa Formation is described on the east slope of Eleshnitsa River in the weekend house estate. 1 – marl; 2 – sandstone; 3 – limestone; 4 – marl; 5 – tephra layers; 6 – turbidite

Fig. 5. Section Jelyava. The section is described along Jelyava River. The outcrops of the Mirkovo Formation are incomplete and uppermost levels of Chugovitsa Formation are in the river bed in the centre of the village. 1 - marl; 2 - sandstone; 3 - limestone; 4 - marl; 5 - turbidite

Common taxa: Watznaueria barnesae (Black, 1959) Perch-Nielsen, 1968, Uniplanarius trifidus (Stradner) Hattner & Wise, Eiffellithus eximius (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968, Micula decussata Vekshina, 1959, Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina, 1959, Broinsonia parca (Stradner, 1963) Bukry, 1969 ssp. parca, Broinsonia parca (Stradner, 1963) Bukry, 1969 ssp. constricta Hattner et al. 1980, Ceratolithoides aculeus (Stradner, 1961) Prins & Sissingh in Sissingh, 1977. Uniplanarius gothicus (Deflandre, 1959) Hattner & Wise 1980. Lucianorhabdus caveuxii Deflandre, 1959. Lucianorhabdus arcuatus Forchheimer. 1972. Prediscosphaera microrhabdulina Perch-Nielsen, 1973. Reinhardtites levis Prins & Sissingh in Sissingh, 1977, etc.

*Remarks:* Originally the stratigraphic range of the zone was Upper Campanian – lowermost Maastrichtian. After emendation of the Campanian-Maastrichtian boundary by Rawson et al. (1996), the whole stratigraphic range of the zone remained in the frame of the Upper Campanian, and the disappearance of both *Uniplanarius trifidus* (Stradner) Hattner & Wise and *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968 could be used for definition of the Campanian-Maastrichtian boundary, although the latter disappears a bit earlier. The zonal marker is established in isolated outcrops west and east of Eleshnitsa village in scarce outcrops of the uppermost levels of Chugovitsa Formation.

*Distribution:* Up to now, indications of the zone have been established in many Bulgarian sections of both Epicontinental and Mediterranean type Upper Cretaceous. The zone is established for the first time in this area.

*Thickness:* The zone includes at least 50 m of the section near Eleshnitsa village.



Fig. 6. The lower part of the turbidite sequence of the Chugovitsa Formation 320 m above the base of the section north of Eleshnitsa Village, Ceratolithoides aculeus Zone, Lower Campanian

# Conclusion

The outcrops between Buhovo and Eleshnitsa provide a complete section and a good possibility for dating the Senonian sediments of the so called "Buhovo-Negushevo strip". Zonation of the Coniacian-Santonian stratigraphic interval is not possible because of the poor nannofossil content. The appearance of *Micula decussata* Vekshina dates the middle of Coniacian 14 m above the base of the

Senonian deposits. Santonian nannofossil markers are not recognized. The base of the Campanian is considered to be slightly below the appearance of *Broinsonia parca* (Stradner, 1963) Bukry, 1969, marking the lower boundary of Broinsonia parca Zone at 140 m above the base. Into this zone a packet of tephra layers and breccia, containing particles of Palaeozoic rocks. This proves lasting volcanic activity through the Campanian Stage. The stratigraphic volume of Ceratolithoides aculeus Zone is defined more precisely by defining the upper boundary on the basis of first appearance of short-rayed forms of *Uniplanarius gothicus* (Deflandre, 1959) Hattner & Wise 1980. Thus the thickness of the zone is calculated on 140 m.

Uniplanarius gothicus Zone is defined by the presence of the marker species in an interval about 100-150 of the section. For the first time in the area is recognised the uppermost Campanian zone – Uniplanarius trifidus, which confirms the absence of Maastrichtian rocks in these outcrops of the Mediterranean Upper Cretaceous.

#### References

- Bukry, D., M. N. Bramlette. 1970. Coccolith age determinations, Leg 3, DSDP. – *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 3, 589-611.
- Burnett, J. A. 1998. Upper Cretaceous. In: Bown, P. R. (Ed.) Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Chapman & Hall, London, 132-199.
- Čepek, P. 1981. Mesozoic calcareous nannoplancton stratigraphy of the Central North Pacific (Mid Pacific Mountains and Hess Rise), DSDP Leg 62. – *Initial Reports* of the Deep Sea Drilling Project, 62, 397-418.
- Čepek, P., W. W. Hay. 1969. Calcareous nannoplancton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. – *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, *19*, 323-336.
- Dimitrova, E., N. Ganeva, N. Jolkičev, J. Milanova, I. Nachev. 1981. Upper Cretaceous stratigraphy in Western Srednogorie. – *Geologica Balc.*, 11, 1, 51-66.
- Hattner, J. G., S. W. Wise. 1980. Upper Cretaceous calcareous nannofossil biostratigrsphy of South Caroline. *South Caroline Geology*, *24*, 41-117.
- Martini, E. 1976. Cretaceous to Recent calcareous nannoplancton from the Central Pacific Ocean (DSDP Leg 33). – *Initial Reports of the DSDP, 33,* 383-423.
- Rawson, P. F., A. V. Dhondt, J. M. Hancock, W. J. Kennedy (Eds.) 1996. Proceedings "Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries", Brussels 8-16 September 1995. Bull. Inst. Royal Sci. nat. de Belgique. Science de la Terre, 66, suppl., 1-117.
- Stradner, H. 1984. Cretaceous calcareous nannofossils from the Angola Basin, Deep Sea Drilling Project Site 530. – *Initial Reports of the DSDP, 75,* 565-649.
- Verbeek, J. W. Upper Cretaceous calcareous nannoplancton zonation in a composite section near El Kef, Tunisia. – Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Vetensch., B, 79, 69-82.
- Връблянски, Б., К. Будуров, Ц. Цанков. 1961. Принос към стратиграфията на горната креда между Софийското поле и гр. Панагюрище. Год. Гл. управл. геол., 14, 117-132.
- Димитрова, Е., И. Начев, И. Славов. 1984. Стратиграфия на горната креда в Панагюрско. – Палеонтол., стратигр., литол., 19, 65-84.

- Моев, М., М. Антонов. 1978. Стратиграфия на горната креда в източната част на Стъргелско-Челопешката ивица. Год. ВМГИ, 23, Св. II, Геол., 7-30.
- Начев, И. К., Ч. И. Начев. 1989. Верхний мел в разрезе Желява. – В: Начев, И. К. (Ред.) Путев. Экскурсий Е 1 Стратиграфия и седиментология фанерозоя в Болгарии, XIV конгр. КБГА, София, 89-92.
- Начев, И. К., Ч. И. Начев. 2003. Алпийска плейттектоника на България. С., Артик-2001, 198 р.
- Синьовски, Д. 1993. Горнокредни нанофосилни зони в Западното Средногорие. – Год. МГУ, 39, Св. 1, Геол., 11-14.

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

- Синьовски, Д., В. Желев. 1993. Върху възрастта на вулканизма в Източното Средногорие. – В: Постижения и задачи на българската минералогия. С., 59-59.
- Цанков, В. 1965. Объект No 1. Профиль верхнего мела близи села Йорданкино. – В: Цанков, В, Е. Бончев (Ред.). Путев. Экскурсий А София-Плевен-Търново-Варна-Пловдив-София, VII конгр. КБГА, 1-16 септ. 1965, 19-21.
- Чунев, Д. 1995. Горнокредна серия. В: Обяснителна записка към геоложката карта на България в М 1:100000. Картен лист Ботевград. С., ЕТ "Аверс", 61-75.

# UPPER TITHONIAN – BERRIASIAN CALCAREOUS NANNOFOSSIL ZONATION OF THE TURBIDITE DEPOSITS OF KOSTEL FORMATION NEAR BERENDE VILLAGE, PERNIK DISTRICT

# Dimitar S. Sinnyovsky

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

**ABSTRACT**. Bobovo Member of the Kostel Formation crops out near Berende Village, Pernik District. The sampled section is more than 400 thick. During the present study relatively well preserved Upper Tithonian–Berriasian nannofossil assemblages are recovered, represented by coccoliths and nannoconids. The boundary Jurassic-Cretaceous interval is subdivided into zones and subzones, according to previous investigations in the West Atlantic, Italy, France, Spain and Bulgaria. The lowest 50 m of the section belong to Hexalithus noelae Subzone (Upper Tithonian) of the Microstaurus chiastius nannofossil Zone (Upper Tithonian) and Rotelapillus laffittei Subzone (uppermost Tithonian – lowermost Berriasian) of the same nannofossil zone. The lowermost Cretaceous Subzone (Upper Tithonian) of the same nannofossil zone. The lowermost Cretaceous Subzone Nannoconus steinmannii minor (lower Lower Berriasian), characterized by the presence of small representatives of *Nannoconus camptneri* B rönnim ann and *Nannoconus steinmannii* Keinmannii steinmannii steinmannii steinmannii steinmannii steinmannii steinmannii more than 200 m thick.

# ЗОНАЛНА ПОДЯЛБА НА ГОРНОТИТОНСКО-БЕРИАСКИТЕ ТУРБИДИТНИ ОТЛОЖЕНИЯ НА КОСТЕЛСКАТА СВИТА ПРИ С. БЕРЕНДЕ, ПЕРНИШКА ОБЛАСТ

#### Димитър С. Синьовски

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София1700; sinsky@mgu.bg

РЕЗЮМЕ. Бобовският член на Костелската свита се разкрива при с. Беренде, Пернишка област. Опробваният разрез е с дебелина над 400 m. При настоящото изследване бяха установени относително добре запазени горнотитонско-бериаски нанофосилни асоциации, представени от коколити и наноконуси. Граничният интервал между Юрата и Кредата е поделен на зони съгласно предшестващи изследвания в Западния Атлантик. Италия, Франция, Испания и България. Най-долните 50 m от разреза принадлежат на подзона Hexalithus поеlae (Горен Титон) от нанофосилна зона Microstaurus chiastius (Горен Титон – Долен Бериас). Следващият интервал между 50 и 76 m, включващ границата Юра-Креда принадлежи на подзона Umbria granulosa granulosa (Горен Титон) и подзона Rotelapillus laffittei (най-горен Титон – най-долен Бериас) от същата нанофосилна зона. Най-долната кредна подзона Nannoconus steinmannii minor (долен Долен Бериас), характеризираща се с присъствието на малки представители на *Nannoconus steinmannii* Каmptner известни като подвидове *"minor"*, е установена между 76 и 115 m. Големите форми се появяват на 115 m над основата и маркират долната граница на нанофосилна зона Nannoconus steinmannii (горен Долен Бериас) с дебелина 100 m. Останалата част от разреза принадлежи на нофосилна зона Cretarhabdus angustiforatus (Горен Бериас) с дебелина над 200 m.

# Introduction

During the recent 15 years many publications devoted to the problems of the stratigraphic boundaries between Phanerozoic systems and series have appeared. Calcareous nannofossils are among the most useful groups for determination of these boundaries from Jurassic to recent. One of the most comprehensive works concerning the problems of the nannofossil distribution in the Jurassic-Cretaceous boundary interval is that of Bralower et al. (1989). They stated that the Jurassic-Cretaceous boundary interval is a crucial time in nannofossil evolution, when a rapid increase of the nannofossil diversity and abundance started. In fact the abundance of the nannofossil assemblages depends upon their living conditions. For example in the Bajocian sediments of Boy Formation in Belogradchik region (NW Bulgaria) very abundant but low diversity nannofossil associations occur. represented almost entirely by species of the genus

*Watznaueria* Reinhardt, 1964. However the bloom of new taxa across this boundary interval is really remarkable. Most of the common Cretaceous taxa appear in the Tithonian and Berriasian.

The first characteristics of the calcareous nannoplankton occurrence across the Jurassic-Cretaceous boundary in Bulgaria was made by Стойкова (1995) in Ginci, Glozhene and Salash Formations in the West Balkan near Burlya and Komshtitsa Villages, Sofia District. She recognized three successive nannofloral associations: Conusphaera mexicana (Upper Tithonian), Nannoconus camptneri minor (Lower Berriasian) and Cretarhabdus angustiforatus (Upper Berriasian). These associations were correlated with the ammonite zonation after Bralower et al. (1989) and calpionellid zonation of Lakova (1993). Lakova et al. (1997, 1999) established an integrated zonation of the Tithonian-Valanginian interval in the sections near Barlya and Gorno Belotinci Villages based on calpionellids, nannofossils and calcareous dinocysts. They recognised many bioevents and established a chronostratigraphic subdivision of the investigated stratigraphic interval. Stoykova subdivided the Tithonian-Berriasian interval into three zones: Conusphaera mexicana (Tithonian), Microstaurus chiastius (Upper Tithonian – Lower Berriasian) and Nannoconus steinmannii steinmannii (Upper Berriasian – Lower Valanginian).

In the present investigation a more detailed nannofossil subdivision of the Tithonian-Berriasian interval is proposed, based on reliable nannofossil assemblages in the turbidite sequence of the Kostel Formation near Berende Village, Pernik District. The section is not permanently exposed but provides a series of outcrops along Berende River between Berende and Svetlya Villages in an undisturbed sequence with relatively permanent dip and strike.

# **Previous investigations**

The Tithonian flysch deposits in Kraishte (SW Bulgaria) were described by Nachev (1969a,b) as "coarse flysch", "sandstone flysch" and "normal flysch". Начев & Николов (1968) described 1000-2000 m thick "postflysch" Berriasian deposits near Berende Village. These deposits were referred to the Kostel Formation (Николов & Сапунов, 1970) by Сапунов et al. (1985), Сапунов & Чумаченко (1986) and Загорчев (1993). Сапунов et al. (1985) introduced three new members of the Kostel Formation in Kraishte area: Antovo, Gorochevo and Bobovo Members. The Bobovo Member is composed of alternating sandstones, conglomerates, gravelites, shales and marls. The studied section was described by Сапунов et al. (1985) as a supplementary section for the upper part of the Bobovo Member of Kostel Formation with thickness 600 m. In their original description the authors described three packets from upper to lower: packet 3 (Berriasian, middle part) - 300 m sandstones, conglomerates and "conglomerate shales"; packet 2 (Berriasian, lower part – upper Upper Tithonian) – 150 m grey sandstones, gravelites and conglomerates with graded bedding, alternating with grey marls and "conglomerate shales"; packet 3 (lower Upper Tithonian - upper Lower Tithonian) - 150 m medium to thin-bedded grey sandstones with graded bedding alternating with thin packets of calcareous shales and marls.

# **Present results**

This work is a part of the paleontological investigation of samples, collected by the mapping team in SW Bulgaria, performing the task of the Ministry of Environment and Water for mapping of Bulgaria in scale 1:50 000. Section sampled and measured is more than 400 m thick (Fig. 1). It is situated along Berende River between "lower hamlet" of Berende Village and half distance to Svetlya Village. The lower 315 m are described south of the road. It is practically impossible to compare this section with the section of CanyHoB et al. (1985) because no lithologic marker levels were pointed in the previous description and the packets are not recognisable. In the present study a prominent terrigenous sandstone-gravelite-conglomerate packet is established between 52 and 65 m from the base of the section. Another sandstone level is

between 39 and 42 m, and a 1 m thick gravelite bed 130 m above the base. As a whole this lower portion of the section, probably corresponding to the packet 3 of Сапунов et al. (1985), is characterized by predominance of sandstones. However the present results show that only the lowermost about 60-70 m of the section belong to the Upper Tithonian without nannofossil evidence for Middle or Lower Tithonian deposits.

The nannofossil content in most of the samples is rather poor however some samples contain relatively abundant and well preserved nannofossil assemblages. The nannofossil diversity is low, including some persistently represented species as Watznaueria barnesae (Black in Black & Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968, Watznaueria britannica (Stradner, 1963) Reinhardt, 1964, Watznaueria fossacincta (Black, 1971) Bown in Bown & Cooper, 1989, Cyclagelosphaera margerelii Noël, 1965, Cyclagelosphaera deflandrei (Manivit, 1966) Roth, 1973 and Nannoconus sp. discs (sensu Crux, 1989). The last taxon is represented by rare large forms and abundant medium and small sized forms. In the Cretaceous part of the section the common taxa increase with several nannoconid species Nannoconus steinmannii (Kamptner, 1931) ssp. minor Deres & Achéritéguy, 1980, Nannoconus steinmannii Kamptner, 1931, ssp. steinmannii, Nannoconus kamptneri Brönnimann, 1955 ssp. minor Bralower in Bralower et al., 1989, Nannoconus kamptneri Brönnimann, 1955 ssp. kamptneri, Nannoconus globulus Brönnimann, 1955 ssp. minor Bralower in Bralower et al., 1989 and Nannoconus globulus Brönnimann, 1955 ssp. globulus, Nannoconus kamptneri Brönnimann, 1955 SSD. kamptneri, is especially abundant in Nannoconus steinmannii steinmannii and Retecapsa angustiforata nannofossil Zones.

The stratigraphically important taxa are rather rare. Most important species are figured on Plate 1 and 2. Many of the nannofossil species appearing in the Jurassic-Cretaceous boundary interval have not been found. On the basis of the determined nannofossils three nannofossil zones have been recognised: Microstaurus chiastius Zone, Nannoconus steinmannii steinmannii Zone and Retecapsa angustiforata Zone, the first one beeng subdivided into subzones.

#### Microstaurus chiastius Zone (NJK)

Authors: Bralower et al. (1989).

Definition: Interval from the first occurrence of Microstaurus chiastius (Worsley, 1971) Grün in Grün & Allemann, 1975 to the first occurrence of Nannoconus steinmannii Kamptner, 1931, ssp. steinmannii.

Age: Upper Tithonian - Early Berriasian.

*Remarks:* Bralower et al. (1989) subdivided this zone into four subzones: Hexalithus noelae (NJK-A), Umbria granulosa granulosa (NJK-B), Rotelapillus laffittei (NJK-C) and Nannoconus steinmannii minor (NJK-D). The upper part of Hexalithus noelae Subzone is established in the samples from the lowermost 50 m of the section. Its upper boundary is established in the sample 50 m above the base after the first appearance of *Umbria granulosa* Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. *granulosa*. The next interval between 50 and 76 m belongs to both Umbria granulosa granulosa and Rotelapillus laffittei Subzones,

although the base of the latter is not established because the marker species is not found. Its upper boundary is put after the first appearance of the small representatives of *Nannoconus steinmannii* Kamptner and *Nannoconus kamptneri* Brönnimann known as 'minor' subspecies. The interval between 76 and 115 m belongs to the uppermost subzone of Microstaurus chiastius Zone - Nannoconus steinmannii minor Subzone (NJK-D).

#### Hexalithus noelae Subzone (NJK-A)

#### Authors: Bralower et al. (1989).

Definition: Interval from the first occurrence of Microstaurus chiastius (Worsley, 1971) Grün in Grün & Allemann, 1975 to the first occurrence of Umbria granulosa (Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. granulosa.

Age: Upper Tithonian.

Characteristic taxa: Nannoconus discs (sensu Crux, 1989), Nannoconus quadratus Deres & Achéritéguy, 1980, Conusphaera mexicana Trejo, 1969 ssp. mexicana. Conusphaera mexicana Trejo, 1969 ssp. minor Bralower in Bralower et al., 1989, Zeugrhabdotus erectus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965, Zeugrhabdotus embergeri (Noël, 1958) Perch-Nielsen, 1984. Umbria granulosa Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. minor, Polycostella senaria Thierstein, 1971, Polycostella beckmannii Thierstein, 1971, Microstaurus chiastius (Worsley, 1971) Grün in Grün & Allemann, 1975. Remarks. Nannoconus compressus Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989 is very rare in the lowest samples of the section. Obviously it disappears in this subzone. Nannoconus globulus Brönnimann, 1955 ssp. minor Bralower in Bralower et al., 1989 appears 45 m above the base of the section.

*Boundaries:* The lower boundary is not exposed. The upper boundary is established 50 m above the base of the section. *Thickness:* 50 m.

# Umbria granulosa granulosa Subzone (NJK-C) + Rotelapillus laffittei Subzone (NGK-D)

Authors: Bralower et al. (1989).

Age: uppermost Tithonian – lowermost Berriasian Characteristic taxa: Nannoconus discs (sensu Crux, 1989), Nannoconus quadratus Deres & Achéritéguy, 1980, Nannoconus globulus Brönnimann, 1955 ssp. minor Bralower in Bralower et al., 1989, Conusphaera mexicana Trejo, 1969 ssp. mexicana, Zeugrhabdotus erectus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965, Zeugrhabdotus embergeri (Noël, 1958) Perch-Nielsen, 1984. Umbria granulosa Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. minor, Umbria granulosa Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. granulosa, Polycostella senaria Thierstein, 1971, Rotelapillus laffittei (Noël, 1957) Noël, 1973, Genus et species indet. (Pl. 2, figs. 26-30).

*Remarks.* The interval between sample 50 and 76 m above the base includes 13 m thick terrigenous sandstone-graveliteconglomerate packet between 52 and 65 m, barren of nannofossils. The first specimen of the subzonal marker of Umbria granulosa granulosa Subzone - *Umbria granulosa* Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. granulosa is found 50 m above the base in sample Be 263 but it is very rare. It is rare also in the next two samples Be 250 and Be 247 above the terrigenous packet. The subzonal marker of the younger Rotelapillus laffittei Subzone Rotelapillus laffittei (Noël, 1957) Noël, 1973 is found in the sample 65 m above the base of the section. Thus the boundary between Umbria granulosa granulosa Subzone and Rotelapillus laffittei Subzone falls into the terrigenous packet between 52 and 65 m above the base. For that reason these two zones are united. Another characteristic feature of this interval is the presence of Umbria granulosa Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. minor. Regularly encountered in the sample Be 263 below the terrigenous packet are Polycostella senaria Thierstein, 1971 and Polycostella beckmannii Thierstein, 1971. These species are not present in the samples Be 250 and Be 247, so they obviously disappear in the terrigenous packet. Unknown Genus et species indet. (Pl. 2, figs. 26-30) is common in these samples. It is characteristic only for these samples. The first occurrence of Cruciellipsis cuvillieri (Manivit, 1966) Thierstein, 1971, which is very rarely encountered is in the sample Be 250. The Jurassic-Cretaceous boundary as defined by Bralower et al. (1989) falls into the Rotelapillus laffittei Subzone, so it is supposed to be into the interval between samples Be 250 and Be 239. Boundaries: The lower boundary of this interval is 50 m above the base and the upper one is 76 m above the base. Thickness: 26 m.

#### Nannoconus steinmannii minor Subzone (NJK-D)

Authors: Bralower et al. (1989).

Definition: Interval from the first occurrence of Nannoconus steinmannii (Kamptner, 1931) ssp. minor Deres & Achéritéguy, 1980 to the first occurrence of Nannoconus steinmannii (Kamptner, 1931) ssp. steinmannii. Age: Earliest Berriasian.

Characteristic taxa: Nannoconus steinmannii Kamptner, 1931 ssp. minor, Deres & Achéritéguy, 1980, Nannoconus kamptneri Brönnimann, 1955 ssp. minor Bralower in Bralower et al., 1989, Conusphaera mexicana Trejo, 1969 ssp. mexicana, Umbria granulosa Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. granulosa, Zeugrhabdotus erectus (Deflandre in Deflandre & Fert, 1954) Reinhardt, 1965, Zeugrhabdotus embergeri (Noël, 1958) Perch-Nielsen, 1984, Nannoconus discs (sensu Crux, 1989), Cruciellipsis cuvillieri (Manivit, 1966) Thierstein, 1971.

Remarks: Nannoconus kamptneri Brönnimann, 1955 ssp. minor Bralower in Bralower et al., 1989 appears in the bottom of the zone simultaneously with the marker subspecies. This subspecies is common and could be also used for determination of the lower boundary of the subzone. Boundaries: The lower boundary is 76 m above the base and the upper one - 115 m above the base of the section. Thickness: 39 m.

#### *Nannoconus steinmannii steinmannii Zone (NK-1) Authors:* Bralower et al. (1989).

Definition: Interval from the first occurrence of Nannoconus steinmannii Kamptner, 1931 ssp. steinmannii to the first occurrence of Retecapsa angustiforata Black, 1971. Age: Early Berriasian.



Fig. 1. Section of the Bobovo Member of Kostel Formation near Berende Village: 1 – conglomerates; 2 – gravelites; 3 – sandstones; 4 – thin rhythmic turbidite deposits: sandy marls, carbonate shales

Characteristic taxa: Nannoconus steinmannii Kamptner. 1931 ssp. steinmannii. Nannoconus steinmannii Kamptner, 1931 ssp. minor, Deres & Achéritéguy, 1980, Nannoconus kamptneri Brönnimann, 1955 ssp. kamptneri, Nannoconus kamptneri Brönnimann, 1955 ssp. minor Bralower in Bralower et al., 1989, Nannoconus globulus Brönnimann, 1955 ssp. globulus, Nannoconus discs (sensu Crux, 1989), Nannoconus wintereri Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, Assipetra infracretacea (Thierstein, 1973) Roth, 1973. Conusphaera mexicana Trejo, 1969 ssp. mexicana, Umbria granulosa Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. minor, Umbria granulosa Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. granulosa, Zeugrhabdotus erectus (Deflandre in Deflandre & Fert. 1954) Reinhardt, 1965, Zeugrhabdotus embergeri (Noël, 1958) Perch-Nielsen, 1984, Cruciellipsis cuvillieri (Manivit, 1966) Thierstein, 1971.

*Remarks:* In the base of the zone is the first occurrence of *Assipetra infracretacea* (Thierstein, 1973) Roth, 1973, together with the marker species. This species is very rare. 15 m above the bottom of the zone appears *Nannoconus wintereri* Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989 which is also very rare. At the same level appear small representatives of *Micrantholithus obtusus* Stradner, 1963 considered here as subspecies *minor*.

Boundaries: The lower boundary is established 115 m above the base, and the upper one -215 m above the base of the section.

Thickness: 100 m.

The rest of the section up to the sandstone beds north of the houses is referred to Retecapsa angustiforata Zone.

#### Retecapsa angustiforata Zone (NK-2)

Authors: Bralower et al. (1989).

Definition: Interval from the first occurrence of Retecapsa angustiforata Black, 1971 to the first occurrence of Calcicatathina oblongata (Worsley, 1971) Thierstein, 1971.

#### Age: Late Berriasian.

Characteristic taxa: Nannoconus steinmannii Kamptner, 1931 SSD. steinmannii. Nannoconus steinmannii Kamptner, 1931 ssp. minor, Deres & Achéritéguy, 1980, Nannoconus kamptneri Brönnimann, 1955 ssp. kamptneri, Nannoconus kamptneri Brönnimann, 1955 ssp. minor Bralower in Bralower et al., 1989, Nannoconus globulus Brönnimann, 1955 ssp. globulus, 1989, Assipetra infracretacea (Thierstein, 1973) Roth, 1973, Conusphaera mexicana Trejo, 1969 SSD. mexicana, Zeugrhabdotus erectus (Deflandre in Fert. Deflandre & 1954) Reinhardt. 1965. Zeugrhabdotus embergeri (Noël, 1958) Perch-Nielsen, 1984, Nannoconus discs (sensu Crux, 1989), Cruciellipsis cuvillieri (Manivit, 1966) Thierstein, 1971, Umbria granulosa Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. granulosa (partly).

*Remarks:* 320 m above the base of the section in the frame of this zone disappears *Umbria granulosa* Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. *granulosa. Boundaries:* The lower boundary is established 215 m above the base of the section, and the upper one is not established. *Thickness:* More than 200 m.

# Discussion

The nannofossil assemblages contain some of the marker species characteristic for the investigated stratigraphic interval. Establishment of the zonal boundaries is made on the basis of appearance levels of the zonal markers, although most of the characteristic species have not been found. Some of them are rarely encountered. One of the reliable marker species Nannoconus compressus Bralower & Thierstein in Bralower et al. 1989 is extremely rare in the lowest samples of the section and disappears in Hexalithus noelae Subzone. Nannoconus wintereri Bralower & Thierstein in Bralower et al. 1989 is also very rare encountered in the sample 130 m above the base of the section. Umbria granulosa Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. minor, is very rare in the lower 60-70 m of the section. Umbria granulosa Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. granulosa first appearing in sample Be 260 m is also very rare. In this sample these two species occur together. One of the most characteristic nannofossils for the Tithonian Stage Faviconus multicolumnatus Bralower in Bralower et al., 1989 is very rare encountered in the lowermost three samples. Rhagodiscus asper (Stradner, 1963) Reinhardt, 1967 and Diadorhombus rectus Worsley, 1971 have not been found. Cruciellipsis cuvillieri (Manivit, 1966) Thierstein, 1971 has been found sporadically in several samples.

# Conclusion

On the basis of the recognized nannofossil zones and subzones the stratigraphic range of the section is restricted in the frame of uppermost Tithonian - Upper Berriasian. No nannofossil evidence for the presence of Middle or Lower Tithonian rocks has been obtained. The lowermost 50 m of the section belonging to the upper part of Hexalithus noelae Subzone and the lower part of the interval Umbria granulosa granulosa - Rotelapillus laffittei Subzones are referred to the Upper Tithonian. The Jurassic-Cretaceous boundary falls above the sandstone packet between 50 and 76 m, barren of nannofossils. The rest of the section up to the sandstone levels north of Berende Village belong to the Berriasian Stage. It includes the uppermost nannofossil subzone Nannoconus steinmannii minor of the Microstaurus chiastius Zone, Nannoconus steinmannii steinmannii Zone and Retecapsa angustiforata Zone. The turbidite deposits of the Kostel Formation contain well preserved nannoflora which is a reliable biostratigraphic tool for subdivision of the Jurassic-Cretaceous boundary interval. The present results provide an appropriate correlation of this important stratigraphic interval with the other investigated sections in West Bulgaria.

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

#### References

- Bralower, T. J., S. Monechi, H. R. Thierstein. 1989. Calcareous nannofossils of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity timescale. – *Marine Micropaleontology*, 14, 153-235.
- Crux, J. 1989. Biostratigraphy and paleogeographical applications of Lower Cretaceous nannofossils from north western Europe. – In: Crux, J. A. and S. E. Van Heck (Eds.) Nannofossils and Their Applications. Ellis Horwood, Chichester, 143-211.
- Lakova, I. 1993. Middle Tithonian to Berriasian praecalpionellid and calpionellid zonation of the Western Balkanides, Bulgaria. *Geologica Balc., 23*, 6, 3-24.
- Lakova, I., K. Stoykova, D. Ivanova. 1997. Tithonian to Valanginian bioevents and integrated zonation on calpionellids, calcareous nannofossils and calcareous dynocysts from the Western Balkanides, Bulgaria. – *Mineralia Slovaca, 29*, 301-303.
- Lakova, I., K. Stoykova, D. Ivanova. 1999. Calpionellid, nannofossil and calcareous dynocyst bioevents and integrated biochronology of the Tithonian to Valanginian in the Western Balkanides, Bulgaria. – *Geologica Carpathica, 50, 2*, 151-168.
- Nachev, I. 1969a. Types of flysch from the Tithonian in the Kraishte (SW Bulgaria). C. R. Acad. Bulg. Sci., 22, 5, 581-584.
- Nachev, I. 1969b. Lateral variations in the Tithonian Flysch in the Kraishte (SW Bulgaria). C. R. Acad. Bulg. Sci., 22, 8, 931-934.
- Загорчев, И. 1993. Обяснителна записка към геоложка карта на България в М 1:100 000, картни листове Босилеград и Радомир. С., Изд. "Болид", 77 с.
- Начев, И., Т. Николов. 1968. Относно долната креда в краището. Сп. Бълг. геол. д-во, 29, 3, 330-333.
- Николов, Т., И. Сапунов. 1970. О региональной стратиграфии верхней юры и части нижнего мела в Балканидах. Докл. БАН, 23, 11, 1397-1400.
- Сапунов, И., П. Чумаченко, Л. Додекова, Д. Бакалова. 1985. Стратиграфия келловейских и верхнеюрских отложении в области Краище (Югозападной Болгарии) – *Geologica Balc.*, *15*, 2, 3-61.
- Сапунов, И., П. Чумаченко. 1986. Ревизия на въведените до 1985 г. български официални литостратиграфски единици, свързани с юрската система. – Сп. Бълг. геол. д-во, 47, 1, 32-50.
- Стойкова, К. 1995. Разпространение на варовитите нанофосили в граничния интервал между юрата и кредата в Западна България. – Сп. Бълг. геол. д-во, 56, 2, 77-86.

# PLATE 1



1 - Cyclagelosphaera deflandrei (Manivit, 1966) Roth, 1973, Be 1, XPL; 2, 3 - Nannoconus compressus Bralower & Thierstein, 1989, Be 283, 2 - TL, 3 - XPL; 4-6 - Nannoconus discs (sensu Crux, 1989), 4 - side view, Be 307, 5, 6 - top view, Be 283, XPL; 7 - Nannoconus quadratus Brönnimann, 1955 XPL, Be 285, XPL; 8 - Faviconus multicolumnatus Bralower in Bralower et al., 1989, 9, 10 - Nannoconus kamptneri Brönnimann, 1955 ssp. minor Bralower in Bralower et al., 1989, Be-235, XPL; 11, 12 - Nannoconus steinmannii Kamptner, 1931 ssp. minor, Deres & Achéritéguy, 1980, Be 235, XPL; 13, 14 - Nannoconus kamptneri Brönnimann, 1955 ssp. kamptneri, 13 - Be 20, 14 - Be 1, XPL; 15, 16 - Nannoconus steinmannii Kamptner, 1931 ssp. steinmannii, Be 200, XPL; 17 - Nannoconus globulus Brönnimann, 1955 ssp. minor Bralower in Bralower et al., 1989, Be 235, XPL; 19, 20 - Nannoconus sp. 1, Be 283, 7 - TL, 8 - XPL;
12 - Nannoconus sp. 2, Be 270, 21, 23 - TL, 22, 24 - XPL.

Magnification: X 3390

# **PLATE 2**



1 - Umbria granulosa Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. minor, Be 260, XPL; 2 - Umbria granulosa Bralower & Thierstein in Bralower et al., 1989, ssp. granulosa, Be 263, XPL; 3 - Conusphaera mexicana Trejo, 1969 ssp. mexicana, Be 296, XPN; 4 - Conusphaera mexicana Trejo, 1969 ssp. minor Bralower in Bralower et al., 1989, Be 296, XPN; 5 - Cruciellipsis cuvillieri (Manivit, 1966) Thierstein, 1971, Be 20, XPL; 6-8 - Polycostella beckmannii Thierstein, 1971, Be 283, XPL; 9 - Polycostella sp. 1, Be 283, XPL; 10 - Polycostella sp. 2, Be 283, XPL; 11-13 - Polycostella senaria Thierstein, 1971, Be 283, XPL; 14,15 - Micrantholithus obtusus Stradner, 1963, Be 20, XPL; 16-18 - Assipetra infracretacea (Thierstein, 1973) Roth, 1973; Be 190, XPL; 19 - Retecapsa angustiforata Black, 1973, Be 20, XPL; 20 - Micrantholithus obtusus Stradner, 1963, ssp minor, new subspecies, Be 20, XPL; 21-23 - Tetralithus sp., 21, 22 - Be 1, 23 - Be 20, XPL; 24 - Microstaurus chiastius (Worsley, 1971) Grün in Grün & Allemann, 1975; 25 - Microstaurus quadratus Black, 1971, Be 307, XPL; 26-30 - Genus et species indet., Be 263, XPL, 26-29 top view, 30 - side view

Magnification: X 3390

# PETROLOGY, GEOCHEMISTRY, SR AND ND ISOTOPE CHARACTERISTICS AND MINERAL CHEMISTRY OF THE DYKES IN THE ZLATITSA PASS, SREDNOGORIE MAGMATIC ZONE

# Stanislav Stoykov<sup>1</sup>, Robert Motitz<sup>2</sup>, Deni Fontignie<sup>2</sup>

<sup>1</sup> University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; sstoykov@mgu.bg <sup>2</sup> University of Geneva, Geneva 1205

**ABSTRACT.** The investigated dykes are located eastern of the Chelopech volcanic complex situated in the Central Srednogorie magmatic zone which host one of the largest Cu-Au deposits in Europe. These rocks are porphyritic with plagioclase and amphibole phenocrysts, and quartz and biotite are rare. These dykes have andesitic, latitic, dacitic and trachydacitic compositions. The trace element distribution is typical for an active continental margin.

#### ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, SR И ND ИЗОТОПНА ХАРАКТЕРИСТИКА И ХИМИЧЕН СЪСТАВ НА ГЛАВНИТЕ СКАЛООБЛАЗУВАЩИ МИНЕРАЛИ НА ДАЙКИТЕ ОТ ЗЛАТИШКИЯ ПРОХОД, СРЕДНОГОРСКА МАГМЕНА ЗОНА Станислав Стойков<sup>1</sup>, Роберт Мориц<sup>2</sup>, Дени Фонтиние<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700; sstoykov@mgu.bg <sup>2</sup>Женевски университет, Женева 1205

**РЕЗЮМЕ.** Изследваните дайкови скали са разположени източно от продуктите на Челопешкия вулкан, разположен в Централносредногорската магмена зона. В нея се намират едни от най-големите Cu-Au находища в Европа. Тези дайкови скали са порфирни по плагиоклаз и амфибол, в по-малки количества се наблюдават биотит и кварц. Те са с андезитов, латитов, дацитов и трахидацитов състав. Разпределението на елементите следи в тях е подобно, на това наблюдавано в активните континентални окрайнини.

# Introduction

The investigated dykes outcropped eastern of the Chelopech volcanic complex products. They are located in the Central Srednogorie volcano-plutonic area, which forms part of the Srednogorie tectonic zone (Dabovski et al., 1991). The aim of our investigation is to reconstruct the geological evolution of the Late Cretaceous dyke complex. An important part of the present study is to trace the magmatic source, and reconstruct the magmatic processes. We have combined field observations with representative whole rock and mineral geochemical analyses. Isotope Sm–Nd and Rb–Sr whole rock analyses provide an additional information about the magma sources and their evolution.

# Geology of the region

The basement of the magmatic rocks consists of high-grade metamorphic rocks (two-mica migmatites with thin intercalations of amphibolites, amphibole-biotite and biotite gneisses), and low metamorphic phyllites and diabases of the Berkovitsa group (Early Paleozoic island-arc volcanic complex, Haydoutov, 2001). These units are in tectonic contact with each other, and to the North of Chelopech the phyllites of the Berkovitsa group are intruded by the Variscan granitoids (Kamenov et al., 2002) of the Vejen pluton. The Late

Cretaceous succession in the region starts with conglomerates and coarse-grain sandstones intercalated with coal-bearing interbeds (coal-bearing formation, Moev and Antonov, 1978) covered by polymictic, argilleous and arcose sandstones to siltstones (sandstone formation). Collectively, these units have a thickness of less than 500 m. Pollen data suggests that both formations are Turonian (Stoykov and Pavlishina, 2003). The sedimentary rocks are cut by volcanic bodies and overlain by sedimentary and volcanic rocks of the Chelopech Formation (Moev and Antonov, 1978). It comprises the products of the Chelopech volcanic complex, epiclastics, as well as the Vozdol sandstones (Fig. 1). The latter are recently paleontologically dated as Turonian in age (Stoykov and Pavlishina, 2003). These formations have been eroded and transgressively covered by sedimentary rocks of the Upper Senonian-Campanian Mirkovo Formation (reddish limestones and marls), which is in turn overlain by flysch of the Chugovo Formation (Campanian-Maetrichtian in age, Moev and Antonov, 1978) (Fig. 1). Several dykes are exposed to the east compared to the Chelopech volcanic complex. They strike predominately in an east-west direction and intrude into the Pre-upper Cretaceous metamorphic basement. They do not show crosscutting relationship to the Chelopech volcanic complex. The largest dyke is more than 7 km in length. These dykes have andesitic, latitic, dacitic and trachydacitic compositions. Based on their structures, host rocks, crosscutting relationships and alterations the Stoykov et al. (2002, 2003,



region (after Stoykov et al., 2002) with addition

2004) divided the products of the Chelopech volcanic complex into 3 units: (I) dome-like volcanic bodies, (II) lava and agglomerate flows and (III) the Vozdol volcanic breccias and volcanites. The first unit is composed of dome-like volcanic bodies, which extruded through the unconsolidated Turonian sediments (the sandstone and coal-bearing formation) and through the metamorphic basement (Fig. 1). The largest volcanic body (Murgana) is approximately 2 x 1 km in size. It shows higher stage of phenocryst crystallization than other units. Brecciated fragments of the dome-like volcanic bodies have been observed as xenoliths in the third unit of the Chelopech volcanic complex - the Vozdol volcanic breccia. The dome-like bodies mainly have an andesitic and trachydacitic composition. They are highly porphyritic (phenocrysts >40 vol. %). The phenocrysts consist of plagioclase, zoned amphibole, minor biotite, titanite and rare corroded quartz crystals, whereas the microlites consist of plagioclase and amphibole only. The accessory minerals are apatite, zircon, and Ti-magnetite. The second unit is represented by lava flows, which grade upwards into agglomerate flows (with fragments up to approximately 30 cm in size). Borehole data shows that the total thickness of these volcanic products is generally less than 1200 m, but exceeds more than 2000 m in the region of the Chelopech mine ("within their extrusive center", Popov et al., 2002). The composition of the lava flows varies from latitic-trachydacitic to dacitic. Subsidiary andesites are also present. These volcanic rocks consist of the same phenocrysts, microlites and accessory minerals as the first unit, with the exception of the corroded quartz crystals. The lava flows contain fine-grained, fully crystallized enclaves of basaltic andesites to shoshonites. The enclaves consist of the same minerals as the main mass of unit 2 (plagioclase, amphibole and minor biotite), but comprise phenocrysts of different (more basic) chemistry. A fine-grained quartz zone marks the margins of the enclaves. These features

are typical for magma mingling and mixing processes and are mostly exhibited in the lava flows compared to the other volcanic units (Stoykov et al., 2002).

The third unit is represented by volcanic breccias and volcanites that formed the so called Vozdol monovolcano of Popov et al. (2000, 2002). The volcanic breccias contain fragments within their lava matrix that vary in size between 20 and 80 cm. Brecciated fragments from the andesites of the first unit can be observed in outcrops in the Vozdol river valley. The matrix of the volcanic body in the eastern part hosts small lenses and layers of sedimentary material (sandstones to gravelites), which abundance increases towards the margins of the body. The Vozdol volcanic breccias additionally intercalate and are covered by the Vozdol sandstones (Fig. 1), the latter palaeontologically dated as Turonian in age (Stoykov and Pavlishina, 2003). These features may suggest that the extrusion of the third unit volcanites occurred contemporaneous with sedimentation processes in the Turonian. In the breccias we can observe strongly hydrothermally altered volcanic xenoliths with an obliterated primary texture, so that we are not able to recognize, which type was the initial volcanic rock. Additionally there are missing detailed studies on the alteration type in these xenoliths; the latter are crucial, as it is not clarified, if the high sulfidation type alteration (leading to the deposition of the gold) was genetically linked with the widespread hydrothermal alteration along the Petrovden fault Fig. 1, Popov et al., 2000, Jelev et al., 2003), hence it is not clear, if the observed xenoliths are related to the economic mineralisation, or not. The composition of the Vozdol volcanites varies from basaltic andesites and andesites to latites). They show similar petrographic characteristics to the older units although their phenocrysts (plagioclase, amphibole, minor biotite, and titanite) are less abundant. The groundmass is composed of microlites of the same nature as minerals of the second unit. K-feldspar is present as microlites only in the Vozdol andesitic rocks. A biotite <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age yields a Turonian age of 89.95±0.90 Ma (Velichkova et al., 2001; Handler et al., 2004).

The magma of the volcanic complex initially erupted more acid volcanic rocks. The earlier products (dome-like bodies and lava to agglomerate flows) contain 61- 64 wt% SiO<sub>2</sub> whereas the more basic Vozdol breccias and volcanites contained 55.5-  $58.0 \text{ wt\% SiO}_2$ .

The cover of the Chelopech volcanic complex is composed of the Vozdol sandstones (in the east), muddy limestones of the Mirkovo Formation (in the center) and sedimentary rocks of the sandstone and coal-bearing formation (in the west, Fig. 1).

# **Regional tectonic evolution**

The Alpine evolution of the Bulgarian tectonic zones is intimately linked to the tectonic evolution and closure of the Tethys (Dabovski et al., 1991). Boccaletti et al. (1974), Berza et al. (1998) and Neubauer (2002) suggest post-collisional detachment of the subducted slab as the trigger for the Late Cretaceous calc-alkaline magmatism and associated ore deposit formation in the Srednogorie zone. In contrast, based on the observation that subduction ceased in the early Cretaceous (Barremian), Popov (2002) has interpreted the Banat-Timok-Srednogorie zone as a rift. This appears to be in apparent conflict with the subduction-related scenario, but the arguments raised by Popov (2002) could be reconciled with the scenario of Boccaletti et al. (1974), Berza et al. (1998) and Neubauer (2002), if one considers the time lag between cessation of subduction and post-collisional slab break-off. More recently, based on regional lithogeochemical and radiometric age data from magmatic rocks, Kamenov et al. (2003) propose a roll-back scenario to explain the geodynamic setting of the Panagyurishte district. However, both slab detachment and roll-back scenarios are disputed by Lips (2002), who argues that conditions for such geodynamic settings were unfavourable in the Late Cretaceous due to the relatively low density and limited length of the young subducted slab, and he favours typical subductionrelated calc-alkaline magmatism and associated ore formation processes. Despite the fragmentary tectonic data, the southern Panagyurishte ore district appears to be essentially characterised by strikeslip tectonics along the dextral Iskar-Yavoritsa shear zone (Ivanov et al., 2001) that is a geological setting with a pronounced differential regional stress.

# Analytical techniques

#### Major and trace elements

Major and trace elements were analyzed by X-ray fluorescence (XRF) at the University of Lausanne, Switzerland. The rare earth elements (REE) were analyzed by ICP-atomic emission spectrometry following the procedure of Voldet (1993). A petrological study has also been performed. Mineral analyses on samples of the different units were carried out at the University of Lausanne on a CAMEBAX SX-50 electron microprobe.

#### Petrography

The investigated dykes are classified as andesites, latites to dacites and trachydacites (Fig. 2). The  $SiO_2$  content of these rocks varies from 60.07 to - 62.60 wt% (Table 1).

#### Table 1

Major element composition of the representative samples

Oxides wt. %	42Dy	49kD	105GD	108Ts	122GD
SiO <sub>2</sub>	60.07	60.85	62.90	61.91	62.60
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.49	0.48	0.48	0.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.46	17.25	17.73	17.36	17.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.04	4.53	4.40	4.45	4.24
MnO	0.20	0.21	0.14	0.14	0.15
MgO	1.61	2.02	1.48	1.26	1.22
CaO	5.34	4.34	3.30	3.09	4.35
Na <sub>2</sub> O	3.69	4.25	5.41	3.78	4.07
K <sub>2</sub> O	3.20	2.67	2.83	5.04	2.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.17	0.20	0.22	0.19
LOI	3.71	3.00	1.12	2.21	2.82
Total	98.99	99.78	99.99	99.94	100.23



Fig. 2. TAS diagram after Le Maitre (1989) for representative dyke samples from the studied region (B-basalt; BA-basaltic andesite; A-andesite; D-dacite; SH-shoshonite; L-latite; TD-trachydacite)



Fig. 3. SiO $_2\,$  vs.  $K_2O\,$  diagram diagram after Le Maitre (1989) for representative dyke samples

The phenocrysts (> 40 volume %) consist of plagioclase, zoned amphibole, minor biotite, and titanite; whereas the microlites consist of plagioclase and amphibole only. The accessory minerals are apatite, zircon, and Ti-magnetite. They contain rare fine-grained, fully crystallized inclusions consisting of the same minerals (plagioclase, amphibole and minor biotite) which comprise phenocrysts of different chemistry. The margins of the inclusions are marked by fine-grained quartz zone which is interpreted as evidence of magma mingling.

# Mineral chemistry

The composition of plagioclase phenocrysts (Table 2) of the investigated dykes varies from  $An_{39.2-47.7}$  (core) to  $An_{37.7-41.1}$ (rim). The rims are variable in composition and substantially overlap the field of the phenocryst cores (Fig. 2). The amphiboles (Fig. 4, Table 2) display Mg # between 0.48 and 0.57. The contents of Si p.f. u. range between 6.40 and 6.48 and they plot on the limit of the magnesiohastingsite, and hastingsite field of Leake et al. (1997).

										ן 1
	odonit	•			M	la-hasting	isite	e (Al <sup>VI</sup> <fe<sup>3+)</fe<sup>	-	0,9
	edeniit	e				pargasite	-	0,8		
								(	-	0,7
									-	0,6
_					+	* <del>*</del>			mg#	0,5
									-	0,4
								t- \/I 2:	-	0,3
						ierro-parg	jasi	te (Al <sup>vi</sup> <fe<sup>3+</fe<sup>	·) _	0,2
	ferro-ed	anita		<b>C</b> i <b>n</b>	£	hasings	ite	(Al <sup>VI</sup> >Fe <sup>3+</sup> )	-	0,1
		CINC		Sip	. I. µ.					0
7,5	7,3	7,1	6,9	6,7	6,5	6,3	6,1	5,9 5	,7 5	,5

Fig.4. Classification of amphibole phenocrysts (after Leake et al., 1997)

#### Table 2

The plagioclase composition of the representative dyke samples

Sample	Plp4l	Pl/p5	Pl/p6	Pl/p3i	Pl/p4c
SiO <sub>2</sub>	58.30	58.82	58.59	58.16	58.06
TiO <sub>2</sub>	0.05	n. d.	n. d.	n. d.	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.78	25.77	26.00	26.53	27.17
FeOtot	0.27	n. d.	0.07	0.11	0.24
MnO	n. d.	n. d.	n. d.	0.21	0.12
CaO	8.49	8.54	8.65	8.08	8.86
Na <sub>2</sub> O	6.48	6.90	6.35	6.04	5.06
K <sub>2</sub> 0	0.56	0.60	0.56	0.91	0.60
BaO	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
Summe	99.93	100.63	100.22	100.04	100.32
Or	3.2	3.3	3.2	5.4	3.8
Ab	56.1	57.4	55.2	54.4	48.9
An	40.7	39.3	41.6	40.2	47.3

The MORB normalized patterns for the investigated dykes (Table 3, Fig. 5) indicate enrichment of LILE and in lesser degree of some HFSE (Ce, Zr, P and Hf) with a strong negative Nb anomaly and a depletion of the Fe-Mg elements. All these features are typical for subduction-related magmatic sequences due to the melting of sedimentary material of the subducted slab. In comparison to the volcanic rocks of an Andean-type active continental margin, the investigated magmatic rocks show small K<sub>2</sub>O, Ba and Hf enrichments and depletions of Nb, TiO<sub>2</sub>, Zr and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.



Fig. 5. Spider discrimination plot for the investigated dykes

These rocks have fractionated LREE and relatively flat HREE patterns (Fig. 6), as typically found in subduction related volcanic rocks. The LREE enrichment ranges from 33 to 80 times chondritic, whereas  $La_n/Yb_n$  ratios vary from 10 to 13. Middle and heavy REE show relatively flat patterns, generally within 5-30 times that of chondritic ones. An Eu anomaly is not observed, which suggests that there was no plagioclase fractionation involved in genesis of the studied andesitic rocks.



Fig. 6. Rock/chondrite diagram for the investigated dyke rocks

#### Table 3

Trace	element	composition	of	the	representative	volcanic
sample	es					

Elements					
(in ppm)	42Dy	49kD	105GD	108Ts	122GD
Nb	9	12	8	9	8
Zr	123	206	107	141	135
Y	22	27	22	26	22
Sr	641	794	1414	730	736
U	<2<	n.a.	<2<	4	3
Rb	102	86	87	113	99
Th	4	n.a.	3	7	7
Pb	13	n.a.	15	16	21
Ga	19	18	18	18	18
Zn	49	81	45	53	52
Cu	7	n.a.	4	8	5
Ni	2	n.a.	2	2	3
Со	7	n.a.	39	23	25
Cr	13	n.a.	9	8	9
V	89	90	92	84	79
Ce	51	n.a.	41	54	43
Nd	25	n.a.	20	32	22
Ва	726	780	612	793	771
La	39	n.a.	26	32	27
S	11	n.a.	<3<	<3<	<3<
Hf	6	n.a.	7	8	6
Sc	10	n.a.	7	5	7
As	7	n.a.	7	4	4
La	25.20	n.a.	28.30	n.a.	n.a.
Ce	53.30	n.a.	58.30	n.a.	n.a.
Pr	6.40	n.a.	6.00	n.a.	n.a.
Nd	24.80	n.a.	26.20	n.a.	n.a.
Sm	4.90	n.a.	5.10	n.a.	n.a.
Eu	1.23	n.a.	1.26	n.a.	n.a.
Gd	3.60	n.a.	3.30	n.a.	n.a.
Dy	3.20	n.a.	3.10	n.a.	n.a.
Но	0.67	n.a.	0.69	n.a.	n.a.
Er	1.80	n.a.	1.80	n.a.	n.a.
Tm	0.26	n.a.	0.28	n.a.	n.a.
Yb	1.60	n.a.	1.70	n.a.	n.a.
Lu	0.25	n.a.	0.25	n.a.	n.a.

# Sr and Nd isotopes

#### Rb-Sr and Sm-Nd whole rock isotope analyses

The isotopic composition of Sr and Nd and the determination of Rb, Sr, Sm and Nd contents were performed at the University of Geneva. The initial Sr ratios for the investigates dyke complex range between 0.7055 and 0.7060 (after 90 Ma correction). The Sr isotope ratios of the magmatic rocks from the Chelopech volcano display a small range between 0.7049 and 0.7054 after a 90 Ma correction (Stoykov et at., 2002). Generally  $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr ratios fall within the field previously defined by Kouzmanov et al. (2001) values from 0.7046 to 0.7061 (after 80 Ma correction) for the volcanic (andesites and

dacites) and plutonic (granodiorites and granites) rocks from the southern part of the Central Srednogorie volcano-intrusive area. The Nd isotope ratio for the investigated dykes varies from 0.512449 to 0.512450 (after 90 Ma correction). The calculated  $\epsilon$  90(Nd) values are between -2.27 and -3.55. These data are similar to Sr and Nd isotope composition of the Chelopech volcanites and the Elatsite subvolcanic rocks (Stoykov et al., 2004). They suggest a mixed mantle-crust source of the Turonian magmatism in the Chelopech region. However using the variations of the initial Sr and Nd ratios vs. SiO<sub>2</sub> the evolution of the magma may be largely due to mingling/mixing processes, without isotope homogenisation in the whole volume of the magma chamber, and not to a simple differentiation of one parental magma, combined or not with assimilation of upper crustal rocks (Stoykov et al., 2004).

# Conclusions

The investigated dykes are classified as andesites, latites to dacites and trachydacites. Their phenocrysts (> 40 volume %) consist of plagioclase, zoned amphibole, minor biotite, and titanite; whereas the microlites consist of plagioclase and amphibole only.

The MORB normalized patterns for the investigated dykes indicate enrichment of LILE and in lesser degree of some HFSE (Ce, Zr, P and Hf) with a strong negative Nb anomaly and a depletion of the Fe-Mg elements. All these features are typical for active continental margin. These rocks have fractionated LREE and relatively flat HREE patterns, as typically found in subduction related volcanic rocks. The LREE enrichment ranges from 33 to 80 times chondritic, whereas La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> ratios vary from 10 to 13. Middle and heavy REE show relatively flat patterns, generally within 5-30 times that of chondritic ones. An Eu anomaly is not observed, which suggests that there was no plagioclase fractionation involved in genesis of the studied andesitic rocks.

The initial Sr ratios for the investigates dyke complex range between 0.70550 and 0.70601 (after 90 Ma correction) and the Nd isotope ratio varies from 0.512449 to 0.512450.

The combined petrologic, isotope-geochemical and geochronological investigations of the dyke complex in the Zlatitsa pass suggest similar composition compared to the Chelopech volcanites and the Elatsite subvolcanic rocks

The petrological and geochemical features give additional evidence for a possible uniform magma chamber of the volcanic rocks in the Chelopech and Elatsite deposits (Stoykov et al., 2004) and the investigated dyke complex in the Zlatitsa pass with a complex evolution in Turonian times, when a combination of processes of magmatic differentiation, assimilation, mingling and mixing took place. These magmatic products reveal similar Sr and Nd characteristics (Stoykov et al., 2002, von Quadt et al., 2002), where the tendency of an increase of initial Sr and Nd isotope ratios related to minor assimilation of host rocks within parts of the magmatic chamber. The amphibole chemistry of the magmatic units of both deposits and the investigated dyke complex shows some similar characteristics – Mg# between 0.48 and 0.67 and Si per formula unit content between 6.40 and 6.55, but mark

differences comparing to the other deposits of the Panagyurishte ore region (Stoykov et al., 2002, Kamenov et al., 2003).

Acknowledgements. This work is supported by the Swiss National Science Foundation through the SCOPES Joint Research Project and also by the National Science Fund of Bulgaria by project H3-1412. The authors would like to thank G. Morris and P. Voldet (University of Geneva, Switzerland) and I. Katona (University Lovain Ia nove, Belgium) for their help with microprobe and REE data acquisition.

### References

- Berza, T., E. Constantinescu, S. Vlad. 1998. Upper Cretaceous magmatic series and associated mineralisation in the Carpathian-Balkan orogen. – *Resource Geology*, 48, 4, 291-306.
- Boccaletti, M., P. Manetti, A. Peccerillo. 1974. The Balkanides as an instance of back-arc thrust belt: Possible relations with the Hellenides. – Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1077-1084.
- Dabovski, Ch., A. Harkovska, B. Kamenov, B. Mavrudchiev, G. Stanisheva-Vasileva, Y. Yanev. 1991. A geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 21, 4, 3-15.
- Jelev, V., M. Antonov, A. Arizanov, P. Arnaudova. 2003. A Genetic model of the Chelopech volcanic structure (Bulgaria). – Ann. Univ. Mining and Geol., 23, 77-81.
- Ivanov J, B. Henry, D. Dimov, N. Georgiev, D. Jordanova 2001. New model for Upper Cretaceous magma emplacement in the southwestern parts of Central Srednogorie – petrostructural and AMS data. – *Romanian J Mineral Deposits, 79* ABCD-GEODE. Romania, Abstract Volume, 60-61.
- Haydoutov, I. 2001. The Balkan island-arc association in West Bulgaria. *Geologica Balc.*, *31*, 1–2, 109-110.
- Handler, R., F. Neubauer, S. Velichkova, Z. Ivanov. 2004. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age constraints on the timing of magmatism in the Panagyurishte region, Bulgaria. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 84 (in press).
- Kamenov, B., A. von Quadt, I. Peytcheva. 2002. New insight into petrology, geochemistry and dating of the Vejen pluton, Bulgaria. – Geochem. Mineral. Petrol., 39, 3-25.
- Kamenov, B., R. Nedialkov, Y. Yanev, S. Stoykov. 2003. Petrology of the late Cretaceous ore-magmatic-centres in the Central Srednogorie, Bulgaria. – In: Bogdanov, K. and Strashimirov, S. (eds.): Cretaceous porphyry-epithermal systems of the Srednogorie zone, Bulgaria, Society of Economic Geologists Guidebook series, 36, 27-46.
- Kouzmanov, K., R. Moritz, M. Chiaradia, D. Fontignie, C. Ramboz. 2001. Sr and Pb isotope study of Au–Cu epithermal and porphyry-Cu deposits from the southern part of the Panagyurishte district, Sredna Gora zone, Bulgaria. – In: Piestrzynski, A. et al. (eds.): *Mineral deposits at the beginning of the 21st century, Proceedings* 6th Biennial SGA Meeting, Krakow, Poland, 539-542.
- Leake, B. E., et al. 1997. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on amphiboles in the IMAC on new minerals and minerals names. – *Eur. J. Mineral.*, 9, 623-651.
- Le Maitre, R. W. 1989. A Classification of ligneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford, Blackwell Sci. Publ., 193 pp.

- Lips, A. L. W. 2002. Correlating magmatic-hydrothermal ore deposit formation over time with geodynamic processes in SE Europe. – In: Blundell, D.J., Neubauer, F. and von Quadt, A. (eds). The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen. Geol. Soc. London Spec. Publication, 204, 69-79.
- Moev, M., M. Antonov. 1978. Stratigraphy of the Upper Cretaceous in the eastern part of Strelcha -Chelopech line. – Ann. Univ. Mining and Geol., 23, Part II, Geol., 7-27 (in Bulgarian).
- Neubauer, F. 2002. Contrasting Late Cretaceous with Neogene ore provinces in the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride collision belt. – In: Blundell, D.J., Neubauer, F. and von Quadt, A. (eds). The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen. Geol. Soc. London Spec. Publication, 204, 81-102.
- Popov, P., R. Petrunov, S. Strashimirov, M. Kanazirski. 2000. Elatsite – Chelopech ore field. – In: *Guide to Excursions A* and C of ABCD-GEODE 2000 Workshop, Sofia, 8-18.
- Popov, P., R. Radichev, S. Dimovski. 2002. Geology and evolution of the Elatzite-Chelopech porphyrycopper – massive sulfide ore field. – Ann. Univ. Mining and Geol., 45, Part I, 31-44.
- Stoykov, S., Y. Yanev, R. Moritz, I. Katona. 2002. Geological structure and petrology of the Late Cretaceous Chelopech volcano, Srednogorie magmatic zone. – *Geochem. Mineral. Petrol.*, 39, 27-38.
- Stoykov, S., Y. Yanev, R. Moritz, D. Fontignie. 2003. Petrology, Sr and Nd isotope signature of the Late Cretaceous magmatism in the south-eastern part of Etropole Stara planina, Srednogorie magmatic zone. – Ann. Univ. Mining and Geol., 46, Part 1, 201-207.
- Stoykov, S., P. Pavlishina. 2003. New data for Turonian age of the sedimentary and volcanic succession in the southeastern part of Etropole Stara Planina Mountain, Bulgaria. – C. R. Acad. Bulg. Sci, 56, 6, 55-60.
- Stoykov, S., I. Peytcheva, A. von Quadt, R. Moritz, D. Fontignie. 2004. Timing and magmatism of the Chelopech volcano. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. (in press).
- Velichkova, S., R. Handler, F. Neubauer, J. Ivanov. 2001. Preliminary <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral ages from the Central Srednogorie Zone, Bulgaria: *Implication for the Cretaceous* geodynamics. – In: ABCD GEODE workshop, Vata Bai, Romanian Journal of Mineral deposits, 79, 2, 112-113.
- Voldet, P. 1993. From neutron activation to inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry in the determination of rare-earth elements in rocks. *Trends in Analytical Chemistry*, *12*, 8-15.
- Von Quadt A, I. Peytcheva, B. Kamenov, L. Fanger, C. Heinrich, M. Frank. 2002. The Elatsite porphyry copper deposit in the Panagyurishte ore district, Srednogorie zone, Bulgaria: U-Pb zircon geochronology and isotope-geochemical investigations of magmatism and ore genesis. In: Blundell D. J., Neubauer F. and Von Quadt A. (eds). The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen. Geol. Soc. London Spec. Publications, 204, 119-135.

Recommended for publication by Department of

Geology and Prospecting of Mineral Deposits, Faculty of Geology and Prospecting

# SILVER-BEARING MINERALS FROM THE ORE BODY "NORTH" IN SEDEFCHE EPITHERMAL Au-Ag DEPOSIT (EASTERN RHODOPES)

# Strashimir Strashimirov<sup>1</sup>, Sergey Dobrev<sup>1</sup>, Stefan Stamenov<sup>1</sup>, Haralampi Dragiev<sup>2</sup>

 <sup>1</sup> University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; sbs@mgu.bg; sergey@mgu.bg
 <sup>2</sup> GORUBSO – Kardjali Plc., 83 Republikanska str., Kardjali 6600; gorubso@kj.bia-bg.com

**ABSTRACT.** The paper discusses the features of the ore mineralisation of the ore body "North" of Au-Ag epithermal deposit Sedefche, Zvezdel-Pcheloiad ore field, Eastern Rhodopes. Special attention is drowning to the form of Ag presence and its behaviour during the experimental tests for mineral processing of ores. Pyrargyrite and miargyrite are found as the main Ag-bearing minerals in ores, andorite and acantite are rarely observed, and preliminary data are obtained for plagionite (?) presence. Arsenian pyrite containing Ag as a trace element (0.15 wt. %) is established as well. Phase analyses of ore probe (75 kg) is performed and distribution of Ag during the hydrometallurgical processing and its extracting through flotation process has been done.

#### СРЕБРОСЪДЪРЖАЩИ МИНЕРАЛИ ОТ СЕВЕРНО РУДНО ТЯЛО НА Ag-Au ЕПИТЕРМАЛНО НАХОДИЩЕ СЕДЕФЧЕ (ИЗТОЧНИ РОДОПИ)

#### Страшимир Страшимиров<sup>1</sup>, Сергей Добрев<sup>1</sup>, Стефан Стаменов<sup>1</sup>, Харалампи Драгиев<sup>2</sup>

 <sup>1</sup> Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700; sbs@mgu.bg; sergey@mgu.bg
 <sup>2</sup> ГОРУБСО – Кърджали АД, ул. Републиканска, 83, Кърджали 6600; gorubso@kj.bia-bg.com

**РЕЗЮМЕ**. Разгледани са особенностите на рудната минерализация в Северно рудно тяло на златно-сребърното епитермално находище Седефче, Звездел-Пчелоядско рудно поле в Източните Родопи, като е обърнато особенно внимение на формата на присъствие и поведението на носителите на сребро по време на експериментални тестове за обогатимост на рудата. Като главни самостоятелни фази носители на сребро са установени минералите пираргирит, миаргирит, както и по-рядко срещащите се андорит и акантит. Получени са предварителни данни за наличието на плагионит (?). Установено е присъствие на арсенсъдържащ пирит (As до 7 тегл.%) с примеси от сребро (до 0.15 тегл.%). Направен е фазов анализ на проба (75 кг) от рудата и е установено фазовото разпределение на среброто в процесите на хидрометалургична обработка, както и извлекаемоста му по време на флотация в получения концентрат.

# Introduction

Silver is one of the two main elements in the Sedefche epithermal Au-Ag deposit and investigations about its form of presence and behaviour during the mineral processing is very important for the economics of the deposit.

The recent study is focused on the ore body "North" – one of the three parts of the deposit, which is the most promising for future exploitation. Mineralogical studies are combined with pilot experimental tests of the ore to trace the future mineral processing operations for better extracting gold and silver from the economic mineralisation.

# **Geological setting**

Sedefche is a typical representative of the epithermal low sulphidation Au-Ag deposits, which the last years are intensively explored at the Eastern Rhodopes (Dimitrov et al., 1996). The deposit is located in the SE part of the Pb-Zn Zvezdel-Pcheloiad ore field about 3 km east from the main polymetallic ore bodies and very close to the north-northwestern parts of the Sedefche village. The geological setting of the area of the deposit is determined by presence of two structural complexes – a basement, set up by metamorphic rocks and tertiary complex, including sedimentary, volcanogenic-sedimentary, volcanic and intrusive rocks lying discordantly over and crosscutting the basement.



Fig. 1. Geological map of the Sedefche deposit (ore body "North")

The deposit includes two ore bodies – "North" and "South" and ore occurrence "Ralitza dere". The first ore body is located several hundred meters north form the village of Sedefche and it is developed as elongated in N-NE direction strip (400 x 60 m) in intensively hydrothermallly altered (intensively quartzitised up to monoquartzites, sericitised, argilised and pyritised) pyroclastites and andesites. The basement includes marble, amphibolite, alternating chlorite, chlorite-amphibole and quartzmica schists and calc-schist (Fig. 1). Paleogene rocks include carboniceous-sedimentary-tuffaceous series of Upper Eocene age (organogenic limestones and intermediate tuff, tuffites and tuff-breccias). Oligocene tension dyke complex is presented by gabbro-monzonite, andesite-basalt bodies and rhyolite bodies and dykes covered by Quaternary eluvial-deluvial sediments.

The ore body "South" is located west from the village Sedefche and it is elongated in N-S direction. The mineralisation here is developed in the silica cap over limestones and clay-sandy sediments. Ore occurrence "Ralitza dere" is found in the metamorphic basement (intensively quartzitised marbles) 300 m to the north from the "North" ore body.

# Material and methods

Materials for the recent study are collected during the sampling of the pilot open pit developed at the central part of the ore body "North" close to the ancient mining works. Polished sections are prepared from 30 samples for ore mineralogy and fluid inclusion studies. One probe of 75 kg for experimental laboratory mineral processing of ore provides products, from which cemented briquettes were produced to determine the behaviour of ore minerals during the processes of beneficiation.

Technological experimental tests for beneficiation of the ore include laboratory flotation and hydrometalurgical treatment. Additional processing of technological products are realised by extracting a "heavy fraction" from the flotation concentrate using bromoform (CHBr<sub>3</sub>) and jigging the waste product to increase the quantity of ore minerals in it.

Analytical works include phase analysis, quantitative ICP-AAS analyses, quantitative and qualitative microprobe analyses, all of them realised in the laboratories of "Eurotest-Control" Plc., Sofia.

### Mineral composition of the ore mineralisation

Mineral composition of the deposit as a part of the Zvezdel-Pcheloiad ore field is discussed by Atanasov and Breskovska (1964), Breskovska et al. (1990) and Mladenova (1989). The first two papers cover mainly the features of sulphosalts found in the ore field while the last one includes detailed study of mineral composition and ore forming processes in it. Additional data for mineral composition of the deposit and the problem of gold presence and distribution in ore are provided by Mladenova (1998). According the last mentioned publication 17 ore minerals and mineral species are found in composition of pyrrhotite-arsenopyrite (pyrrhotite, arsenopyrite I), sulphide (pyrite I, marcasite I, sphalerite, galena, chalcopyrite, tetrahedrite and freibergite), sulphosalt (ramdorite, fizelyite,

owyheeite, freieslebenite, diaforite, myargirite, pyrargirite, arsenopyrite II, pyrite II and marcasite II) and stibnite (stibnite and native As) parageneses.

The recent study of the ore body "North" establishes as the main minerals for this part of the deposit pyrite, arsenopyrite, marcasite and stibnite and rarely found sphalerite, chalcopyrite, galena and scorodite (?). Ag-bearing minerals include pyrargirite, myargirite, andorite, acanthite and plagionite (?).

Pyrite is one of the most frequently found minerals in the samples. It is observed as irregular shaped aggregates usually intensively affected my marcasitisation (Fig. 2, Plate 1), as fine veinlets setup by semi-euhedral and xenomorphic grains also in association with marcasite (Fig. 2, Plate 2), or as a very fine (20 - 50 µm) dissemination of globular grains (Fig 2, Plates 3 and 4). During the observations in reflected light microscope it is found pyrite aggregates with anomalous optical properties manifesting lower reflectivity, light-grey to yellow colour and slight anisotropy (Fig. 2, Plate 5). Further quantitative microprobe analyses established that this variety is characterised with high (up to 6 - 7 wt. %) content of As (Table 1). According the classification of Chvileva et. all. (1988) this type of pyrite could be nominated as arsenian pyrite as the increasing of As over 3 wt. % caused increasing of the parameter ao of the unit cell up to 5.453 Å. This variety of pyrite is typical for the relatively low temperature mineral associations as it is in this case. Ag and Cu are also found in chemical composition of arsenian pyrite (Table 1).

Table 1. Chemical composition of minerals from the ore body "North", Sedefche deposit by microprobe analyses

Analysis	Minoral	Elements [wt. %]									Total
No	wineral	S	Ag	Sb	Fe	Cu	As	Zn	Pb	Te	Total
1	pyrargyrite	17.21	58.17	23.03	0.31	0.14	0.28	0.0	0.0	0.73	99.87
2	pyrargyrite	17.47	58.52	23.62		0.88					100.49
3	pyrargyrite	17.40	58.28	23.67		0.57					99.92
4	miargyrite	34.37	20.96	43.29	0.24	0.69	0.23	0.0	0.0	0.0	99.78
5	miargyrite	21.17	34.34	42.54		1.02	0.64				99.71
6	andorite	23.86	10.08	43.66	0.0	0.98	0.0	0.0	21.31	0.0	99.88
7	acanthite	12.19	87.40								99.59
8	acanthite	13.24	86.51								99.75
9	plagionite (?)	23.45	1.92	28.89		1.15			37.79		99.46
10	arsenian pyrite	49.59	0.15	0.0	42.87	0.71	6.82	0.0	0.0	0.0	100.14
11	arsenian pyrite	50.91			44.98	0.71	3.07				99.67
12	arsenian pyrite	52.00			46.67	0.46	0.93				100.06

Analysis No	Mineral	Formula:
1	pyrargyrite	(Ag <sub>2.94</sub> Cu <sub>0.01</sub> Fe <sub>0.03</sub> )2.98(Sb <sub>1.03</sub> As <sub>0.02</sub> ) <sub>1.05</sub> (S <sub>2.93</sub> Te <sub>0.03</sub> ) <sub>2.96</sub>
2	pyrargyrite	(Ag <sub>2.91</sub> Cu <sub>0.08</sub> ) <sub>2.99</sub> Sb <sub>1.04</sub> S <sub>2.97</sub>
3	pyrargyrite	(Ag <sub>2.93</sub> Cu <sub>0.05</sub> ) <sub>2.98</sub> Sb <sub>1.05</sub> S <sub>2.95</sub>
4	miargyrite	(Ag <sub>0.95</sub> Cu <sub>0.03</sub> Fe <sub>0.01</sub> ) <sub>0.99</sub> (Sb <sub>1.06</sub> As <sub>0.01</sub> ) <sub>1.07</sub> S <sub>1.94</sub>
5	miargyrite	(Ag <sub>0.94</sub> Cu <sub>0.05</sub> ) <sub>0.99</sub> (Sb <sub>1.03</sub> As <sub>0.03</sub> ) <sub>1.06</sub> S <sub>1.95</sub>
6	andorite	(Ag <sub>0.78</sub> Cu <sub>0.13</sub> ) <sub>0.91</sub> Pb <sub>0.86</sub> Sb <sub>3.01</sub> S <sub>6.23</sub>
7	acanthite	Ag <sub>2.04</sub> S <sub>0.97</sub>
8	acanthite	Ag <sub>1.98</sub> S <sub>1.02</sub>
9	plagionite (?)	(Pb <sub>4.63</sub> Ag <sub>0.95</sub> Cu <sub>0.44</sub> ) <sub>6.02</sub> (Sb <sub>5.72</sub> As <sub>0.62</sub> ) <sub>6.34</sub> S <sub>17.62</sub>
10	arsenian pyrite	(Fe <sub>0.95</sub> Cu <sub>0.01</sub> Ag <sub>0.001</sub> ) <sub>0.96</sub> (S <sub>1.92</sub> As <sub>0.11</sub> ) <sub>2.03</sub>
11	arsenian pyrite	(Fe <sub>0.99</sub> Cu <sub>0.01</sub> ) <sub>1.00</sub> (S <sub>1.95</sub> As <sub>0.05</sub> ) <sub>2.00</sub>
12	arsenian pyrite	(Fe <sub>1.01</sub> Cu <sub>0.01</sub> ) <sub>1.02</sub> (S <sub>1.96</sub> As <sub>0.01</sub> ) <sub>1.97</sub>

<u>Marcasite</u> is also well-presented mineral associating with pyrite and very often with arsenopyrite (Fig. 2, Plate 2), replacing intensively pyrite. Elongated veinlets with colloform texture (Fig. 2, Plate 3) are also very typical for this mineral. Marcasite usually takes the core parts of the aggregates and veinlets where it is observed (Fig. 2, Plate 1). Mladenova (1998) suggests that a part of marcasite was formed over pyrrhotite, which marks the initial stage of the ore-forming process, but in the samples from ore body "North" it is not often observed. It could be expected that probably on Fig. 2, Plate 5 the central part of the sulphide aggregate was formed by platy pyrrhotite aggregate later replaced by marcasite, but such relations are not often found.

<u>Arsenopyrite</u> forms well-shaped euhedral rhombic or elongated crystals and aggregates as single nests, or in association with other sulphide minerals. In this case it is usually developed as crown-like aggregates of euhedral crystals rimming pyrite-marcasite aggregates (Fig. 2, Plate 1), or around single sphalerite grains (Fig. 2, Plate 6). Qualitative microprobe analyses do not established any trace elements in it within the frame of detection of the device.

<u>Stibnite</u> is observed as needle-like elongated crystals or xenomorphic aggregates in association with marcasite and arsenopyrite (Fig. 2, Plate 2). It rarely intergrowths with Ag-Sb sulphosalts (Fig. 2, Plate 7), or with Pb-Sb-Ag sulphosalts cutting them (Fig. 2, Plate 8), which confirmed its later forming. Quantitative microprobe analyses established some deficit of sulphur at the expense of Cu (0.26 wt. %) and Fe (0.11 wt. %) but the calculated formula is very close to the theoretical one for this mineral.

<u>Sphalerite</u> has a minor distribution in the ore mineralisation usually as very fine  $(20 - 80 \ \mu\text{m})$  irregular or slightly rounded grains. Some of the larger grains contain chalcopyrite emulsion.

<u>Galena</u> has also a very rare distribution in the ore mineralisation. It is observed as single quadrangle grains in quartz.

<u>Chalcopyrite</u> presents as fine emulsion in sphalerite or forms single grains of micron size.

A secondary mineral formed at the expense of arsenopyrite during the supergene alteration is observed as irregular or elongated aggregates around quartz. Its reflectivity is low, the colour is light to darker grey similar to Fe-hydroxides (Fig. 2, Plate 9). Qualitative microprobe analyses established high content of Fe and As, but the quantitative analysis was not correct and it could be concluded that the mineral is probably hydroxide of Fe and As, the most possible – scorodite (?).

**Ag-bearing minerals** found in the ore body "North" of the deposit include pyrargyrite, miargyrite, andorite, acanthite and plagionite (?).

<u>*Pyrargyrite*</u> is the most often found among Ag-bearing minerals in the ore body. It is observed as fine slightly rounded, triangle or irregular shaped grains near the contacts of marcasitised pyrite (Fig. 2, Plate 10). The size of the grains is usually about or less then 100  $\mu$ m. It demonstrates typical for this mineral optical properties such as light grey colour, sphalerite-like reflection, distinct anisotropy and specific red internal reflections. Quantitative microprobe analyses established as trace elements in it Te, Cu and As in minor quantities (Table 1), which is normal for this mineral.

<u>Miargyrite</u> closely associates with pyrargyrite, but it is rarely observed. It has also grey colour, but a little bit lighter then pyrargyrite. The differentiation between both minerals is done on the basis of quantitative microprobe analyses (Table 1). Minor quantity of Fe and As present in miargyrite as trace elements. In several cases this mineral is observed as fine intergrowths with stibnite (Fig. 2, Plate 7). Both minerals are also very similar by their optical properties, but miargyrite has beige-brownish-grey shade, while specific stibnite demonstrates variations of grey colour due to the different orientation of single grains. Miargyrite is also observed as intergrowth with a mineral with slightly light grey colour (Fig. 2, Plate 7). In the optical microscope this difference is very difficult to be mentioned, but it is clearly visible during observations in backscattered electrons in Scanning electron microscope (Fig. 2, Plate 12). The analyses of the second phase established much complicated composition including elements like Pb, Sb and S as main elements and minor quantities of Ag and Cu. Several attempts to calculate the possible formula of the mineral are performed. The results established formula (Table 1) much closer to the theoretical composition of plagionite (calculated as Pb<sub>5</sub>Sb<sub>8</sub>S<sub>7</sub>). It is known

Table 2. Distribution of Au, Ag and As in ore and different flotation products

Product	Production	Content			Extraction		
FIOUUCI	[%]	Au [g/t]	Ag [g/t]	As [%]	Au [%]	Ag (%)	As (%)
Concentrate (1 <sup>st</sup> and 2 <sup>nd</sup> main flotation)	9.9	11.7	430	1.49	44.62	61.03	16.32
Concentrate (control flotation)	4.4	5.4	92	1.02	9.15	5.80	4.97
Waste	85.7	1.4	27	0.83	46.23	33.17	78.71
Ore	100.0	2.6	69.8	0.90	100.0	100.0	100.0

 Table 3. Distribution of Ag in different products from hydrometallurgical test

	Class –0.08 mm							
Phase	Content g/t for 85%	Content g/t for 95%	Distribution % for 85%	Distribution % for 95%				
free	-	-	-	-				
cyanidable	47	46	67.14	65.71				
in oxide envelope	13	5	18.57	7.14				
in sulphides	9	18	12.86	25.71				
in insoluble residium	1	1	1.43	1.44				
in the initial probe	70	70	100.0	100.0				



#### Fig. 2. Microphotographs (Reflected light, parallel Nicols, if not especially noticed)

Plate 1. Zonal aggregate including elongated arsenopyrite crystals in the periphery, pyrite in the between (white) and marcasite (greyish), replacing pyrite in the core; Plate 2. Irregular aggregate of fine intergrowths between stibnite (grey), marcasite (light grey) and arsenopyrite (white), crosscut by later formed veinlet of pyrite and marcasite (white to whitish); Plate 3. Elongated colloform textured veinlets of pyrite and marcasite(greyish and white) among quartz (dark grey). At the right – fine globular grains of pyrite; Plate 4. Fine inclusions of globular pyrite in quartz (dark grey); Plate 5. Aggregate of platy marcasite crystal (white in the centre) and arsenian pyrite (whitish) crosscut and corroded by later formed quartz (dark grey). It is possible marcasite to replace early formed pyrrhotite; Plate 6. Crown-like texture of euhedral arsenopyrite crystals (white) rimming sphalerite grain (light grey). At the left – an aggregate of marcasite, pyrite and arsenopyrite; Plate 7. Slightly rounded aggregate of miargyrite (light grey) and stibnite (whitish) among quartz (dark grey). Two single grains of miargyrite present at the bottom and fine euhedral arsenopyrite crystals. – SEM, Backscattered electron image, COMPO regime. Marker – 10 µm; Plate 9. Scorodite (?) particles (grey) in association with quartz (dark grey), with high relief) among resin in the waste product from flotation; Plate 10. Slightly elongated and rounded grain of pyrargyrite (grey) on the contact with marcasite pyrite aggregate (white) and whitish) among quartz; (dark grey). – SEM, Backscattered electron image, COMPO regime; Marker – 10 µm; Plate 12. Intergrowth between miargyrite (grey) and plagionite (?) in quartz (dark grey). – SEM, Backscattered electron image, COMPO regime; Marker – 10 µm;

that the diagnostic of the minerals from the group of sulphantimonides is much complicated and it has been an object of discussion in mineralogy for a long time. The very close parameters in chemical composition and optical properties leads to the fact that in some cases minerals is impossible to be exactly determined. Anyway, in this case presence of plagionite is also expected on the base that this mineral is usually common for deposits with low content of galena, such as recent one studied.

<u>Andorite</u> is found in intergrowth with stibnite as irregular shaped aggregate developed over slightly rounded quartz crystals. In reflected light the there is no difference between both minerals, but in observation through SEM in backscattered electrons this difference is distinct (Fig. 2, Plate 8). Quantitative microprobe analyses of andorite established chemical composition similar to andorite IV from the Oruro deposit (Bolivia) described by Chvileva et al. (1988). The other variety mentioned by the same authors as andorite VI contains more silver in its composition. Microprobe analyses established as well copper as trace element which is typical for both varieties.

<u>Acanthite</u> is found as fine slightly elongated grains in the concentrate from the experimental flotation of the ore in association with pyrite and intergrowth between fine needle-like arsenopyrite in quartz (Fig. 2, Plate 11). The size of the acanthite grains along the long axis is about 100  $\mu$ m. The colour is light grey, anisotropy of the mineral is not distinct due to the poor polishing of the mineral in the cemented briquette. The final diagnostic of the mineral is performed by quantitative microprobe analysis (Table 1) and calculated formula is very similar to the theoretical for this mineral. No trace elements are found in it.

The quantitative chemical analyses of the products from experimental tests for ore flotation established that extracting of silver in concentrates is higher compared with gold (Table 2), which could be explained with greater part of silver including in silver's own minerals. The most of this amount is related to mineral phases that are successfully liberated during the ore crushing and milling. Phase analyses performed on products from hydrometallurgical test for class -0.08 mm established that for 95 % of ore milled to this size about 25.71 % of silver is related to sulphide form and only 1.44 % is in the insoluble residium (Table 3). Over 65 % presents in a form that could be successfully extracted through cyanidisation. Another 7.14 % are related to the oxide envelope of the mineral grains, probably pyrite altered into Fe-oxides.

# **Discussion and conclusions**

The recent study of silver distribution in the mineralisation of ore body "North", Sedefche deposit and the products of the experimental mineral processing tests could be discussed as following.

Silver bearing minerals here are presented mainly by pyrargyrite, miargyrite, andorite, acanthite and as trace element silver presents in plagionite (?) and very rarely in arsenian pyrite. Some of the previously reported silver minerals in the deposit were not found now due to the relatively limited number of samples studied. Two of the minerals (andorite and acanthite) are reported for the first time for this deposit.

Recommended for publication by Department of

Geology and Prospecting of Mineral Deposits, Faculty of Geology and Prospecting

The largest part of the silver minerals could be successfully liberated during the process of ore crushing and milling as they are observed without any intergrowth with quartz or main sulphide minerals in the concentrate obtained.

Two varieties of pyrite are found one of them could be nominated as arsenian pyrite carrying As between 3 and 7 wt. %. Both of them are successfully beneficiated and the content of intergrowths of pyrite with other minerals in the concentrate obtained is very low.

Pieces of quartz with inclusions of globular pyrite that could not be liberated due to their minor size are observed in the tailings.

The main carrier of As in the mineralisation is arsenopyrite and probably in the oxidising zone Fe arsenates such as scorodite. The content of As in waste from the flotation experiment is relatively high, which could be explained with the large amount of very fine arsenopyrite crystals in quartz.

The microprobe analyses of pyrite and arsenopyrite do not register gold in both minerals within the frame of the device detection limit. Gold is reported as trace element in them by Mladenova (1998), discussing the problem of "invisible" gold in this deposit. Additional study for this problem is necessary not only for the gold distribution which is the main element for the deposit but also for the possibility of presence of silver together with gold as electrum in fine-dispersed colloidal particles with size below 1  $\mu$ m. This will support the proper treatment and extraction of the largest quantity of both elements from the ore.

#### References

- Atanasov A., V. Breskovska. 1965. Sulphosalts from the Zvezdel ore region and their mineral paragenesis. – Ann. Sofia University, Fac. Geol. Geogr., 57, 1, 197-203 (in Bulgarian).
- Breskovska V., V. Mladenova, N. Mozgova, A. Tzepin, S. Borodaev. 1990. Sulphosalts from Zvesdel-Pcheloiad ore field, Eastern Rhodopes.– Ann. Sofia University, Fac. Geol. Geogr., 79, 1, 113-131 (in Bulgarian).
- Chvileva T., M. Bessmertnay et al. 1988. Handbook for Determination of Ore Minerals in Reflected Light. Moscow, Nedra, 504 p. (in Russian).
- Dimitrov D., E. Pluschev, K. Petrova. 1996. Comparison and model of epithermal deposits in the Eastern Rhodopes. – In: Plate Tectonic Aspects of the Alpine Metallogeny in the Carpatho-Balkan Region (P. Popov, ed.). Proc. of Ann. Meeting, Sofia, 1996, UNESCO-IGCP Project 356, 2, 87-93.
- Mladenova, V. 1989. Mineralogy and Genetical Features of the Zvezdel-Pcheloiad Ore Field, Eastern Rhodopes.– Ref. of PhD Thesis, Sofia, 26 p. (in Bulgarian).
- Mladenova V. 1998. Mineralogy and the problem of gold in Sedefche deposit, Eastern Rhodopes. – Ann. Sofia University, Fac. Geol. Geogr., 90, 1, 101-130 (in Bulgarian).
# NEW PHOSPHORITE DEPOSITS IN NAQIB ETAIQ AREA (SOUTHEASTERN JORDAN)

# Khaled Tarawneh

AI-Hussein Bin Talal University, Faculty of Mining and Environmental Engineering, Ma'an – Jordan; khtarawneh1@yahoo.com

**ABSTRACT.** The study area situated to the southeast of Esh-Shidiya mines in the southeastern part of Jordan close to the Saudi Arabia borders. The phosphorites of Naqib Etaiq area (Campanian-Maastrichtian in age), crops out along the southeastern extension of Ras En Naqab-Batn Al Ghul escarpment, are up to 26 m thick and unconformably overlies the Upper Cretaceous-Batn Al Ghul Group. The phosphorites at this locality are composed of predominantly phosphatic sand, sandstone, phosphate, interbedded with thin limestone beds, coquinal limestone, coquina, marl, phosphatic chert and chert. The phosphate sequence in the study area shows lateral variations in lithology, thickness and distribution of the phosphate beds. Generally, phosphates at these localities form approximately 50% of the section and occur as beds, up to 1.7 m thick. Field observations indicate the presence of fragmented bones, reptile carapaces, Thalassinoides, gastropods, bivalves. Chemical analyses indicate that  $P_2O_5$  is up to 42.13%. The results of X-ray diffraction analyses indicate that the main phosphatic mineral is carbonate fluorapatite (francolite). Preliminary petrographic studies indicate the presence of phosphate pellets, bone fragments, intraclasts, fish teeth, and quartz grains cemented by calcite and dolomite. The phosphorites in the study area were probably deposited in marine environment, upper shoreface, very close to the shore lines of the continent.

#### НОВИ ФОСФОРИТОВИ НАХОДИЩА В ОБЛАСТТА НАКИБ ЕТАИК (ЮГОИЗТОЧНА ЙОРДАНИЯ) Халед Таравнех

Al-Hussein Bin Talal University, Faculty of Mining and Environmental Engineering, Ma'an – Jordan; khtarawneh1@yahoo.com

**РЕЗЮМЕ.** Изучаваният район е локализиран югоизточно от мините Еш-Шидия в югоизточна Йордания, близо до границата със Саудитска Арабия. Фосфоритите от областта Накиб Етаик (с кампан-маастрихтска възраст) се разкриват в югоизточното удължение на откоса Рас Ен Накаб-Батн Ал Гул, като са с мощност 26 m и залягащи съгласно върху горнокредната група Батн Ал Гул. Фосфоритите в този район са представени главно от фосфатен пясък, пясъчник, фосфатни лещи във варовикови гназда, кохинален варовик, мергели, фосфатен кремък и кремък. Фосфатната последователност в разреза показва латерална вариация в литология, дебелина и разпределение на фосфатите гнезда. Обикновено фосфатите в тези находица заемат до 50% от разреза и се явяват във вид на гнезда с можност до 1.7 m. Полевите наблюдения показват индикации за присъствие на фрагментирани кости, части от рептилии, таласиноиди, гастроподи и бивалвии. Химичният анализ показва, че съдържанието на P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> във фосфатните гнезда се увеличава нагоре в разреза и варира от 8.0 до 26.42%, като чрез СЕМ в избрани места с фосфати. Предварителни петрографски изследвания индикират присъствието на фосфатни показват, че главният фосфатен минерал е флуорапатит (франколит). Предварителни петрографски изследвания индикират присъствието на фосфатни палети, костени фрагменти, зъби от риби и кварцови зърна споени от калцит и доломит. Фосфоритите от изучавания район са вероятно отложени в морска обстановка, в горната част в непосредствена близост на континенталната брегова линия.

# Introduction

Phosphorite deposits in Jordan form an important part of the Upper Cretaceous-Eocene Tethyn Phosphorite Belt stretching from Morocco to Turkey, Syria, Iraq, Saudi Arabia and Palestine (Klemme, 1958, Sheldon, 1964, Notholt et al., 1989). The Jordanian phosphorites were deposited in the transitional zone between a stable shelf in the south and the Tethys Sea in the north Jordan due to the upwelling currents Bender (1974). Economic phosphorite deposits are present in the areas of Rusiefa, Qatrana, Al Abyad, Al Hasa and Esh-Shidiya. Economic phosphorite deposits were discovered also by Mikbel and Abed (1985) in northwest Jordan. Details for the Jordanian phosphorite deposits are found in Reeves and Saadi (1971), Khalid (1980), Khalid and Abed (1982), Abed and Khalid (1985), Al-Agha (1985), Abed and Al-Agha (1989), Abed and Fakhouri (1990, 1996), Abed et al (1992), Tarawneh (1997) and Tarawneh and Moumani, 2005). Most of these works discussed many subjects of geology, mineralogy, chemistry and genesis of these deposits.

This is the first detailed study of the phosphorite deposits of the areas of Naqib Etaiq in southeastern Jordan (Fig. 1). The aim of this research is to study the geology, mineralogy, chemistry and the genesis of this newly discovered phosphate.

# **Geological setting**

The phosphorites in the study area crop out in the south part of Jordan along the southeastern extension of Ras En Naqab escarpment (Jibal Kabid and Abu Mil areas), and situated to the southeast of Esh Shidiya mines; close to the Saudi Arabia border (Fig. 1).

The phosphorite deposits of Naqib Etaiq area are up to 26m thick (Fig. 2) and rests unconformably on the Upper Cretaceous-Batn Al Ghul Group and the Lower part of Belqa Group (undifferentiated). The phosphorite section is found in the phosphorite member of Bender (1974), the topmost of Amman Formation of Masri (1963), early Maastrichtian in age

(Burdon, 1959; Hamam, 1977; Abed and Ashour, 1987; Glenn and Arthur, 1990). It is adopted by the National Geological Mapping Project/ NRA to Al Hisa Phosphorite Formation (AHP) (Campanian-Maastrichtian).

The Phosphorite sequence in the study area shows lateral and vertical variations in lithology, thickness, distribution of phosphorite beds (up to 1.7m thick), in addition to the variation of P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> content. Generally, phosphates form approximately 50% of the sequence. Field observations indicate the presence of bone fragments, reptile carapaces, and different types of fish teeth (pycnodont and mosausurus tooth; probably of crocodile) intensively occur in the friable phosphatic sand of the lower part of the sequence. The phosphorites occur as several levels increasing upward and intercalated between multiple event within coarse grained quartz sand, sandstone, limestone, coquinal limestone, chert, phosphatic chert, marl and chalky limestone. The coarse-grained quartz or granular sandy phosphate occurs in the basal and in the middle parts of the sequence. Generally, the contacts between phosphatic beds and the lithologies between them are usually gradational.



Fig. 1. Location map

# Petrography

Representative samples from the study area were thin sectioned. In general, the Jordanian phosphates made up of four types of phosphatic particles as follows: pellets, intraclasts, skeletal fragments and coated grains (Abed and Al-Agha, 1989; Khalid and Abed, 1982; Abed and Fakhouri, 1996). The composition of the study phosphate is similar to the other Jordanian phosphates, with small differences of the amount of the phosphatic particles.

As a rule grains constitute most of the phosphatic part of the study phosphorites. The matrix is being usually silicic and locally calcitic. Clay and phosphatic matrix also occur. The main diagenitic replacements of the Naqib Etaiq phosphate particles are silicification and partly calcitization. Silicification of phosphate particles has previously been reported by Kolodny (1969) from the northern Neqev phosphorite.



Fig. 2. Graphic log of the phosphorite section

0

Among the phosphatic grains, pellets are the most common and characteristic component, particularly in the high-grade phosphorites. These pellets are structureless, rounded to subrounded with smooth boundaries (0.060-0.5 mm in diameter grains). Their X-ray pattern is always that of francolite (Soudry and Nathan, 1980). In the Jordanian phosphorites these particles might be fecal in origin (Abed and Fakhouri, 1996). Intraclasts are common in the study phosphorites. They have irregular form (up to 1cm in diameter) and have an internal structure. Some of these intraclasts are composed of translucent, slightly microcrystalline apatite. Intraclasts may include other particles as pellets or fragmented bioclasts and quartz, therefore these intraclasts are good indicators for reworking (Khalid, 1980). Skeletal fragments include bones and teeth of various size (1 mm - 2 cm in diameter. They made an important component of the phosphatic grains and concentrated in the lowermost part of the sandy phosphatic beds and in the friable sand at the basal part of the sequence. Petrographically, they composed of microcrystalline apatite with prismatic shards and sharp edges, and many of them show a relict organic structure. Some of the skeletal fragments are replaced by microguartz, indicated silicification of these fragments. Coated grains and aggregates are present. They are generally larger than 0.25 mm. They are made of cryptocrystalline apatite at the center and crystalline apatite as a rim around them.

Detrital quartz is abundant in the studied samples. The grains are rounded, subrounded to subangular with various sizes. It occurs as siliceous matrix, usually very fine-grained quartz or coarser grains with irregular shape.

# Mineralogy and chemistry results

Phosphate rocks are mostly composed of varieties of apatite. They include fluorapatite, carbonate flourapatite (francolite), carbonate hydroxylapatite (dahlite) and chlourapatite. X-ray diffraction indicate that the apatite mineral is francolite.

Representative phoshporite samples were analysed and the results are shown in Table 1. In general the studied phosphorites relative to the Upper Cretaceous phosphorite horizons in central and northern parts of Jordan are richer in SiO<sub>2</sub> and poorer in CaO, while the P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> has a wide range. Relationship between the study phosphate and the closer Esh Shidiya Mine have been done with aim to see the similarity and differences in chemical composition between these localities. Graphic illustrations between P2O5 from one side with other chemical components are shown in Fig 3. The average content of SiO<sub>2</sub> is 29.91%, whereas in the Esh-Shidiya phosphate it is 18.72% (Khalid, 1980). In the studied samples the SiO<sub>2</sub> is mainly present as detrital quartz and clay minerals or occur as silica in the form of chalcedony. Silicon can partly replace phosphorous in the apatite lattice (Cathcart and Gulbrandsen, 1973).

The CaO content ranges between 12.74-41.76%, whereas in Esh-Shidiya phosphate is between 27.87-50.63% (Khalid, 1980). Chemical analyses and microscopic investigations indicate that the major part of the carbonates is made of sparitic to microsparitic calcite, whereas dolomite is only present in a few samples in the dolomitic sandy phosphate bed.

The  $P_2O_5$  content ranges from 8.0 to 26.42%, whereas in Esh Shidiya mine it ranges between 5.83-33.96% (Khalid, 1980). This wide range of  $P_2O_5$  in the studied samples is mainly due to the admixture of non-phosphatic minerals such as quartz, calcite and dolomite. In the apatite lattice PO<sub>4</sub>-group may be partly replaced by OH-group (McConnell, 1965). Phosphorous may be partly replaced by the following elements As, V, Si, S, C and Cr (Cathcart and Gulbrandsen, 1973), whereas calcium can be partly replaced by Na, Sr, Ba, Cd, Rb, Re, Th and U (McConnell, 1973).

The positive correlation is clear between  $P_2O_5$  and F, which indicate that the major phosphate mineral is francolite. The relationships between  $P_2O_5$  with CaO, CO<sub>2</sub> and SiO2 are randomly orientated.

The MgO content in the studied samples ranges between 0.13 to 2.34, whereas in Esh-Shidiya phosphates is around 0.66% (Khalid, 1980). The MgO is associated with dolomite, apatite, calcite and clay minerals. Mg can replace Ca in

apatite and calcite lattice, but in the studied samples there is a negative correlation between  $P_2O_5$  and MgO due to the low content of MgO in the studied samples.

The CO<sub>2</sub> content ranges between 1.28-18.29%, whereas in Esh-Shidiya Mine is about 7.29%. McConnell (1973) considered that the CO<sub>3</sub> ions partly substitute PO<sub>4</sub> ions. In the studied samples, CO<sub>2</sub> is mainly present in the carbonate and phosphate facies. However, because the type of apatite is francolite it should be part of CO<sub>2</sub> incorporated in the apatite lattice. This point indicated because the petrographic study shows a little amount of organic matter present in some fecal pellets and in the groundmass. The SO<sub>3</sub> content ranges between 0.10-1.87%, whereas in Esh-Shidiya phosphates is around 1.06% (Khalid, 1980). The (PO<sub>4</sub>) group in the apatite can be also replaced by SO<sub>4</sub> (Stowasser, 1975). In the studied samples sulphur may occur in the apatite structure as a normal constituent of phosphate lattice or as gypsum which was detected by X-ray diffraction in this study.

The fluor content ranges between 0.85-2.34%, whereas in Esh-Shidiya Mine is around 3.06% (Khalid, 1980). Flour is present in the apatite lattice and it occurs free or associated with (OH) and O-ions (McConnel, 1973). In the studied samples the F correlates positively with  $P_2O_5$ . The chlorine content in the studied samples varies from 0.04 to 1.31%, whereas in Esh Shidiya phosphates the Cl is around 0.061% (Khalid, 1980). In the phosphates, chlorine may be present in the apatite lattice where it may replace F or OH group (Blatt, *et al.*, 1972). There is no clear relationship between Cl and  $P_2O_5$  in the discussed samples, therefore most of the Cl should be associated with clay minerals, or partly incorporated in the apatite structure replacing F.

Scanning Electron Microscope (SEM), Back Scattered Image (BSE) and Secondary Electron Image (SEI) was used to identify the phosphate minerals and to get more details about chemical composition of the studied phosphate. For this purpose phosphate areas in thin sections were analyzed. The results of chemical composition of major and minor elements are shown in Table 2. The results of SEM indicate that the groundmass of the studied phosphates consist of microcrystalline apatite that form the structure of pellets, fish teeth, bone fragments and other unidentified phosphate fragments. The apatite occur as dark envelops surrounding light cores of these fragments. The results of SEM analyses in different phosphate areas (cement, core and rim of pellets, fish teeth and bone fragments) indicate that the  $P_2O_5$  content varies from 39.25 to 42.13 %, whereas the fluor ranges between 3.28 and 4.21%. The content of other oxides associating the apatite is shown in Table 2.

SEM analyses confirm that the phosphate facies is mostly made up of P, Ca, F, Cl, Si and Na, that are involved in the apatite lattice. Replacement of P by Si, Ca by Na and F by Cl is more common in similar phosphates (Cheny et al., 1979). Graphical illustrations showed the relationships between  $P_2O_5$ versus CaO, CO<sub>2</sub> and F (Fig. 3). Results of SEM indicate also that there is some kind of positive relationship between  $P_2O_5$ with other oxides associating the apatite lattice. F/P2O5 value ranges from 0.04 to 0.10, while CaO/P2O5 value ranges from 1.23 to 1.38. Such values are similar to the values of composition of francolite (Cheney et al., 1979).

No	MaO	Al-O-	SiO	D.O.	6-0	FacOs	<u> </u>	SO.	Е	CI		Total
_	ivigO	AI2U3	3102	F2U5	CaU	Fe2O3	002	303	Г	U U	F/F2U5	TOLAI
1	0.76	0.05	33.23	23.56	27.18	0.33	13.56	0.1	0.85	0.08	0.036	99.72
2	0.45	0.01	59.03	13.51	18.24	0.23	6.5	0.13	1.25	0.09	0.092	99.53
3	0.32	0.07	69.94	8.52	12.74	0.44	5.32	0.36	1.32	0.65	0.15	99.83
4	1.26	0.02	8.07	24.69	43.22	0.19	19.26	0.72	1.02	0.04	0.04	98.5
5	14.7	0.05	6.98	8.00	49.55	0	18.23	1.31	1.21	0.4	0.15	100.58
6	1.86	0.21	23.14	20.82	46.88	0.88	2.35	0.97	1.12	0.89	0.05	99.27
7	0.58	0.97	24.23	24.15	42.94	0.89	3.21	0.48	1.68	0.82	0.06	100.1
8	0.7	0.01	39.4	16.58	34.56	0.33	5.25	1.28	1.01	1.3	0.06	100.52
9	2.34	0	33.85	15.71	36.31	0.26	7.75	1.87	0.87	0.04	0.05	99.05
10	0.61	0.07	33.25	18.92	36.65	0.89	4.54	2.23	2.34	0.7	0.12	100.35
11	0.9	0.11	18.66	24.09	45.3	0.5	6.23	0.95	2.11	1.31	0.08	100.26
12	0.13	0	29.08	20.35	39.88	0.26	6.89	0.83	1.7	0.87	0.08	100.07
13	1.89	0	15.5	26.42	45.67	0.71	5.23	1.12	2.1	1.01	0.07	99.75

Table 1Chemical analysis of the phosphate samples from the studied area

Table 2
Chemical composition of the various types of phosphate samples in percent using SEM

Sample								
No	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	F	Total	F/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	51.1	41.67	1.32	0.88	4.21	99.18	0.10	1.22
2	48.5	42.13	1.9	1.04	3.56	97.13	0.08	1.15
3	49.39	41.42	3.5	0.89	3.28	98.48	0.07	1.19
4	52.3	40.2	2	1.18	3.36	99.04	0.08	1.30
5	51.12	41.3	1.1	1.8	3.54	98.86	0.08	1.23
6	54.2	39.25	1.5	1.21	3.26	99.42	0.08	1.38
7	50.7	41.1	2.1	1.1	3.62	98.62	0.08	1.23
8	49.8	39.8	2.25	1.9	3.91	97.66	0.09	1.25
9	51.95	40.01	1.95	1.65	3.56	99.12	0.08	1.29
10	48.54	37.77	1.23	0.98	2.56	91.8	0.06	1.28
11	49.23	36.98	2.23	1.23	2.98	91.08	0.08	1.33
12	50.23	38.47	2.24	1.33	1.58	93.85	0.04	1.30
13	49.33	39.55	1.89	0.88	1.98	93.63	0.05	1.24
14	47.89	37.88	1.11	0.94	2.11	89.93	0.05	1.26
15	49.87	40.22	2.12	1.25	3.25	96.71	0.08	1.23





Fig. 3. Graphical representation of the XRF and SEM analysis between  $P_2 O_5$  versus other chemical components

#### Genesis

The rate of deposition, sedimentary structures, composition and thickness of the phosphorite deposits in the study area are closely controlled by the local palaeostructural relief.

The study phosphate is of grainstone type. Such type of phosphate in ancient strata are commonly viewed largely as a reworked product of synsedimentary phosphatized mud generated in low-energy and organic rich marine environments (Cook, 1970, Rigges, 1979, Glenn and Arthur, 1990). The processing of washing and transport would concentrate the phosphorite particles "Pellets" generated later as phosphorite beds within tectonic troughs in near shore setting (Soudry, 1992). Therefore, such phosphates could be formed not due to single factor, but due to series of successive processes providing a final concentration of phosphorus (Baturin and Bezrkovis, 1979). These processes include winnowing of light and fine non-phosphatic fractions and residual concentration of coarser material, including phosphorite grains (Soudry and Nathan, 1980). The granular phosphorites of both southeastern Jordan and Negev (Soudry and Lewy, 1988) are essentially grainstones, which are extremely porous and are situated near-surface in an arid area. The environment of deposition and early diagenetic processes are apparently reflected in the fabrics and grain composition in such phosphate. The bioturbation features commonly associated with the granular phosphorite, and the high energy of character of these rocks, point to deposition in arid environments with good mixing of waters that have chemical composition typical to sea-water (Nathan et al., 1990). It can be assumed that the presence of fauna in addition to the higher amounts of siliciclastics in this sequence indicate that the phosphorites in the study area were probably deposited in marine environment: upper shoreface. very close to the shore lines of the continent.

#### **Conclusions and recommendation**

- The phosphorite horizons in the study area differ from phosphorite horizons in northern and central Jordan by their high content of silica.
- 2. The  $P_2O_5$  content has a wide range (8.0-26.42%) and increasing upward in the measured section, whereas through SEM analyses it is up to 42.13%.
- 3. Petrographically, the study phosphate characterized by uniform composition consist of microcrystalline apatite

that form pellets, bones, fish teeth and unidentified phosphate fragments.

- 4. X-ray diffraction shows that the major phosphate mineral is francolite (carbonatefluorapatite).
- 5. Further detailed studies on the phosphorites of Naqib Etiaq and around areas are highly recommended in order to establish a regional correlation of lithology, petrography, mineralogy and geochemistry with other phosphate horizons in central and southeastern Jordan, particularly with Esh-Shidiya phosphate.
- Drilling a few boreholes in this area to show the real thickness/distribution and lateral changes of the phosphate horizons and their relationships with Esh-Shidiya phosphates are highly recommended.

Acknowledgements. The author would like to thank Dr. M. Hijazen, present Director General of Natural Resources Authority/Jordan. Thanks are due to Mr. D. Jaser, Director of Geology and Mr. Tarawneh, B. Head of the Geological Mapping Division for their help.

# References

- Abed, A, Zaid, K, Al Hawari, Z, Rushdi, S, Omar Abu Mirri, 1992. The red phosphorites of Esh Shidiya, SE Jordan. – *Geol. of Arab World*, Cairo Univ.
- Abed, A., and Ashour, M., 1987. Petrography and age determination of the NW Jordan phosphorites. *Dirasat, 14*, 247-263.
- Abed, A., and Fakhouri, K., 1990. Role of microbial processes in the genesis of the Upper Cretaceous Phosphorites. – *Geol. Soc. London*, 52, 193-203.
- Abed, A., and Fakhouri, K., 1996. On the chemical variability of phosphatic particles from Jordanian phosphorite deposits. – Chemical Geology, 131, 1-13.
- Abed, A. M., and Al Agha, M. R., 1989. Petrography, geochemistry and origin of the NW Jordan phosphorites. – J. Geol. Soc. London, 146, 499-506.
- Abed, A. M., and Khalid, H. 1985. Distribution of uranium in the Jordanian phosphates. *Dirasat, 12*, 91-103.
- Al Agha, M. R. 1985. Petrography, geochemistry and origin of the NW Jordan phosphorites. Unpubl. *M. Sc. Thesis*. Univ. of Jordan.
- Baturin, G., P. Bezrkovis. 1979. Phosphorite of the sea floor and their origin. – Marine Geology, *31*, 317-332.
- Bender, F. 1974. Geology of Jordan, Gebruedre, Berlin.
- Blatt, D., G. Middleton, R. Murray. 1972 Origin of Sedimentary Rocks. Prentice-Hall, New Jersy.
- Burdon, D. J. 1959. *Handbook of the Geology of Jordan*. Government of Jordan, Amman, 82 p.
- Cathcart, J., R. Gulbradsen. 1973. Phosphate deposits. U. S. Geol. Surv. Profess. P., 820-515.
- Cheny, T, Mc Clellan, E. Mongomery. 1979 Sechura Phosphate deposits. – *Econ. Geol.*, 74, 2, 232-259.
- Cook, P. J. 1970. Repeated diagenetic, calcitzation, phosphatization and silicification in the Phosphoria Formation. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, *81*, 2157.

Recommended for publication by Department of

- Glenn, C., M. Arthur. 1990 Anatomy and origin of a Cretaceous phosphorite green sand gint, Egypt. – *Sedimentology*, 37, 123.
- Hamam, K. 1977 Foraminifera from the Maastrichtian bearing strata of Al Hisa, Jordan. – *J. Foram. Res.*, 7, 34-43
- Khalid, H., A. M. Abed. 1982. Petrography and geochemistry of Esh Shidiya phosphate. *Dirasat*, 9, 81-101.
- Khalid, H. 1980. Petrography, geochemistry and origin of Esh Shidiya phosphorites. Unpubl. M. Sc. Thesis, Univ. of Jordan, 147 p.
- Klemme, H. D. 1958. Regional geology of Circum-Mediterranean region. – Am. Assoc. Petr. Geol., 42, 477-512.
- Kolodny, Y. 1969 Petrology of the siliceous rocks in the Mishash Formation, Negev. – J. Sed. Pet, 39, 165-175.
- Masri, M. 1963 Report on the Geology of the Amman-Zerqa Area. Unpub. report.
- McConnell, D. 1973. Apatite, Its Crystal Chemistry, Mineralogy Utilization and Geologic and Biologic Occurrences. New York.
- McConnell, D. 1965 Crystal chemistry of hydroxyapatite, its relation to bone mineral. *Arch oralbiol.*, *10*, 421-431.
- Mikbel, S., A. M. Abed. 1985. Discovery of large phosphate deposits in NW Jordan. *Dirasat*, *12*, *2*, 125-126.
- Nathan, Y., D. Soudry, A. Avigour. 1990. Geological significance of carbonate substitution in apatites. *Soc. Lond. Spec. Publ.*, *52*, 179-191.
- Notholt, A., R. Sheldon, D. Davidson. 1989. *Phosphate* Deposits of the World. Vol. 2. *Phosphate* Rock Resources. Cambridge Univ. Press.
- Reeves, M., T. Saadi. 1971. Factors controlling the deposition of some phosphate bearing strata from Jordan. – *Econ. Geol.*, 66, 451-465.
- Rigges, S. R. 1979 Petrology of the Tertiary phosphorite system of Florida. *Econ. Geol.*, 74, 194-220.
- Sheldon, R. P. 1964. Palaeolattudinal and paleogeographic distribution of phosphorite. U.S. Geol. Surv., 501, 106-113.
- Soudry, D. 1992. Primary bedded phosphorites in the Campanian Mishash Formation, Negev. Sed. Geol., 80, 77-88.
- Soudry, D., Z. Lewy. 1988. Microbially influenced formation of phosphate nodules and magafossil moulds Negev. – *Palaeogeography, Paleoclimatology and Palaeoecology*, 64, 15-34.
- Soudry, D., Y. Nathan. 1980. Phosphate peliods from the Negev phosphorites. *J. Geol. Soc. London*, 137, 749-755.
- Stowasser, W. 1975. Phosphate rocks. In: U.S. Bureau of Mines Bull., 667.
- Tarawneh, K. 1997 Geological and mineralogical studies on the phosphorite horizon in the Azraq area – East Jordan. – Second Jordanian Mining Conference, Amman, 1, 420-437.
- Tarawneh, K., K. Moumani. 2005. Petrography, chemistry and genesis of phosphorite conentrations in the Eocene Umm Rijam chert limestone formation in Ma'an area/ southern Jordan. – Journal of Asian Earth Science (accepted).

Geology and Prospecting of Mineral Deposits, Faculty of Geology and Prospecting

# CHEMICAL CHARACTERIZATION OF GARNET AND P-T CONDITIONS OF METAMORPHISM OF THE TRIASSIC ROCKS OCCURRING TO THE SOUTH OF ORESHNIK, SOUTH-EAST BULGARIA

# Nikoleta Tzankova

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

**ABSTRACT.** This study provides data about the chemical composition of garnet and associated minerals from the quartz-mica schists occurring to the south of the village Oreschnik, Sakar Mountain, and coustrains the P-T conditions of metamorphism. The chemical composition of the following minerals have been studied by electron microprobe: garnet, biotite, staurolite, white mica, chlorite, plagioclase. The metamorphic grade is of lower amphibolite facies. The P-T estimate for a staurolite - garnet - white mica - biotite - plagioclase schist is T = 616°C,  $\sigma$  (T) = 21 and P = 7,8 kbar,  $\sigma$  (P) = 1.3. Key words: garnet, amphibolite facies, metamorphism, Sakar Mountain

#### ХИМИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА ГРАНАТ И Р-Т УСЛОВИЯ НА МЕТАМОРФИЗМА НА ТРИАСКИТЕ СКАЛИ, РАЗКРИВАЩИ СЕ ЮЖНО ОТ ОРЕШНИК, ЮГОИЗТОЧНА БЪЛГАРИЯ Николета Цанкова

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

**РЕЗЮМЕ.** Настоящата работа има за цел да предостави данни за химичния състав на граната и минералите от неговата асоциация в кварц – слюдени шисти, разкриващи се на юг от село Орешник, Сакар планина и за P–T условията на метаморфизма. Химичният състав на следните минерали беше изследван с помощта на електронно-микросондови анализи: гранат, биотит, ставролит, мусковит, хлорит, плагиоклаз. Регионалният метаморфизъм е от ниска степен на амфиболитовия фациес. Изчислените P-T условия за ставролит – гранат – мусковит – биотит – хлорит – плагиоклаз – съдържащите шисти са T = 616<sup>o</sup>C, σ (T) = 21 и P = 7,8 kbar, σ (P) = 1.3.

Ключови думи: гранат, амфиболитов фациес, метаморфизъм, Сакар планина

# Introduction

Mineral and chemical data for the garnet and staurolite bearing mineral parageneses in the quartz-mica schists occurring to the south of the village Oreshnik in the eastern slopes of the Sakar Mountain has been provided, as well as determination of the P-T conditions of metamorphism. These rocks are part of the Ustrem Formation, which has been introduced by Čatalov (1985) with the type area being in the Topolovgrad region. They are upper Lower Triassic in age. The metamorphic type of the Triassic in the studied region was first recognized in 1965 (Bojanov et all. 1965) from the southern slopes of the Sakar Mountain and later from the Maritza zone in 1968 (Kozhoukharov et all., 1968).

# Geology

The lithostratigraphic dismemberment of the metamorphic Triassic integrates the rocks from the eastern slopes of the Sakar Mountain in the so called Topolovgrad Supergroup, which is subdivided into three formations – Paleokastro, Ustrem and Srem Formation. The Paleokastro Formation is

built up of metaconglomerates, metasandstones and micaschists. The Ustrem Formation is represented by: a) quartzmica schists containing porphyroblasts of biotite, garnet and staurolite; b) garnet-amphibole, epidote-zoisite and quartzamphobole schists; c) calc-schists; d) white, grey and striped marbles. The Srem Formation is built up of calcic and dolomitic marbles. The rocks of the Ustrem Formation are situated on the rocks of the Paleokastro Formation and are covered by the marbles of the Srem Formation. The Paleokastro Formation is related to the lower parts of the Lower Triassic, the Ustrem Formation includes the Upper part of the Lower Triassic and the Srem Formation belongs to the Middle Triassic. The Paleokastro Formation is of a continental (alluvial) origin. The other two formations are supposed to be of marine genesis (Čatalov, 1985; Kozhukharov, 1996).

#### Petrography

The studied garnets occur in quartz-mica schists to the south of the village Oreshnik in the direction towards the so called "Black Stones" region (Fig. 1). Macroscopically the rocks are fine-grained and of dark grey colour. They are granolepidoblastic and porphyroblastic containing biotite and garnet (up to 0.1-0.2 cm in size) and hughe staurolite  $12 \times 3 \times 1,8$  cm in size (Kostov et al., 1964). The garnets are raspberryred coloured with week purple hue. They are euhedral and a common form appears to be {110}. Crystals with small additional {211} faces, which display rounded rhombododecahedral edges were also observed.

The staurolite crystals are dark brown coloured. They are prismatic in habit and show pseudohexagonal basal sections. Twins are common. The mineral assemblage additionaly includes white mica, chlorite, oligoclase and quartz. Chlorite is observed as tabular crystals and commonly shows twinning. Accessory minerals are tourmaline, ilmenite and as inclusions in biotite – calcite and a radioactive mineral forming pleochroitic haloes.



Fig. 1. Scheme of garnet outcropes in the metamorphic schists occuring to the south of village Oreshnik, South – East Bulgaria; x – garnet

In thin sections these garnets are pale rose-coloured, euhedral, fresh and mostly free of inclusions except of a few quartz inclusions. Biotite includes small flakes of white mica. Staurolite has abundant inclusions of quartz, garnet, biotite and ilmenite. Staurolite is not found as inclusion in garnet, but garnet is frequently observed as inclusion in staurolite.

#### Mineral composition

The chemical compositions of the minerals were studied by electron microprobe analyses (ARL-SEMQ S30, 4 spectrometers, EDS Link, 20 KV, 20 nA, standart kaersutite;

University of Leoben, Austria). The garnets are almandine rich. They contain up to 77 -78 mol. % of the almandine endmember, up to 15 mol. % of pyrope endmember and minor other elements (Table 1, Fig. 2). All studied garnets show growth zoning. This is documented by an increase in FeO and MgO from core to rim and enrichment MnO and CaO in the cores. The explanation for the high Mn-content at the garnet cores is that garnet strongly fractionate Mn relative to other minerals, resulting in bell-shaped Mn profiles, which are caused by depletion of Mn in the rock through concentration of Mn in the first garnet nuclei to form. Successive layers of garnet overgrowing the core would then have a depleted reservoir of manganese to draw upon, and would therefore become progressively less manganiferous (Tracy, 1985).



Fig. 2. The relative proportions of endmember molecules for garnets in the quartz-mica schists, Oreshnik

All studied garnets are one-phase and continuously zoned. That is there are no breaks or gaps in the zoning trends and there are no reversals (see Fig. 3). The garnet profile is made by spot analysis at intervals of 2 microns.

Chemical compositions of the minerals of the garnet-bearing paragenesis is shown in Table 2. The plagioclase is oligoclase with endmembers: Ab = 83,316%, An = 16,513% and Or = 0,205%. Electron microprobe analyses of rims and cores of biotite and staurolite show chemical zoning of these minerals with respect to iron. Biotite and garnet rims are enriched in FeO though  $X_{Mg}$  of garnet shows an increase towards the rims. An inverse correlation exists between the values of the same oxide at the rim and the core in the staurolite.

#### Thermobarometry

The P-T conditions of metamorphism for quartz-mica schists occurring to the south of the village Oreshnik, Sakar Mountain, are made using two different methods: conventional geothermobarometry using GTB Program Thermobarometry (*GTB*, 2001) and average pressure and temperature calculations based on an internally consistent thermodynamic data using Thermocalc 3.1 (*Thermocalc*, 2001). Activities were calculated with the program aX.2000 (*Mineral...*, 2000).

	Imembers of the garnets; * - garnet rim close to biotite
Table 1	Chemical composition and endmeml

	9-1 rim	9-1 core	9-1* rim	9-5 rim	9-5 core	9-5* rim	9-6 rim	9-6 core	9-6 rim	9-7 core	9-7 rim
SiO <sub>2</sub>	36.970	36.910	37.380	36.640	36.940	36.560	36.410	37.650	37.820	37.680	40.240
TiO <sub>2</sub>	0.060	0.070	0.070	0.040	0.070	0.000	0.040	0.070	0.030	0.040	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.070	19.080	19.280	19.350	20.120	19.690	20.340	22.380	19.930	20.050	19.410
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.020	0.020	0.040	0.040	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.040
FeO	35.530	33.480	36.430	36.340	35.280	34.990	35.250	30.100	37.420	36.290	33.950
MnO	0.470	4.640	0.770	0.730	1.460	0.510	0.530	2.610	0.390	1.360	0.550
MgO	3.290	2.340	3.230	3.360	2.960	3.670	3.590	2.160	3.820	3.050	3.710
CaO	3.290	2.700	2.360	3.580	3.920	3.520	3.480	3.690	2.360	3.490	1.490
TOTAL	100.700	99.240	99.560	100.080	100.750	98.940	99.640	98.660	101.790	101.960	<b>06</b> .390
Formula											
S.	2.937	3.019	3.020	2.949	2.945	2.962	2.929	3.021	2.988	2.981	3.201
Ai I∨	0.063	0.000	0.000	0.051	0.055	0.038	0.071	0.000	0.012	0.019	0.000
Ξ	0.004	0.004	0.004	0.002	0.004	0.000	0.002	0.004	0.020	0.002	0000
Al vi	1.910	1.840	1.836	1.785	1.836	1.842	1.858	2.117	1.844	1.851	1.820
ۍ ک	0.001	0.001	0.003	0.003	0000	0.000	0.000	0.000	0.001	0000	0.003
Fe <sup>3+</sup>	0.166	0.114	0.144	0.262	0.234	0.201	0.211	0.000	0.166	0.164	0.000
Fe <sup>2+</sup>	2.194	2.176	2.318	2.183	2.119	2.170	2.161	2.020	2.306	2.236	2.259
Mn	0.032	0.321	0.053	0.050	0.099	0.035	0.036	0.177	0.026	0.091	0.037
Mg	0.390	0.285	0.389	0.403	0.352	0.443	0.430	0.258	0.450	0.360	0.440
Ca	0.280	0.237	0.204	0.309	0.335	0.306	0.300	0.318	0.200	0.296	0.127
TOTAL	7.977	7.997	7.971	7.997	7.979	7.997	7.998	7.915	8.013	8.000	7.887
Endmembers											
Pv	13.467	9.440	13.124	13.684	12,117	14 997	14 691	0.304	15 091	12 068	15 268
Alm	75.760	72.077	78.205	74.126	73.943	73.460	73,830	72 845	77 331	74 958	78 903
Spess	1.105	10.633	1.788	1.698	3.408	1.185	1.230	6.383	0.872	3.051	1.292
Gross	8.896	7.392	6.382	9.149	10.228	9.340	9.205	11.468	6.153	9.115	4.436
Andr	0.773	0.458	0.500	1.343	1.304	1.019	1.045	0.000	0.554	0.808	0.000

Table 2 Electron microprobe analyses of biotite, white mica, chlorite, staurolite, plagioclase and tourmaline; X<sub>Fe</sub>=Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg), X<sub>M9</sub>=Mg/(Fe<sup>2+</sup>+Mg)

	9-thic	9-1 hi rim	9-5hi cora	9-5hi rim	9 hi0 corra	9 hi9 rim	0-3 mc	0-5 me	ا بو م	0'chl cora	0, chỉ rim	0 et core	a et rim	14	0 tourn
					2.22		2	2002	50			0100100	111100	5	
SiO2	35.72	35.07	37.14	36.62	36.41	37.25	47.21	49.44	24.99	25.63	25.34	30.39	28.12	65.47	43.29
TiO <sub>2</sub>	1.21	1.41	1.66	1.73	1.58	1.47	0.41	0.34	0.15	0.08	0.11	0.78	0,62	0.00	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.36	20.53	17.88	18.10	17.36	16.91	37.66	33.74	21.29	21.29	22.26	48.86	54,23	22.68	42.49
FeO	17.86	18.16	18.28	19.69	18.23	19.09	0.87	0.99	22.75	22.43	23.09	15.11	13,72	0.12	0.42
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	00.0	0.04	0.08	0.02	0.00	0	0.00	0.04
MgO	12.03	11.32	13.38	13.91	13.53	13.03	0.53	1.07	19.28	19.41	19.26	2.23	2,32	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	00.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.02	0,01	3.47	0.66
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.12	0.35	0.12	0.23	0.47	1.71	1.15	0.00	0.00	0.0	0.22	0	9.67	3.78
K <sub>2</sub> 0	8.39	8.49	7.90	7.23	7.14	6.70	6.65	6.81	0.02	0.03	0.04	0.00	0,01	0.04	1.89
Total	94.69	95.12	96.59	97.40	94.54	95.00	95.04	93.54	88.55	88.93	90.15	97.61	60.66	101.45	92.61
Si	2.672	2.617	2.720	2.665	2.719	2.768	3.066	3.252	2.548	2.598	2.539	8.495	7.695	2.841	6.324
AIN	1.138	1.383	1.280	1.335	1.281	1.232	0.934	0.748	1.452	1.402	1.461	0.000	0.305	1.160	6.000
AI VI	0.570	0.423	0.264	0.218	0.247	0.250	1.950	1.869	1.107	1.143	1.169	16.103	17.191	0.000	1.315
μ	0.068	0.079	0.091	0.095	0.089	0.082	0.020	0.017	0.012	0.006	0.008	0.164	0.128	0.000	0.004
Fe <sup>3+</sup>	0.168	0.170	0.168	0.180	0.171	0.178	0.033	0.022	0.322	0.247	0.279	0.000	0.00	0.004	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.950	0.963	0.952	1.019	0.968	1.009	0.014	0.033	1.618	1.655	1.656	3.533	3.140	0.000	0.051
Mn	0.00	0.001	0.000	0.00	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.007	0.002	0.000	0.000	0.000	0.005
Mg	1.341	1.259	1.461	1.509	1.506	1.443	0.051	0.105	2.929	2.933	2.876	0.929	0.946	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.000	0.00	0.003	0.002	0.003	0.006	0.003	0.161	0.103
Na	0.017	0.017	0.050	0.017	0.033	0.068	0.215	0.147	0.000	0.00	0.000	0.119	0.00	0.814	1.071
¥	0.802	0.809	0.739	0.672	0.681	0.636	0.552	0.572	0.003	0.004	0.005	0.000	0.003	0.002	0.352
Cat.	7.730	7.727	7.726	7.715	7.698	7.670	6.838	6.769	10.000	10.000	10.000	29.349	29.424	4.984	15.226
0	12	12	12	12	12	12	12	12	18	18	18	48	48	80	31
X <sub>Fe</sub>	0.415	0.433	0.395	0.403	0.383	0.412	•		0.356	0.361	0.365	0.792	0.768	•	•
X <sub>Mg</sub>	0.585	0.566	0.605	0.597	0.596	0.588	•	•	0.644	0.639	0.635	0.208	0.232	•	•

#### Table 3

Thermocalc P-T results from quartz-mica schists to the south of the village Oreshnik, Sakar Mountain. Abbreviations of endmembers according to Kretz (1983). Cel Celadonite; East Eastonite; Clin Clinochlore; Daph Daphnite; Ames Amessite; Mst Mg-staurolite; Fst Fe-staurolite, NR – number of independent reactions, e.e.m. – eliminated end members,  $\sigma$  – standart deviation (activities were calculated with the program aX.2000)

	9-1 rim	9-1 core	9-5-1 rim	9-5-1 core	9-5-2 rim	9-5-2 core	9-6 rim	9-6 core
activities								
garnet								
Prp	0.002900	0.001130	0.00530	0.00310	0.00310	0.00310	0.00550	0.00178
Grs	0.000260	0.000400	0.00109	0.00130	0.00051	0.00130	0.00128	0.00160
Alm	0.400000	0.330000	0.34000	0.32000	0.36000	0.32000	0.34000	0.29000
white mica								
Ms	0.60000	0.60000	0.60000	0.60000	0.60000	0.60000	0.60000	0.60000
Pg	0.70000	0.70000	0.70000	0.70000	0.70000	0.70000	0.70000	0.70000
Cel	0.02500	0.02500	0.02500	0.02500	0.02500	0.02500	0.02500	0.02500
biotite								
Phl	0.04600	0.05800	0.07000	0.07000	0.06700	0.07500	0.06700	0.06700
Ann	0.01800	0.01900	0.02200	0.01900	0.02400	0.02000	0.01900	0.01900
East	0.07900	0.07700	0.07200	0.06900	0.05900	0.07100	0.06500	0.06500
chlorite								
Clin	0.05000	0.05900	0.05600	0.05900	0.05600	0.05900	0.05600	0.05900
Daph	0.00360	0.00380	0.00340	0.00380	0.00340	0.00380	0.00340	0.00380
Ames			0.07800	0.08100	0.07800	0.08100	0.07800	
plagioclase								
An	0.35000	0.35000	0.35000	0.35000	0.35000	0.35000	0.35000	0.35000
Ab	0.79000	0.79000	0.79000	0.79000	0.79000	0.79000	0.79000	0.79000
staurolite								
Mst	0.00290	0.00190	0.00290	0.00190	0.00290	0.00190	0.00290	0.00190
Fst	0.35000	0.39000	0.35000	0.39000	0.35000	0.39000	0.35000	0.39000
other	Qtz,H <sub>2</sub> O							
Results								
T⁰C	626	612	616	608	608	609	616	628
σ(T)	21	23	21	23	22	23	22	24
P kbar	7.4	7.1	7.8	7.7	7.1	7.7	8.0	7.9
σ(P)	1.2	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3
Corr.	0.542	0.555	0.484	0.496	0.507	0.496	0.479	0.671
Fit	1.27	1.38	1.46	1.55	1.50	1.54	1.49	1.50
NR	9	9	10	10	10	10	10	9
e.e.m.	ames	ames						ames



Fig. 3. Garnet profile. Distance 1 DIV = 2 microns

The garnet-biotite geothermometry of core-core analyses give lower temperature than rim-rim analyses of the same garnet grain (see Fig. 4). The lines 1 and 3 indicate the temperature of the garnet core – biotite core Fe-Mg exchange reaction



Fig. 4. Garnet-biotite Fe-Mg exchange callibration by Perchuk & Lavrenteva (1984); 1–3 garnet core - biotite core, 5-6 garnet rim – biotite rim

(calibration of Perchuk & Lavrenteva - 1984). It is about 450-470° C. The lines 5 and 6 show the temperature of the garnet rim - biotite rim Fe-Mg exchange which is about 500-540° C. Hence the cores seemed to have formed at lower temperatures than the rims. This can be explained with garnet growth during prograde metamorphic reactions, when metamorphic temperatures increased. The Thermocalc P-T results from quartz-mica schists to the south of the village Oreshnik, Sakar Mountain are shown at Table 3. The average temperature is calculated 615° C,  $\sigma$  (T) = 22,375 and the average pressure – 7,6 kbars,  $\sigma$  (P) = 1,29. This P-T conditions determined lower amphibolite facies (Bucher, Frey, 2002). The garnet-biotite geothermometers show lower temperature than geothermometers, which include staurolite. Be based on the quantity of the minerals and interrelations between them and on the temperatures of the geothermometers involving biotite and garnet, and biotite, garnet and staurolite can be made supposition that the order of the appearance of the minerals in the rock in terms of increasing of the temperature is: chlorite  $\rightarrow$  biotite and garnet  $\rightarrow$  staurolite.

#### Conclusions

The garnets are almandine rich and common form appears to be {110}. All studied garnets are one-phase and continuously zoned. The order of the appearance of the minerals in the rock in therms of increasing temperature is: chlorite  $\rightarrow$  biotite and garnet  $\rightarrow$  staurolite. The metamorphic grade of the studied rocks is of a low amphibolite facies.

Acknowledgements. I wish to express my thanks to Assoc. Prof. Dr. R. I. Kostov and to Dipl. Geol. N. Gospodinov for taking part in the collection of the samples. Prof. J. G. Raith's (University of Leoben) help is greatfully acknowledged. This research has been performed with the financial help of the Program for students mobility "Erasmus-Socrates" in the University of Leoben, Austria.

#### References

- Boyanov, I., D. Kozhoukharov, S. Savov. 1965. Geological structure of the southern slopes of the Sakar Mountain between villages Radovetz and Kostur. – *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 26, 2, 121-134.
- Bucher, K., M. Frey. 2002. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Čatalov, G. 1985. Contribution to the stratigraphy and lithology of Sakar-type Triassic (Sakar Mountain, south-east Bulgaria). – Rev. Bulg. Geol. Soc., 46, 2, 127-143.
- GTB. Program Thermobarometry version 2.1 by Frank S. Spear and Matthew J. Kohn. 2001.
- Kostov, I., V. Breskovska, J. Mincheva-Stefanova, G. Kirov. 1964. *The Minerals of Bulgaria*. Sofia, Bulgarian Acad. Sci., 261-268 (in Bulgarian).
- Kozhoukharov, D. 1996. Lithostratigraphy of the metamorphic triassic of the Lissovo Graben, South Sakar, Svilengrad district. – Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 49, 7-8, 89-92.
- Kozhoukharov, D., I. Boyanov, S. Savov. 1968. Geology of the region between village Klokotnitza and Maritza town, Haskovo district. – In: *Jubilee Geological Collection*. Geological Institute, BAS, Sofia, 37-50.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. Amer. Mineralogist, 68, 277-279.
- Mineral activity calculations for thermobarometry aX, by Tim Holland and Roger Powell, 2000.
- Thermocalc 3.1 by Roger Powell and Tim Holland. 2001.
- Tracy, R. J. 1985. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. – In: *Reviews in Mineralogy*, 10, Mineralogical Society of America, 355-397.

Recommended for publication by Department of

Mineralogy and Petrology, Faculty of Geology and Prospecting

# PALEOCENE POLYMORPHINIDS AND GLANDULINIDS (ORDER FORAMINIFERIDA) FROM THE COASTAL PART OF EAST STARA PLANINA (EAST BULGARIA)

# **Boris Valchev**

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Department of Geology and Paleontology, 1700 Sofia; b\_valchev@mgu.bg

**ABSTRACT.** The rich and diverse Paleocene benthic foraminiferal assemblages from the coastal part of East Stara Planina (over 230 species – Valchev, 2003a) include some species of polymorphinids and glandulinids. As a whole this group is rarely described in the micropaleontological literature, that's why this article is dedicated to its taxonomy. Taxonomical descriptions of 8 species small benthic foraminifera are introduced in the article. The species belong to 5 genera (*Globulina* – 1 species, *Guttulina* – 4 species, *Pyrulinoides* – 1 species, *Ramulina* – 1 species, *Glandulina* – 1 species), 3 subfamilies and 2 families. 6 of the species are first described in Bulgaria, while the other 2 species were first found in Bulgarian Paleocene.

The Loeblich & Tappan's (1988) classification is applied in the article.

Key words: small benthic foraminifera, taxonomy, Paleocene, East Stara Planina

#### ПАЛЕОЦЕНСКИ ПОЛИМОРФИНИДИ И ГЛАНДУЛИНИДИ (РАЗРЕД *FORAMINIFERIDA*) ОТ ПРИМОРСКАТА ЧАСТ НА ИЗТОЧНА СТАРА ПЛАНИНА (ИЗТОЧНА БЪЛГАРИЯ) *Борис Вълчев*

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", Катедра "Геология и палеонтология", София 1700; b\_valchev@mgu.bg

**РЕЗЮМЕ.** Богатите и разнообразни палеоценски бентосни фораминиферни асоциации от приморската част на Източна Стара планина (повече от 230 вида – Valchev, 2003a) съдържат няколко вида полиморфиниди и гландулиниди. Като цяло тази група е рядко описвана в микропалеонтоложката литература, поради което настоящата статия е посветена на нейната таксономия. Представени са таксономични описания на 8 вида малки бентосни фораминифери, принадлежащи на 4 рода (*Globulina* – 1 вид, *Guttulina* – 4 вида, *Pyrulinoides* – 1 вид, *Ramulina* – 1 вид, *Glandulina* – 1 вид), 3 подсемейства и 2 семейства. 6 от видовете се описват за първи път в България, а два вида се установяват за първи път в Палеоценската серия на българска територия. Използвана е класификацията на Loeblich & Tappan (1988).

Ключови думи: малки бентосни фораминифери, таксономия, Палеоенска серия, Източна Стара планина

#### Introduction

The rich and diverse Paleocene benthic foraminiferal assemblages from the coastal part of East Stara Planina (over 230 species – Valchev, 2003a) include some species of polymorphinids and glandulinids. As a whole this group is rarely described in the micropaleontological literature, that's why this article is dedicated to its taxonomy.

A sketch with the location of the studied sections and outcrops was published by Valchev (2003b). The biostratigraphical framework of the Paleocene in the coastal part of East Stara Planina was discussed in the same article. The microphotographs were made in the Central Laboratory of Mineralogy and Crystalography of the Bulgarian Academy of Sciences by scanning electron microscope "Philips SEM-515" ( $U_{op}$  = 25 kV).

#### **Taxonomical descriptions**

The present article aims to introduce taxonomical descriptions of 8 species small benthic foraminifera from the Paleocene of the Coastal Part of East Stara Planina, East

Bulgaria. The species belong to 5 genera, 3 subfamilies and 2 families. 6 of the species are first described in Bulgaria, while the other 2 species were first found in Bulgarian Paleocene. The Loeblich&Tappan's (1988) classification is applied in the article.

Suborder LAGENINA Delage and Herouard, 1896 Superfamily NODOSARIACEA Ehrehberg, 1838 Family POLYMORPHINIDAE d'Orbigny, 1839 Subfamily POLYMORPHININAE d'Orbigny, 1839 Genus *Globulina* d'Orbigny, 1839

Type species. Polymorphina (les Globulines) gibba d'Orbigny,
 1826 (subsequently designated by Cushman, 1927).
 Distribution. Callovian-Holocene; cosmopolitan.

*Globulina gibba* d'Orbigny, 1826 Plate I, Figure 1

- 1846. *Globulina gibba* d'Orbigny; d'Orbigny, p. 227, tab. 13, fig. 13, 14.
- 1934. *Globulina gibba* d'Orbigny; Cushman, Dusenbery, p. 59, pl. 8, fig. 4.

- 1969. *Globulina gibba* d'Orbigny; Краева, Зернецкий, с. 67, табл. 23, фиг. 4.
- 1970. *Globulina gibba* d'Orbigny; Le Calvez, p. 84, tab. 17, fig. 3, 4.
- 1985. *Globulina gibba* d'Orbigny; Papp, Schmidt, p. 79, pl. 71, figs. 9-12.
- 1992. *Globulina gibba* d'Orbigny; Darakchieva, Juranov, p. 16, pl. 3, fig. 4.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

Material. Byala Formation (6 specimens).

*Remarks*. The species was described from the Eocene in Bourgas District (Darakchieva, Juranov, 1992).

*Distribution*. It is known from the Senonian of Germany, the Paleocene of Alabama, the Netherlands, Sweden, Ukraine, Caucasus, Australia, the upper Paleocene of England, the Eocene of Belgium, the Lower and Middle Eocene of France, the Upper Eocene of Ukraine, Caucasus, England, the Oligocene of Germany, Hungary, the Miocene of the Vienna Basin, the Lower Miocene of Dominican Republic, the Middle Miocene of the central Paratethys.

*Occurrence*. C-12 (167.00-169.70 m – Lower Paleocene, 296.10 m – P1b Zone), C-21 (37.00 m - P1b Zone), C-24 (74.25 m - P1b Zone), Section Byala 2b (NP1 Zone).

Genus Guttulina d'Orbigny, 1839

*Type species. Polymorphina* (les Guttulines) *communis* d'Orbigny, 1826 (subsequently designated by Gallowey and Wissler, 1927).

Distribution. Middle Jurassic - Holocene; cosmopolitan.

*Guttulina communis* d'Orbigny, 1826 Plate I, Figure 2

. ......

- 1846. *Guttulina communis* d'Orbigny; d'Orbigny, p. 224, tab. 13, fig. 6-8.
- 1928. P. (Polymorphina) communis d'Orbigny; Franke, S. 118, Taf. 11, Fig. 4, 5.
- 1928. *Polymorphina* (*Guttulina*) *communis* d'Orbigny; White, p. 213, pl. 29, fig. 15.
- 1951. *Guttulina problema* d'Orbigny; Cushman, p. 32, pl. 9, figs. 15-18.
- 1962. *Guttulina communis* d'Orbigny; Hillebrandt, S. 63, Tabl. 4, Fig. 23.
- 1985. *Guttulina communis* d'Orbigny; Papp, Schmidt, p. 78, pl. 70, figs. 2-12.
- 1988. *Guttulina communis* d'Orbigny; Loeblich, Tappan, pl. 458, figs. 1-4.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

Material. Byala Formation (32 specimens).

*Description.* The test is trochospiral with 4 chambers on both sides. They increase sharply in size. The sutures are depressed, slightly curved. The surface is smooth. The aperture is terminal, radiate.

*Distribution.* The species is known from the Upper Cretaceous and Paleocene of North Germany, Austrian Alps, the Paleocene of Denmark, Sweden, Central America, North Caucasus, the Paleocene and Eocene of Paris Basin, the Miocene of Vienna Basin.

*Оссиггепсе*. С-12 (167.00 m - долен палоцен, 296.10 m - P1b Zone), С-21 (7.50 m - P1c Zone), С-24 (23.00 m P3

Zone), C-29 (365.00 m - P3 Zone, 399.20-420.60 m - P4 Zone, 440.30-476.30 m - P5 Zone), Sections Byala 2b (NP1 Zone), Byala 2c (NP1-2 Zones), Byala River and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene).

*Guttulina ipatovcevi* Vassilenko, 1950 Plate I, Figure 3

1950. *Guttulina ipatovcevi* n. sp.; Василенко, с. 199, табл. 2, фиг. 2.

*Nomenclature*. The holotype (VNIGRI Coll. No. 2241) is from the Paleocene of Ukraine (the second horizon of the Montian in Dnepr-Donetsk lowering).

*Material.* Byala Formation (31 specimens), Emine Formation (2 specimens).

Description. The test is strongly inflated, asymmetrical, trochospiral. The initial portion is broad, the later one is narrow. The apertural end is tapered. Six chambers are visible from both sides, as the last two ones embrace the previous and the first whorl is almost invisible. The sutures are curved, slightly depressed. The surface is smooth, shining. The aperture is terminal, radiate.

*Remarks*. The species resembles morphologically (sutures shape, chamber arrangement) *G. communis* d'Orbigny, but it differs by the asymmetrical test.

*Distribution*. It is known from the Paleocene of Ukraine and Caucasus.

Occurrence. <u>Byala Formation</u>: C-12 (167.00 m – Lower Paleocene, 204.00 m - P1c Zone, 296.10-303.40 m - P1b Zone), C-21 (22.00 m - P1b Zone), C-25 (22.50 m - P1b Zone), C-28 (15.00 m - P2 Zone), C-29 (361.00 m - P3 Zone, 399.20 m - P4 Zone), Sections Byala 1 (NP3 Zone), Byala 2b (NP3 Zone), Byala River Valley (Paleocene).; <u>Emine Formation</u>: samples from the geological mapping (Paleocene).

# Guttulina irregularis (d'Orbigny, 1846)

Plate I, Figure 4

- 1846. Globulina irregularis d'Orbigny; d'Orbigny, p. 266, tab. 13, fig. 9-10.
- 1969. *Guttulina irregularis* (d'Orbigny); Краева, Зернецкий, с. 66, табл. 24, фиг. 3, 4.
- 1970. *Guttulina irregularis* (d'Orbigny); Le Calvez, p. 92, pl. 20, fig. 3.
- 1985. *Guttulina communis* (d'Orbigny); Papp, Schmidt, p. 79, pl. 71, figs. 1-4.
- 1992. *Guttulina irregularis* (d'Orbigny); Darakchieva, Juranov, p. 17, pl. 3, fig. 1.
- 1996. *Guttulina irregularis* (d'Orbigny); Ujetz, p. 113, pl. 4, figs. 18, 19.

*Nomenclature*. A holotype was not designated. The species was first described from the Badenian of the Vienna Basin.

Material. Byala Formation (39 specimens).

*Remarks*. The species was described from the Eocene in Bourgas District (Darakchieva, Juranov, 1992).

*Distribution.* It is known from the Paleocene of the Netherlands, the middle Eocene of France, the Upper Eocene of Ukraine, England, USA, the Oligocene of Germany, the Miocene of Austria.

*Occurrence*. C-12 (204.00 m- P1c Zone), C-21 (22.00 m - P1b Zone), C-24 (40.00 m - P2 Zone), C-29 (420.60 m - P4

Zone, 433.20-476.30 m - P5 Zone), C-30 (99.50 m - P5 Zone), Sections Byala 1 (NP5 Zone), Byala 2b (NP1-2 Zone), Byala 2c (NP2 Zone), Byala River and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene).

*Guttulina lidiae* Vassilenko, 1950 Plate I, Figure 5

1950. *Guttulina lidiae* sp. n.; Василенко, с. 201, табл. 4, фиг. 1.

*Nomenclature*. The holotype (VNIGRI Coll. No. 2242) is from the second horizon of the Montian near Hmelovo Village, Romnen Region (Dnepr-Donetsk lowering, Ukraine).

Material. Byala Formation (2 specimens).

Description. The test is rhomboid in outline, slightly tapered at both ends. Fife inflated chambers are visible on both sides. The last two chambers comprise 2/3 to 3/4 of the test length. The sutures are flush in the initial portion, later become slightly depressed. The surface is smooth. The aperture is terminal, radiate.

*Distribution.* The species is known from the Paleocene of Ukraine.

Occurrence. Sections Byala 2b (NP3 Zone), Byala 2c (NP1 Zone).

#### Genus Pyrulinoides Marie, 1941

*Type species. Pyrulina acuminata* d'Orbigny, 1840 (original designation).

Distribution. Rhaetian – Early Oligocene; cosmopolitan.

#### *Pyrulinoides cylindroides* (Roemer, 1838) Plate I, Figure 6

1945. *Pyrulina* cf. *cylindroides* (Roemer); Cushman, Stainforth, p. 34, pl. 4, fig. 34, pl. 5, fig. 3.

- 1962. Pyrulina cylindroides (Roemer); Hillebrandt, S. 65, Taf. 4, Fig. 30.
- 1983. *Pyrulinoides cylindroides* (Roemer); Basov, Krasheninnikov, pl. 763, pl. 7, fig. 1.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

*Material.* Byala Formation (42 specimens), Emine Formation (3 specimens).

*Description*. The test is elongated, fusiform, tapered at both ends, biserial. The chambers are with sharply increasing size as the last two ones comprise up to 4/5 of the test length. The sutures are oblique, flush. The surface is smooth. The aperture is terminal, radiate.

Distribution. Cretaceous - recent; cosmopolitan.

Occurrence. <u>Byala Formation</u>: C-11 (191.60 m - P1c Zone), C-23 (271.20 m - P1b Zone), C-24 (40.00 m - P2 Zone), C-25 (40.40 m - P1b Zone), C-28 (15.00 m - P2 Zone), C-29 (361.10-364.40 m - P3 Zone), C-30 (83.90-86.30 m - P4 Zone), Sections Byala 1 (NP4-5 Zone), Byala 2b (NP1-3 Zone), Byala 2c (NP1-2 Zone), Byala River and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene); <u>Emine Formation</u>: samples from the geological mapping (Paleocene).

Subfamily RAMULININAE Brady, 1884 Genus *Ramulina* T. R. Jones, 1875 *Type species. Ramilina laevis* T. R. Jones, in J. Wright, 1875 (original designation).

Distribution. Jurassic - Holocene; cosmopolitan.

#### Ramulina globulifera Brady, 1879

Plate I, Figure 7

1928. Ramilina globulifera Brady; White, p. 214, pl. 29, fig. 2.

- 1947. *Ramilina globulifera* H. B. Brady; Субботина, с. 89, табл. 3, фиг. 8, 9.
- 1953. Ramilina globulifera H. B. Brady; Hagn, S. 82, Taf. 6, Fig. 11.
- 1962. *Ramilina globulifera* Brady; Hillebrandt, S. 68, Taf. 4, Fig. 35.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

*Material*. Byala Formation (65 specimens), Emine Formation (1 specimen).

Description. The test is composed of globular chambers joined by straight or curved stolon-like necks with various length and thickness. The surface is covered with fine spines or nodes. The aperture is a round opening at the end of the tube.

*Remarks.* Single chambers with two necks only were found.

*Distribution.* The species is known from the Upper Cretaceous of Germany, Austrian Alps, Turkmenia, the Paleocene of Mexico, Trinidad, North Caucasus, Germany, Austria, Azerbajdjan, Turkmenia, the Eocene of Ukraine, the Middle Miocene of Dominican Republic, recent sea deposits. It was also established in deep sea holes in North-west Atlantic (Eocene).

Occurrence. <u>Byala Formation</u>: C-11 (191.60-192.40 m -P1c Zone), C-12 (203.00-204.00 m - P1c Zone, 296.10 m -P1b Zone), C-23 (74.00-128.00 m - P3 Zone, 215.00 m -Lower Paleocene), C-24 (40.00 m - P2 Zone), C-25 (26.40 m -P1b Zone, 355.00 m - P2 Zone), C-28 (15.00 m - P2 Zone), C-29 (420.60 m - P4 Zone, 433.50-476.30 m - P5 Zone), C-29 (420.60 m - P4 Zone, 433.50-476.30 m - P5 Zone), C-20 (99.50-107.90 m - P5 Zone), Sections Byala 1 (NP3-5 Zone), Byala 2b (NP1-3 Zone), Byala 2c (NP1-2 Zone), Byala River and Koundilaki Cheshme Valleys (Paleocene); <u>Emine</u> Formation: Section Banya-Southwest (Lower Paleocene).

Семейство GLANDULINIDAE Reuss, 1860 Подсемейство GLANDULININAE Reuss, 1860 Род *Glandulina* d'Orbigny, 1839

*Type species. Nodosaria* (les Glandulines) *laevigata* d'Orbigny, 1826 (subsequently designated by Cushman, 1927).

Distribution. Paleocene - Holocene; cosmopolitan.

#### *Glandulina laevigata* d'Orbigny, 1826 Plate I, Figure 8

- 1846. *Glandulina laevigata* d'Orbigny; d'Orbigny, p. 29, tab. 1, fig. 4, 5.
- 1951. *Glandulina laevigata* (d'Orbigny); Спасов, с. 112, табл. 2, фиг. 3.
- 1969. *Glandulina laevigata* d'Orbigny; Краева, Зернецкий, с. 68, табл. 24, фиг. 6.
- 1985. *Glandulina ovula* d'Orbigny; Papp, Schmidt, p. 21, pl. 2, figs. 1-6.

- 1988. *Glandulina laevigata* (d'Orbigny); Loeblich, Tappan, pl. 468, figs. 1-4.
- 1992. *Glandulina laevigata* (d'Orbigny); Darakchieva, Juranov, p. 18, pl. 3, fig. 3.

Nomenclature. I have no data about the holotype.

*Material*. Byala Formation (30 specimens).

*Remarks*. The species was described from the Badenian near Staropatitsa Village, Vidin District (Спасов, 1951). It was also established in the Eocene of Bourgas District (Darakchieva, Juranov, 1992).

*Distribution.* It is known from the Upper Cretaceous of Poland, the Upper Paleocene of England, the Eocene and Oligocene of Belgium, the Upper Eocene of Ukraine, Caucasus, England, Poland, the Oligocene of Turkmenia, the Miocene of Vienna Basin. It was also established in deep sea holes in Southeast Atlantic (Upper Eocene).

Occurrence. C-11 (191.60 m - P1c Zone), C-24 (107.70 m - P1c Zone), C-25 (40.40 m - P1b Zone), C-28 (15.00 m - P2 Zone), C-29 (361.10-364.40 m - P3 Zone, 383.20-399.20 m - P4 Zone, 433.50-440.30 m - P5 Zone), Sections Byala 1 (NP3-5 Zone), Byala 2b (NP1-3 Zone), Byala River Valley (Paleocene).

# References

- Basov, I. A., V. A. Krasheninnikov. 1983. Benthic foraminifers in Mesozoic and Cenozoic sediments of the Southeastern Atlantic as an indicator of paleoenvironment, Deep Sea Drilling Project Leg 71. – *Init. Repts. DSDP*, 71, 739-783.
- Cushman, J. A. 1951. Paleocene Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and Adjacent Areas. – *Geol. Survey Prof. Paper*, 232, 1-75.
- Cushman, J. A., A. N. Dusenbery. 1934. Eocene foraminifera of the Poway Conglomerate of California. – *Contrib. Cush. Lab. For. Res.*, *10*, 3, 51-64.
- Cushman, J. A., R. M. Stainforth. 1945. Foraminifera of the Cipero Marl Formation of Trinidad, British West Indies. – *Cushman Lab. For. Res.*, *Sp. Publ.*, *14*, 75 p.
- Darakchieva, S., S. Juranov. 1992. Small foraminifers from the Middle and Upper Eocene in the Burgas District. Calcareous benthic foraminifers. Part I. – *Geologica Balc.*, 22, 4, 3-42.
- Franke, A. 1928. Die Foraminiferen der Oberen Kreide Nordund Mitteldeutschlands. – Abh. Preuss. Geol. Landdenst., Neue Folge, 111.

- Hagn, H. 1953. Die Foraminiferen der Pingswanger Schichten (Untres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der helwetischen Oberkreide Sudbayerns. – *Palaeontographica*, 104, A, 1-119.
- Hillebrandt, A. von, 1962. Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. –Bayer. Acad. Wiss., Math-Natw. Cl., Abh., (N. F.), 108, 1-192.
- Le Calvez, Y. 1970. Contribution a l'étude des foraminifères Paléogenès du Basin de Paris. – *Cahiers Paleont.*, 1-324.
- Loeblich, A. Jr., H. Tappan. 1988. *Foraminiferal Genera and Their Classification*. New York, Van Nostrand Reinhold, 970 p.
- Orbigny, A. 1846. Foraminifères fossiles du bassin Tertiaire de Vienne. Paris, Gide et Co., 312 p.
- Papp, A., A. E. Schmidt. 1985. Die fossilen Foraminiferen des Tertiären Becken von Vien. Revision der Monographie von Alcide d'Orbigny (1846). – *Abh. Geol. Bundesanstalt, 37*, 310 p.
- Ujetz, B. 1996. Micropaleontology of Paleogene deep water sediments, Haute-Savoi, France. – Publ. Dep. Geol. Paleontol. Univ. Geneve, 22, 149 p.
- Valchev, B. 2003a. Two types of Paleocene benthic foraminiferal assemblages from the coastal part of east Stara Planina. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 56, 3, 43-47.
- Valchev, B. 2003b. Biostratigraphy of the Paleocene of the coastal part of East Stara Planina based on small benthic foraminifera. *Geologica Balc.*, 33, 1-2, 47-59.
- White, M. P. 1928. Some Index Foraminifera of the Tampico Embayment Area of Mexico. Part I. – *J. Paleont.*, 2, 177-215.
- Василенко, В. П. 1950. Фораминиферы палеоцена центральной части Днепровско-Донецкой впадины. – В: *Микрофауна СССР*, 4, 177-224.
- Краева, Е. Я., Б. Ф. Зернецкий. 1969. Фораминиферы палеогена Украины. – Палеонтол. сборник, 3, 197 с.
- Спасов, Х. 1951. Тортонски фораминифери от Старопатица, Кулско. Изв. геол. инст., 1, 103-124.
- Субботина, Н. Н. 1947. Фораминиферы датских и палеогеновых отложений Северного Кавказа. В: Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. ВНИГРИ, 39-160.

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

#### PLATE I

 Globulina gibba d'Orbigny, 1826. Byala Formation, Section Byala 2c, Lower Paleocene, NP2 Zone, sample 52c-4; SEMx55. 2. Guttulina communis (d'Orbigny, 1826). Byala Formation, Byala River Valley, Paleocene, sample 5P-4; SEMx50. 3. Guttulina ipatovcevi Vassilenlo, 1950. Byala Formation, Section Byala 2b, Lower Paleocene, NP3 Zone, sample 52b-10; SEMx50. 4. Guttulina lidiae Vassilenko, 1950. Byala Formation, Section Byala 2c, Lower Paleocene, NP3 Zone, sample 52c-4; SEMx68.5. 5. Guttulina irregularis (d'Orbigny, 1846). Byala Formation, Section Byala 2b, Lower Paleocene, NP3 Zone, sample 52b-14; SEMx55.
 Pyrulinoides cylindroides (Roemer, 1838). Byala Formation, Byala River Valley, Paleocene, sample 5P-6; SEMx50. 7. Ramulina globulifera Brady, 1879. Byala Formation, Byala River Valley, Paleocene, sample 5P-7; SEMx68.5. 8. Glandulina laevigata (d'Orbigny, 1826). Byala Formation, Section Byala 2b, Lower Paleocene, NP3 Zone, sample 52b-16; SEMx50. 7.



PLATE I

# БИОЛОГИЧНО ПРЕЧИСТВАНЕ НА ВОДИ ЗАМЪРСЕНИ С МАНГАН

# Анатолий Ц. Ангелов, Стоян Н. Грудев

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

**РЕЗЮМЕ.** Отпадъчни води с pH в диапазона 3.0–6.5, съдържащи 20 mg/l манган са третирани в лабораторни условия посредством скален филтър при различно контактно време (от 24 до 96 часа). Обема на филтъра е запълнен с натрошен чакъл и варовик, върху повърхността на които е развит стабилен биофилм от микроводорасли. Наличието на алги и варовик във филтъра повишава pH на водите и го поддържа около неутралния пункт. Освен, че консумират разтворения във водата CO<sub>2</sub>, алгите също така са и източник на различни разтворими органични съединения, доставящи подходящи източници на въглерод и енергия на хетеротрофните микроорганизми във филтъра. Тази микрофлора включва някои бактерии способни да окисляват мангана от втора до четвърта валентност чрез продуциране на водороден прекис и ензима каталаза. Четиривалентния манган после се утаява като MnO<sub>2</sub>. Концентрацията на манган на изхода на скалния филтър бе понижена под пределно допустимите концентрации за води използвани за селскостопански и/или индустриални нужди (т.е. под 0,8 mg/l).

# **BIOREMEDIATION OF WATERS POLLUTED BY MANGANESE**

Anatoli T.Angelov, Stoyan N. Groudev

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

**ABSTRACT.** Waters with pH in the range of about 3,0–6,5 and containing 20 mg/l manganese were treated under laboratory conditions by means of a rock filter at different residence times (from 24 to 96 hours). The filter was filled with pieces of gravel and limestone which supported a luxuriant growth of algae biofilms. The presence of both limestone and algae increased the pH of the waters and maintained it around the neutral point. Apart from this action connected with the consumption of CO<sub>2</sub> dissolved in the water, the algae were sources of different organic compounds, which provided the heterotrophic microflora in the filter with suitable sources of carbon and energy. This microflora involved some bacteria able to oxidize the bivalent manganese to the tetravalent state by producing peroxide compounds and the enzyme catalase. The Mn<sup>4+</sup> then precipitated as MnO<sub>2</sub>. The concentration of manganese in the filter effluents was decreased below the permeable level for water intended for use in the agriculture and/or industry, i.e. below 0,8 mg/l.

# Въведение

Манганът е един от елементите с широко разпространение в природата. Двувалентният манган е добре разтворим във водни разтвори при ниско pH. Четиривалентният манган е силен окислител на Fe<sup>2+</sup>, U<sup>4+</sup> и е слабо разтворим. В природата пиролузитът (MnO<sub>2</sub>) представлява основната маса от мангана, Mn<sup>2+</sup> се окислява до Mn<sup>4+</sup> като огромна част от трансформациите са биологични и се извършват от различни хетеротрофни микроорганизми.

Окислението на манган и желязо посредством различни видове бактерии се дължи на ефекта на метаболитно освободения H2O2 от окислението на органични съединения. Окислението на манган по този механизъм се явява основен ΠЪТ за окислението MY OT микроорганизмите. Това са консументи, хетеротрофи, които не могат да използват енергията, отделена при окислението на двувалентното желязо и манган, а използват органика като източник на въглерод и енергия. Те окисляват желязото и мангана чрез прекисен механизъм, т.е. като се развиват за сметка на органиката и продуцират водороден прекис (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>). За да се предпазят от вредното му действие микроорганизмите синтезират ензима каталаза, който разгражда молекулата на прекиса. В един от възможните варианти микроорганизмите сами осъществяват този механизъм, а при други се наблюдава симбиоза между организми, които не могат да съществуват поотделно (единия секретира H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, а другия – каталаза).

Крайната фаза на една пасивна система за третиране на руднични води може да бъде скален филтър. Тази система се състои от аеробни камери, запълнени с натрошена инертна маса (гранит, чакъл или варовик) за осигуряване на голяма повърхност, върху която се развиват прикрепени водорасли. Скалните филтри успешно могат да се използват за третиране на води съдържащи високи концентрации на Mn<sup>2+</sup>. Водораслите синтезират първична органика. консумирайки неорганичен въглерод от разтворения CO<sub>2</sub>, което води до повишаване на pH на системата до неутралния пункт - оптималното рН за развитие на манган окисляващите микроорганизми. Манганът, окислен до Mn4+ пада като утайка от MnO2 и найефективно се очиства от третираните води именно чрез прилагането на тези системи.

#### Материали и методи

Лабораторната инсталация, фиг. 1 включва скален филтър в два варианта - с пълнеж от чакъл и с пълнеж от варовик, съд за входящ разтвор, перисталтична помпа и колекторен съд.

Скалният филтър е конструиран в две идентични секции запълнени съответно с чакъл и варовик с работен обем от 7 dm<sup>3</sup> за всеки от вариантите и площ на водното огледало 0.37 m<sup>2</sup>. Камерите А, В и С на филтъра са запълнени с дребен чакъл при среден диаметър на частиците - 20-40 mm, респективно камерите А', В' и С' филтъра са запълнени с натрошен варовик, предварително пресят и сведен до същата зърнометрия. Предварително от чакъла (респ. варовика) са отстранени частиците с диаметър помалък от 10 mm и по-голям от 60 mm.

Камерите са разположени каскадно, така че водите през филтъра да протичат самотечно. В края на филтъра е предвиден буферен обем от 1.0 dm<sup>3</sup> имащ ролята на усреднител за изходящите води и на утаителна камера. От него самотечно третираните води постъпват в колекторения резервоар (5).

Посредством перисталтичната помпа-2 тип " ISMATECH" се подава входящия разтвор при плавно регулиране на дебита от 1 - 10 dm<sup>3</sup>/24h. За ефикасно протичане на процеса на фотосинтеза по дължина на скалния филтър са поставени два изкуствени светлинни източника (луминесцентни лампи) с мощност 2 х 36 W. За измерване интензивността на осветеност в трите камери на скалния филтър е използван портативен луксомер тип "Росеt - lux - LTM", отчитащ осветеността в диапазона 100-25000 lx.

Интензивността на осветеност измерена върху повърхността на скалния филтър за трите каскадно разположени камери беше съответно - 8000, 3700 and 2300 Lx. Осветяването посредством двата изкуствени светлинни източника бе реализирано по схема 15h светло : 9h тъмно. Първоначално скалният филтър беше запълнен с почвен разтвор богат на типичната за почвите микрофлора, допълнително обогатен с източници на N и P. След това скалният филтър беше инокулиран с подходяща микрофлора, изолирана от естествено мочурище. В продължение на 40 деноношия, при дебит 5 dm<sup>3</sup>/24 h. почвеният разтвор се рециркулира посредством перисталтичната помпа (2), при ежедневно прибавяне на вода в системата за компенсиране загубите от изпарение, възлизащи на 0.6 dm<sup>3</sup>/24h (за всяка секция) и средна стайна температура 21°С. В края на 40 дневния период в скалния филтър се формира стабилна микробна популация главно мобилизирана върху повърхността на скалния (варовиков) материал.

Бяха контролирани T<sup>0</sup>, pH, Eh, pO<sub>2</sub>, и TDS (общо съдържание на разтворени соли) съответно посредством потенциометрични методи - измервани с портативни уреди тип "Hanna" HI 3021, HI 9032 и HI 7035. По отношение химичните анализи са направени и пълни катионни анализи на ISP, като резултатите от Mn ОТ спектрофотометричния анализ бяха сравнени с данните получени при ISP анализа. Основните физиологични групи микроорганизми са характеризирани количествено посредством стандартни микробиологични методи, включваши: Метод на пределните разреждания и Метод на Кох. и директен метод – преброяване в камера на Бюркер. При всички проведени анализи са направени достатъчен брой повторения.



Фиг. 1. Лабораторна инсталация за третиране на дренажни руднични води съдържащи манган. 1 - Захранващ резервоар, 2 - Перисталтична помпа, 3 - Изкуствен светлинен източник, 4 - Скален филтър (секциите - А,В и С запълнени с чакъл, секции - А',В' и С' запълнени с варовик), 5 - Колекторен резервоар

#### Резултати и обсъждане

Основната цел на изследването бе да се сравнят различни видове пълнежен материал – служещ за активна повърхност, върху която се прикрепват микроорганизмите в скалния филтър по отношение динамиката на отстраняване на Мп. От друга страна е поставена задачата да се изследва влиянието на различното рН на постъпващите води в двата варианта на скалния филтър с оглед установяване на евентуалното място на скалните филтри в една технологична схема на пасивна система за третиране на руднични води замърсени с манган. Съгласно технологичната схема на лабораторната инсталация (фиг. 1) са анализирани проби за химичен и микробиологичен анализ от трите камери на скалния филтър A(A'), B(B') и C(C'), от входящите и изходящите разтвори D(D') и E(E').

За реализиране на тези задачи са приготвени два идентични захранващи разтвора по отношение на замърсителите – концентрация на Mn<sup>2+</sup> 20 mg/dm<sup>3</sup> (под формата на MnSO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O), като на първият е направена корекция на рН до 3.5 (вариант 1), а на втория корекция на рН до 6.5 (вариант 2). И двата разтвора представляват дренажни води от анаеробна камера за третиране на кисели руднични води. Посредством различния дебит, осигуряван от перисталтичната помпа, в схемата е постигнато контактно време от 24 до 96 часа. За установяване на оптималното контактно време по отношение динамиката на отстраняване на Mn са направени серия от експерименти за двата вида пълнежен материал и за двата варианта на захранвашия разтвор при работа на лабораторната инсталация за период от 60 денонощия. На фиг. 2 са показани усреднените стойностите на концентрацията на Mn на изхода на лабораторната инсталация при различно контактно време за различните варианти на експеримента. Установява се ефикасно отстраняване на Mn при контактно време около и над 72 h до стойности под пределно допустимите концентрации за всички варианти с изключение на

варианта с пълнеж от чакъл при pH на захранващия разтвор 3,4-3,8. Контактно време от 48 h се оказа оптимално за варианта с пълнеж от варовик при pH на захранващия разтвор 6,4-6,6. От друга страна се наблюдава поддържане на стойности на pH около неутралния пункт в обема на скалния филтър през цялото време от работа на инсталацията, което е предпоставка за ефективното отстраняване на мангана. Наличието на варовик в скалния филтър дава възможност за третиране на води замърсени с Mn и с по-ниски стойности на pH (Фиг. 3).

Резултатите от динамиката на разтворен общ органичен въглерод се установяват постоянни високи стойности (табл. 1) подходящи за развитието на различни видове хетеротрофни микроорганизми участващи чрез прекисен механизъм в окислението на Mn. По отношение динамиката на параметъра Eh се наблюдава нарастване на стойността с около 200 mV при преминаване на третирания разтвор последователно през обема на скалния филтър при всички контактни времена.

Концентрацията на разтворен кислород pO<sub>2</sub> (табл. 1) в обема на филтъра се поддържа над и около равновесната концентрация на разтворения кислород в такъв тип води като стойностите в различните точки варират от 2.2 до 5.5 mgO<sub>2</sub> /l.

Данните от химичния анализ на водите третирани в двата варианта на скалния филтър са представени в табл. 1. При варианта на скален филтър с варовиков пълнеж се постига ефективно очистване на съдържащия с разтворен Mn<sup>2+</sup> до момента, в който алкализиращата способност на варовика се изчерпи и се блокира активната му повърхност. При другия вариант на скален филтър с чакълест пълнеж се наблюдава известно очистване на Mn<sup>2+</sup> в началото на експеримента, дължащо се вероятно на сорбиране върху биомасата в скалния филтър, но след втората седмица практически не може да се говори за пречиствателен ефект.



Фиг. 2. Динамика в концентрацията на Mn на изхода на лабораторната инсталация (точки E, E') при различно контактно време

Данните от микробиологичния анализ (табл. 2) подкрепят тези от химичния – от тях става ясно, че редица физиологични групи микроорганизми са по-слабо представени в микробната популация на скалния филтър (табл. 2) – като например при варианта с чакълест пълнеж и рН на захранващия разтвор около 3,5, където има значителен спад на манган окисляващите бактерии. Във всички останали варианти се наблюдава развитие на стабилна микрофлора, включваща в състава си микроорганизми от различни физиологични групи. Наблюдава се и пряка зависимост между интензивността на осветеност и биомасата от микроводорасли в скалният филтър, където количеството на водорасли е по-високо в камерите с по-добра осветеност. Наблюдават се както прикрепени едно- и многоклетъчни водорасли, така и свободни такива. Установи се и подчертана зависимост по отношение влиянието на температурата върху развитието на микрофлората в скалния филтър.

#### Таблица 1.

Динамика на основните параметри при варовиков и чакълест пълнеж на скалния филтър при двата варианта на захранващ разтвор и контактно време 72 h

Параметър	Преди тр	оетиране		След тр	етиране	
	Захранва	щ разтвор	Чакълес	г пълнеж	Варовико	в пълнеж
	Вариант 1	Вариант 2	Вариант 1	Вариант 2	Вариант 1	Вариант 2
рН	3.40–3.80	6.40–6.60	3.6–4.4	6.9–7.4	5.9 – 6.4	7.0–7.7
Eh, mV	-85–(-40)	-105 – (-85)	80–176	20.5–78.2	60–140	9.0–65.9
TDS, g/l	1.12–1.66	1.01 - 1.59	1.06 – 1.55	0.76–1.10	1.35–1.95	0.95–1.85
Mn, mg/l	19.5–20.4	19.1–20.2	3.5–15.8	0.2–0.9	0.6 – 1.2	0.1 - 0.7
Fe, mg/l	5.5–21.5	0.5–2.0	4.1–20.1	0.1–0.3	0.5 – 3.5	0.1 -0.4
SO <sub>4</sub> , mg/l	354–456	210–300	320–460	310–450	305–410	270–400
Разтворен органичен въглерод, mg/l	198–214.6	197 -213.5	185 - 198	120 -139	145 - 175	102 - 134
Киселинност, mmol/l	14.5 –17.6	_	7.9 - 10.5	_	3.9–5.1	_
Алкалност, mmol/l	_	1.9 - 2.2	_	2.9–4.1	_	3.8–5.2
PO <sub>4</sub> , mg/l	74–96	85–102	45.5–26.2	0.5–2.2	16.5–8.2	1.5–4.2
NO <sub>3</sub> , mg/l	36–60	45–56	20.9–36	3.9–8.0	15.9–21	4.9–10
NH4, mg/l	65–95	55–89	12–20.0	1.5–2.0	5.6–9.7	5.6–10.7
K ,mg/l	162–260	145–210	105–148	105–148	137–201	137–201
Na, mg/l	155–184	132–145	123- 140	115 - 155	133 - 156	135- 160
Ca, mg/l	57–90	62–105	42.8–55.7	42.8–55.7	61–91	61–91
Mg, mg/l	32–50	46–70	33.5–45	33.5–45	42–54	42–54
Al, mg/l	0.6–1.1	0.5–1.0	0.5–1.7	0.5–1.7	0.4–1.5	0.4–1.5



р на разтвора при пълнежен материал от чакъл; 2 - рН на разтвора при пълнежен материал от варовик;
 3 - Концентрация на Мп при пълнежен материал от чакъл; 4 - Концентрация на Мп при пълнежен материал от варовик;



#### Изводи

1. Динамиката на отстраняване на Mn в лабораторна инсталация на скален филтър е изследвана, при два варианта на пълнежен материал в него – чакъл и варовик. Установено е ефикасно пречистване на водите от Mn при достигане изискванията за води от III-категория и за двата варианта на лабораторната инсталация.

2. Установява се оптимално контактно време за работа на лабораторната инсталация във варианта с чакълест пълнеж от 72 часа (при рН на захранващия разтвор 6,4 – 6,6) и 48 часа при варианта с варовиков пълнеж, при което се удовлетворяват изискванията за води от III-категория.

3. Влиянието върху процеса на отстраняване на целевия замърсител при различен тип пълнеж в скалния филтър е тестирано в лабораторна инсталация на скален филтър. Не се установява се съществена разлика в степента на пречистване при варианта с варовик (до 98.0 %) в сравнение с този с чакъл (до 97.3 %) при рН на захранващия разтвор около неутралния пункт.

4. По отношение влиянието на началното pH на захранващия разтвор при двата вида пълнеж и е установена възможността за ефективно третиране на води замърсени с Mn в киселата и неутралната област чрез скален филтър с пълнеж от варовик. Пълнежа от чакъл дава добри резултати само в неутралната област, докато при пълнеж от варовик е постигнато ефикасно отстраняване на целевия замърсител и в киселата област.

5. Богата микрофлора при различните варианти на филтъра, в това число – Мп-окисляващи, Fe-окисляващи, алги и други микроорганизми е предпоставка за ефикасна отстраняване на Мп посредством прекисен механизъм.

Таблица 2. Състав на микрофлората в скалния фи	ілтър
--	-------

	Вари	ант 1	Вари	ант 2
Физиологична група микроорганизми	Чакълест пълнеж	Варовиков пълнеж	Чакълест пълнеж	Варовиков пълнеж
1.Общ брой аероби хетеротрофи	10 6-7	10 5-7	10 <sup>3 - 5</sup>	10 <sup>4 - 5</sup>
2. Общ брой анаероби хетеротрофи	10 <sup>6 - 7</sup>	10 <sup>4 - 6</sup>	10 <sup>2 - 3</sup>	10 3-4
3.Целулозоразграждащи бактерии	10 <sup>3 - 5</sup>	10 <sup>3 -5</sup>	10 <sup>1 - 2</sup>	10 <sup>2 - 3</sup>
4.Fe <sup>2+</sup> - окисляващи бактерии , pH 7.0	10 7 - 8	10 5-6	<b>10</b> <sup>1 - 3</sup>	10 4 - 5
5.Mn <sup>2+</sup> - окисляващи бактерии	10 <sup>3 -6</sup>	10 4 - 6	10 2 - 4	10 <sup>3 - 5</sup>
6. Едноклетъчни алги	10 4 - 5	10 4 - 5	10 <sup>2 - 3</sup>	10 3 - 4

# Литература

- Angelov, A. T., S. N. Groudev 2003. Biological removal of manganese from polluted waters. – Paper presented at the X Balkan Mineral Processing Congress, Varna, 15-20 June 2003.
- Cambridge, M. 1995. Use of passive systems for the treatment and remediation of mine outflows and seepage. – *Mineral Industry International*, May, 35-42.
- Clayton, L. A., J. L. Bolis, T. R. Wildeman, D. M. Updegraff, 1999. A case study of the aerobic and anaerobic removal of manganese by wetland processes. – In: The Environmental Geochemistry of Mineral Deposits, L. H. Filipek and G. S. Plumlee, eds., Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, 6B, 515-526.
- Duggan, L. A., T. R. Wilderman, D. M. Updegraff. 1992. The aerobic removal of manganese from mine drainage by an algal mixture containing Cladophora. – In: *Proceedings, Ninth American Society for Surface Mining and Reclamation Conference, June 14-18,1992, Duluth, MN*, 241-248.
- Groudev, S. N., P. S. Georgiev, I. I. Spasova, A. T. Angelov. 2000.Treatment of acid drainage from a uranium mine by means of a passive system. – In: Singhal & Mehrotra (eds.), Environmental Issues and Management of Waste in

Препоръчана за публикуване от Катедра "Инженерна геоекология", ГПФ *Energy and Mineral Production*. Balkema, Roterdam, 565-568.

- Macalady, D. L., T. Wilderman, D. Updegraff. 1998. Pasive bioremediation of metals and inorganic contaminants. – In: *Perspectives in Environmental Chemistry*. Oxford University Press.
- Macalady, D. L., T. R. Wilderman, D Updegraff. 1998. Pasive bioremediation of metals and inorganic contaminants. – In: *Perspectives in Environmental Chemistry*. Oxford University Press.
- Marble, J. C., T. L. Corley, M. H. Conklin, C. C. Fuller. 1999. Environmental factors affecting oxidation of manganese in Final Creek, Arizona. – U.S. Geological Survey, Water Resource Inv. Rept. 99-4018A, 173-183.
- Phillips, P., J. Bender, R. Simms, S. Rodriges Eation, C. Britt. 1995. Manganese removal from acid coal-mine drainage. *Published by Water Sience and Technology*, *31*, 12, 161-170.

# ИЗСЛЕДВАНЕ ВИСКОЗИТЕТА НА ВОДОНЕФТЕНИ ЕМУЛСИИ ОТ НАХОДИЩА ТЮЛЕНОВО И ДОЛНИ ЛУКОВИТ

# Л. Геров, Л. Георгиев, Р. Кулев

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700; IOGIN@intech.bg; lucho\_sdng1@yahoo.com

РЕЗЮМЕ. Изследвани са реологичните свойства на водонефтени емулсии от находища Тюленово и Долни Луковит. Анализирано е изменението на вискозитета при различно съдържание на вода. Резултатите могат да се използват при проектиране съоръженията за деемулсация.

#### STUDY OF WATER-CRUDE-OIL EMULSION FROM TULENOVO AND DOLNI LUKOVIT FIELDS

#### L. Gerov, L. Georgiev, R. Kulev

University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; IOGIN@intech.bg; lucho\_sdng1@yahoo.com

ABSTRACT. Rheology properties of water-crude-oil emulsion from Tulenovo and Dolni Lukovit fields were studied. The change of rheology properties of the emulsion with different content of water was analyzed. Results are used for design of deemulsion process.

#### Увод

Тюленовското и Долнолуковитското нефтени находища се намират в така наречения краен стадий на разработка. Този стадий се характеризира обикновено със значителна оводненост на добиваната продукция. Оводнеността на добиваната продукция в съчетание с множество фактори води към образуване на стабилни водонефтени емулсии в помпено- компресорните тръби на сондажите, шлейфите и събирателните пунктове.

Оразмеряването на съоръженията, използвани за транспортиране на водонефтените емулсии и на съоръженията, участващи в технологичните операции за деемулсация на емулсиите се свежда основно към определяне на разхода на енергия. От своя страна основния разход на енергия е свързан с преодоляване на хидравличните съпротивления при движение на емулсиите. Хидравличните изчисления на движението на водонефтените емулсии са свързани с определянето на тяхното реологично поведение. Математическата връзка между градиента на скоростта и напрежението на срязване е реологичния модел на това поведение.

В теорията са известни много реологични модели на флуидите. Най-общо флуидите се делят на две основни групи:

<u>Нютонови флуиди</u> – флуиди при които вискозитетът не зависи от градиента на скоростта.

<u>Ненютонови флуиди</u> – флуиди при които вискозитета зависи от градиента на скоростта т.е. флуиди при които изменението на напрежението на срязване не е пропорционално на градиента на скоростта.

На фигура 1 са показани типични зависимости на поведението на Нютонови и Ненютонови флуиди.

Типови зависимости на Нютонови и Ненютонови флуид





Зависимостта на напреженито на срязване от градиента на скоростта не определя напълно поведението на разгледаните системи. Изледванията на поведението на водонефтени емулсии показва, че ако в течение на времето се наруши равновесието в структурата е възможно да се получат хистеризисни зависимости.

Направеният анализ на литературните данни за поведението на водонефтени емулси показва следното:

1. Типа на водонефтените емулсии се определя от множество фактори: физико-химични свойства на нефта и пластовата вода; наличие на механични примеси, газ, съотношение на фазите, режим на движение и други (Николов, 1993; Романенко, 1991).

2. В почти всички публикации се подчертава, че не е възможна типизация на свойствата на емулсиите и прилаганите методи за тяхното разрушаване от отделните находища (Андриасов, 1983; Ифутина, 1986).

3. Цитираните корелационни зависимости, от които могат да се определят най-важните реологични параметри се отнасят за конкретни нефтени находища и нямат универсален характер (Сахаров, 1982; Амбрамзона, 1972).

4. За оптимизиране на деемулсационните технологии е необходимо провеждане на комплексни изследвания във всеки конкретен случай.

5. Като правило водонефтените емулсии, особено в зоната на ниски температури се проявяват като ненютонови флуиди.

# Определяне реологичните свойства на водонефтени емулсии от находища Тюленово и Долни луковит

#### 1. Методика на изследване

За определяне на реологичните свойства на проби на водонефтени емулсии от Тюленово и Долни Луковит е използван вискозиметър тип RN. Принципът на измерване на вискозитета с вискозиметъра тип RN се базира на протичането по принципа на Сирл-Кюет. По време на измерването емулсията се намира в пръстеновидното пространство между въртящ се цилиндър и коаксиален към него неподвижен цилиндър. Измерената стойност се отчита директно като измерване на въртящ момент. Вискозиметърът има шест комбинации от въртящи и неподвижни цилиндри, което позволява измерване на вискозитета в границите 10 mPa.s - 250000 mPa.s. Грешките на вискозиметъра са

Таблица 1

малки и са .+ 3% от абсолютната стойност. Динамичния вискозитет се изчислява както следва:

$$\mu = \kappa.\alpha.N \tag{1}$$

където: µ е динамичният вискозитет, mPa.s; к - константа, mPa.s /skt;

N - факторът за честотата на въртене, %

α - факторът за отклонение на скалата, skt

Напрежението на срязване се определя по следната формула:

$$T = Z.\Omega$$
 (2)

където: т е напрежението на срязване, Ра; z - константата на цилиндъра, Ра, α - фактор за отклонение на скалата, skt.

Основната цел на проведения комплекс от изследвания е изучаване влиянието на температурата върху реологичното поведение на водонефтените емулсии в диапазона 0°С -20°С. Този диапазон на температурно изменение е свързан с извършването на определени технологични операции при събирането, транспорта и предварителната обработка на добиваните водонефтени емулсии. Преди започване на същинските изследвания са направени тестови изследвания на чист нефт от находище Тюленово и контролна проба на водонефтена емулсия в три точки на изследвания интервал (0°С, 10°С и 20°С). Целта на тези експерименти за повтаряемост на получаваните резултати е установяване на необходимия брой от опити при провеждането на същинските изследвания. В табл. 1 са дадени показанията при провеждането на експеримент с Тюленовски нефт при температура 10°С.

Гради ѕ⁻́	1ент 1				Ha	прежение	на срязван	ie, Pa			
85,	6	115,3	115,5	115,4	115,2	115,1	115,4	115,6	115,4	115,2	115,3
№ н заме	ia pa	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Обработката на данните от таблица 1 показва, че погрешността, с която е определено напрежението на срязване при първите три опита в сравнение с резултатите от 10 опита е 0,05 %. След провеждане на подобни изследвания и в другите тестови точки бе прието, че за получаване на коректни резултати са достатъчни три опита от всяка проба за всяка изследвана температура.

При тестовите изследвания бе установено, че в зоната на най-ниските температури 0°C÷1,5°C постигането на добра повтаряемост на експерименталните резултати е почти невъзможно. Това вероятно е свързано с частично разрушаване на емулсията в процеса на изследване, особено при ниска минерализация на пластовите води.

#### 2. Експериментални изследвания

#### 2.1. Подготовка на пробите

Експерименталните изследвания са извършени със следните проби от естествено образувани воденефтени емулсии:

находище Тюленово: проби със съдържание на вода 0%,12% и 49%.

находище Долни Луковит: проби със съдържание на вода 2%, 13% и 54%.

Представителният характер на взетите проби е постигнат последния начин:

С пробоотборник от резервоарите за съхраняване на емулсия са взети проби, всяка от която е с обем от 2000 см<sup>3</sup> водонефтена емулсия. След темпериране на пробите при температура 20°С и отстояване в течение на 5 дни е отделена свободната вода. От всяка взета проба са отделени 500 см<sup>3</sup>, с които са направени серия опити по метода на Дина-Старк за определяне на съдържанието на вода. С останалата част от водонефтената емулсия са правени изследвания при различни температури.

#### 3. Резултати

# 3.1. Резултати от реологични изследвания на водонефтени емулсии от находище Тюленово.

На фигури 2-4 са показани зависимостите между напрежението на срязване и градиента на скоростта за изследваните проби на чист нефт и водонефтени емулсии от находище Тюленово при различна температура.



Фиг. 2

Реограма на 12 % Тюленовска водонефтена емулсия при различни температури







Фиг. 4

На фигури 5-7 са показани зависимостта между динамичния вискозитет и градиента на скоростта при различни температури на изследваните водонефтени емулсии.

#### Изменение на вискозитета на Тюленовски нефт при различни температури



Фиг. 5

Изменение на вискозитета на 12% водонефтена емулсия при различни температури





Изменение на вискозитета на 49 % водонефтена емулсия при различни температури



Фиг. 7

На фигури 8-10 е показано изменението на вискозитета на изследваните флуиди от градиента на скоростта в двойно логаритмична координатна система.

На фигура 11 е показано изменението на вискозитета на изследваните водонефтени емулсии в зависимост от съдържанието на вода.



Изменение на вискозитета на Тюленовски нефт при

различни температури

Фиг. 8

Изменение на вискозитета на 12% водонефтена емулсия при различни температури



Фиг. 9

Изменение на вискозитета на 49 % водонефтена емулсия при различни температури



Фиг. 10





От анализа на получените резултатати и изведените корелационни зависимости произтичат следните изводи:

1. Изследваният чист нефт от находище Тюленово при температури в диапазона 0-15 °С е с поведение на псевдопластичен ненютонов флуид. С висока степен на корелация това поведение се описва със закона на Освалд ди Вале.

2. При температура 20 °С чистият тюленовски нефт има поведение на дилатантен флуид с индекс на консистентност 0,4772 Pa.s<sup>n</sup> и степенен показател 1,13.

3. С увеличаване на градиента на скоростта вискозитетът на изследвания чист тюленовски нефт намалява. В кооординатна система Log(µ)-Log(dV/dR) изменението на вискозитета от градиента на скоростта е линейно (Фиг. 8), което също потвърждава псевдопластичния характер на поведение.

4. Изследваните водонефтени емулсии са с поведение на псевдопластични ненютонови флуиди в целия изследван температурен диапазон. С нарастването на оводнеността псевдопластичния характер на поведение се засилва. С увеличаване на градиента на скоростта вискозитетът на изследваните емулсии намалява значително. В кооординатна -система Log(µ)-Log(dV/dR) изменението на вискозитета на водонефтените емулсии от градиента на скоростта е също линейно, с значително по- изявен ъгъл на наклона в сравнение с чистия нефт.

5. При ниски температури (0-5 °C) и ниски градиенти на скоростта (8.28 s<sup>-1</sup>) изследваната емулсия с водно съдържание 49 % е с максимален вискозитет 12000-14000 mPa.s, превишаващ значително този на чистия нефт.

6. При ниски температури (0-5 °C) и високи градиенти на скоростта (82.8 s<sup>-1</sup>) изследваната емулсия с водно съдържание 49 % е с променящ се структурен характер, което затруднява измерванията.

 При един и същ градиент на скоростта се наблюдава значително нарастване на вискозитета на емулсиите с нарастването на съдържанието на вода (Фиг. 11).

#### 3.2. Резултати от реологичните изследвания на водонефтени емулсии от находище Долни Луковит

Изследвания на 2% водонефтена емулсия са направени при температури 0,5°С, 5°С и 10 °С. Резултатите от измерванията на напрежението на срязване при тези температури и различни градиенти на скоростта са показани на фигура 12. На фигури 13 и 14 е показано изменението на вискозитета в зависимост от градиента на скоростта при изследваните температури.





Фиг. 12



Фиг. 13

Изменение на вискозитета на Долни Луковитска 2% водонефтена емулсия при различни температури



Фиг. 14

Резултатите от измерванията на напрежението на срязване на водонефтена емулсия с 13% вода при различни температури и градиенти на скоростта са показани на фигура 15. На фигури 16 и 17 е показано изменението на вискозитета при различни температури и градиенти на скоростта.



Реограма на долнолуковитска 13% водонефтена емулсия при различни температури

Фиг. 15

Изменение на вискозитета на Долни Луковитска 13% водонефтена емулсия при различни температури



Фиг. 16

Изменение на вискозитета на Долни Луковитска 13% водонефтена емулсия при различни температури



Фиг. 17

Резултатите от измерванията на напрежението на срязване на водонефтена емулсия с 54% вода при различни температури и градиенти на скоростта са показани на фигура 18. Изменението на вискозитета при различни температури и градиенти на скоростта е показано на фигури 19 и 20.





Фиг. 18



Фиг. 19

Изменение на вискозитета на Долни Луковитска 54% водонефтена емулсия при различни температури



Фиг. 20

От анализа на получените резултатати и изведените корелационни зависимости на изследваните водонефтени емулсии от находище Долни Луковит могат да се направят следните изводи:

1. Изследваните водонефтени емулсии от находище Д.Луковит се характеризират със сложен характер на реологично поведение в зависимост от съдържанието на вода и температурата.

2. При ниско съдържание на вода 2-13 % и ниски температури водонефтените емулсии са с поведение на псевдопластични флуиди. С увеличаване на температурата до 15–20 °С псевдопластичния характер намалява и поведението на емулсиите се приближава до това на нютонови флуиди. Този характер на поведение се вижда добре от фигури 12-17.

Препоръчана за публикуване от Катедра "Сондиране и добив на нефт и газ", ГПФ 3. При ниски температури (0-5 °C) изследваната емулсия с водно съдържание 54 % има реологично поведение на Нютонов флуид. С увеличаване на температурата поведението придобива характер на псевдопластичен флуид, следващ модела на Освалд ди Вале.

4. В изследвания диапазон на температури 0-20 °С и съдържание на вода 2-54 % изследваните емулсии са с вискозитет в границите 40–9 mPa.s. Съществува тенденция за намаляване на вискозитета с увеличаване на съдържанието на вода.

#### Заключение

В резултат на направените изследвания и получени резултати е изяснено реологичното поведение на водонефтените емулсии от находища Тюленово и Долни Луковит. Получени са корелационни зависимости на изменението на вискозитета при различни температури и съдържание на вода които с достатъчна за практиката точност могат да се използват при проектирането на процесите на деемулсация в находища Тюленово и Долни Луковит.

# Литература

Абрамзона, А. 1972. Эмульсии. М., Химия.

- Андриасов, Р. С, И. Мищенко. 1983. Справочное ръкуводство по проектированию разработки и эксплуатации нефтяных месторождений. Добыча нефти. М., Недра.
- Ифутина С. А., Ю. Вердеревский. 1986. Изучение вязкостных характеристик эмулсий, стабилизированных масло и водорастворимыми неионогенными ПАВ. – Известия высших учебных заведений. Нефть и газ.
- Николов, Г. К. 1993. *Транспорт и съхраняване на нефта и газа.* С.
- Романенко, Н. В. 1991. Экспериментальное исследование реологических свойств нефти Жирновского месторождения. – Информационный сборник нефтяная и газовая промышленость, 6, 28-30.
- Сахаров, В. А., М. А. Мохов. 1982. Определение вязкости водонефтяных эмулсий. – *Нефтепромысловое дело*, 8, 16-19.

# ПОДХОД И ИЗЧИСЛИТЕЛНА СХЕМА ЗА ОПРЕДЕЛЯНЕ КОНДИЦИЯТА НА ГРАВИМЕТРИЧНИТЕ И МАГНИТНИТЕ КАРТИ

# Стефан Димовски

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

**РЕЗЮМЕ.** Съставен е алгоритъм и е разработена компютърна система за оценка плътността на разпределението (кондицията) на измервателни точки в правоъгълен планшет (картен лист). Системата е разработена за разновариантна оценка на кондицията на измервателните точки в картните листове на магнитната карта на България в мащаб 1:100 000. Тя може да се използва за оценка на кондицията на гравиметричните и магнитни карти в зависимост от поставената целева задача за мрежа със зададен ъгъл на ориентиране на профилите спрямо правоъгълния планшет и при зададена елементарна площ, за която се удовлетворяват методическите изисквания. Приложеният подход и програмните модули позволяват компютърната система да се използва за оценка кондицията на фактическия материал за всички геофизични и други карти.

#### ALGORITHM AND COMPUTER SYSTEM FOR ESTIMATING DATA DENSITY OF GRAVITY AND MAGNETIC MAPS

#### Stephan Dimovski

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

**ABSTRACT.** An algorithm is proposed and a computer system is elaborated for estimating data density of the observation stations located in a rectangular map sheet. The initial objective of the study was to evaluate data density (map resolution) of the map sheets of the magnetic map 1:100 000 of Bulgaria. The developed computer system can be used for estimating data density of gravity and magnetic maps according to the particular task – for a set of lines striking in a given direction towards the initial rectangular map sheet, and for a specific elementary area. The applied approach and the developed program modules make possible the application of the proposed system for evaluating data density of observation stations of different types of maps (geophysical, geological, etc.).

#### Въведение

Целевата насоченост на гравитационните и магнитните изследвания определя изискванията към методиката на снимките. Един от основните въпроси на методиката е разположението на профилите и точките на измерване, което определя кондицията (гъстотата) на снимката.

Разположението на профилите и точките на измерване зависи от характера на снимката. Тя може да бъде площна или профилна. При равномерната площна снимка измервателната мрежа е близка до квадратната. Тя дава най-пълна характеристика на изучаваното поле за определен мащаб и дава възможност да се построи карта на полето с еднаква и равномерна кондиция. При търсещо-проучвателни снимки, ако е известно, че търсените структури са изтеглени в определена посока, обикновено проектираната площна снимка e неравномерна. Напречно на известната посока, в която са изтеглени търсените или проучвани структури, се проектира мрежа от профили с разстояние между тях L и точки по профилите със стъпка І. Отношението на разстоянието между точките на наблюдение I и разстоянието между профилите L не трябва да бъде помалко от 1:10 (I/L ≥ 1/10).

В някои случаи се извършва снимка по отделни профили, разположени на разстояние, което не позволява да се построи достоверна карта на изолиниите, а се представя само разпределението на полето по тези профили. Такава профилна снимка се планира само за предварителна оценка на ефективността на метода или при детайлизация по отделни профили - измервания с поголяма пъстота и по-висока точност за целите на количествената интерпретация.

#### Кондиция на измервателната мрежа

Оценката за оптимална гъстота на измервателна мрежа е един от най-сложните и в известна степен все още дискусионни въпроси на методиката на гравитационните и магнитните изследвания. Натрупаните практически резултати от гравитационните и магнитни снимки в различни геоложки условия позволяват да се дефинират някои основни положения за избор на гъстотата на измервателната мрежа и да се определят рационални съотношения между точността на снимката и гъстотата на мрежата при гравитационните снимки (Димитров, 1976; *Гравиразведка*, 1981). Изискванията към гъстотата на измервателната мрежа и точността при различни гравиметрични снимки са систематизирани в Таблица 1.

Таблица 1. Систематизирани данни за изискванията към гъстотата на измервателната мрежа и точността при различни гравиметрични снимки

Мащаб на картата или графика	Сечение на изолиниите, mGal	Точност на снимката (средно-квадратична грешка), MGal	Грешка при интерполацията, MGal	Гъстота на мрежата при площна снимка – площ, в която се разполага една измервателна точка km <sup>2</sup>	Гъстота на мрежата при профилна снимка – разстояние между точките, m
Дребномащабна	а гравиметри	чна снимка			
1:2 500 000	10	до <u>+</u> 0,5	до <u>+</u> 4,0	150-400	5 000-10 000
1:1 000 000	10	до <u>+</u> 0,5	до <u>+</u> 4,0	150-140	5 000-10 000
1:1 000 000	5	до <u>+</u> (0,3-0,4)	до <u>+</u> 2,0	25-10	2 500-5 000
Средномащабна 1. Равнинни райони	а и едромащ и	абна гравиметрична	снимка		
1:500 000	5	до <u>+</u> (0,3-0,5)	до <u>+</u> 2,0	25-10	2 500-5 000
1:200 000	2	до <u>+</u> (0,3-0,4)	до <u>+</u> 1,0	10-4	1 000-2 000
1:100 000	2	до <u>+</u> 0,3	до <u>+</u> 1,0	10-4	1 000-2 000
1:100 000	1	до( <u>+</u> 0,3-0,2)	до <u>+</u> 0,5	4-1	500-1 000
1:50 000	0,50	до <u>+</u> 0,15	до <u>+</u> 0,35	1-0,5	200-500
1:50 000	0,25	до <u>+</u> 0,08	до <u>+</u> 0,20	0,25-0,08	50-250
1:25 000	0,25	до <u>+</u> 0,07	до <u>+</u> 0,20	0,08-0,03	50-250
1:25 000	0,20	до <u>+</u> 0,06	до <u>+</u> 0,15	0,06-0.02	20-100
1:10 000	0,20	до <u>+</u> 0,05	до <u>+</u> 0,15	0,05-0,01	20-100
1:10 000	0,10	до <u>+</u> 0,04	до <u>+</u> 0,07	0,04-0,008	10-50
1:5 000	0,10	до <u>+</u> (0,04-0,03)	до <u>+</u> 0,07	0,03-0,006	10-50
1:5 000	0,05	до <u>+</u> 0,02	до <u>+</u> 0,03	0,02-0,005	5-25
2. Планински район	н				
1:500 000	5	до <u>+</u> 0,5	до <u>+</u> 3,0	25-10	2 500-5 000
1:200 000	2	до <u>+</u> (0,5-0,4)	до <u>+</u> 1,5	10-4	1 000-2 000
1:100 000	2	до <u>+</u> 0,4	до <u>+</u> 1,5	10-4	1 000-2 000
1:100 000	1	до( <u>+</u> 0,3-0,25)	до <u>+</u> 0,7	4-1	500-1 000
1:50 000	1	до <u>+</u> 0,25	до <u>+</u> 0,7	1-0,5	200-500
1:50 000	0,50	до <u>+</u> 0,08	до <u>+</u> 0,35	0,25-0,08	50-250
1:25 000	0,25	до <u>+</u> 0,06	до <u>+</u> 0,20	0,06-0,02	20-100
1:10 000	0,20	до <u>+</u> 0,06	до <u>+</u> 0,15	0,05-0,01	20-100
1:5 000	0,10	до ±(0,06-0,05)	до <u>+</u> 0,07	0,03-0,006	10-50
1:2 000	0,10	до <u>+</u> 0,05	до <u>+</u> 0,06	0,01-0,004	5-25
1:1 000	0,10	до <u>+</u> 0,04	до <u>+</u> 0,05	0,005-0,001	5-25

Систематизираните данни в таблица 1 илюстрират универсализирани изисквания. Следва да се посочат обаче и някои методични постановки, утвърдени при проектирането на гравиметричните снимки. Гъстотата на измервателната мрежа трябва да бъде достатъчна, за да отбележат достоверно особеностите ce на гравитационното поле, които отразяват влиянието на търсените обекти. Тези обекти трябва да се регистрират с не по-малко от три последователни точки. При търсещопроучвателните снимки стъпката (разстоянието между измервателните точки) І по профилите, разположени напречно на простиранието на изучаваните обекти, трябва да бъде минимум 2-3 пъти по-малко от дълбочината до смутителите. При налагането на допълнителни изисквания за целите на количествената интерпретация, гъстотата на измервателната мрежа

#### Таблица 2

і волюта на	измерваттелнатта	а мрежа при м	iku

следва да осигури изменение на силата на тежестта между две съседни точки, която не превишава трикратната точност на измерванията.

Изискванията към гъстотата на измервателната мрежа при магнитопроучвателните работи се определя формално от условния мащаб (Димитров и Ставрев, 1986; Магниторазведка, 1990) - Таблица 2.

За големи територии, какъвто е случаят например с представянето на гравитационната и магнитната карта на България в М 1:100 000, гравитационните и магнитните измервания в отделните участъци са с различна гъстота и точност. Това налага изискванията за удовлетворяване на необходимата кондиция да се оценяват конкретно и в съответствие с поставените задачи.

	Категория на мащаба	Разстояние между профилите, m		Разстояние между
Мащаб на снимката		Вид на Аеромагнитна	снимката Наземна	измервателните точки за наземната снимка, m
1:2 500 000	Дребен	25 000	-	-
1:2 000 000	»	20 000	-	-
1:1 000 000	»	10 000	-	-
1:500 000	Среден	5 000	-	-
1:200 000	»	2 000	2 000	200-400
1:500 000	»	1 000	1 000	100-200
1:50 000	Едър	500	500	50-100
1:25 000	»	250	250	20-50
1:10 000	»	100	100	10-40
1:5 000	»		50	5-20
1:2 000	»		20	5-10
1:1 000	»		10	2-5

# Алгоритъм и компютърна програма за оценка кондицията на гравитационни и магнитни карти

Разработеният алгоритъм е ориентиран към оценка кондицията на измервателни точки в правоъгълен планшет (картен лист). Кондицията се определя за общия случай на мрежа със зададен ъгъл θ на ориентиране на профилите спрямо правоъгълния планшет и зададена елементарна площ, за която се удовлетворяват методическите изисквания за конкретната задача (Фиг. 1). Ако изследваният правоъгълен планшет е в координатната система ХОҮ профилите могат да бъдат ориентирани под ъгъл θ, който е в обхвата от 0 до π.



Фиг. 1. Илюстриране ориентирането на профилите на зададената мрежа спрямо координатната система на изследвания планшет.

Ако разстоянието между профилите е L, а между точките на измерване по профилите е l, елементарната площ ще бъде L  $_{x}$  l. Представянето на тази елементарна площ при  $0 \le \theta \le \pi/2$  се илюстрира на фиг. 2, а при  $\pi/2 < \theta < \pi$  - на фиг. 3. За всяка елементарна площ следва да се определи присъствието или отсъствието на измервателна точка. За двата възможни диапазона на ъгъл  $\theta$  се прилага конкретен подход, като и в двата случая се изследват само "цели" елементарни площи, т.е. непълните елементарни площи по периферията на планшета не се изследват за кондиция.

Подходът за определяне на кондицията на елементарните площи се илюстрира на фиг. 4 и фиг. 5.

Въз основа на приетите обозначения, използуваните разстояния за определяне координатите на елементарните площи са както следва.

За  $0 \le \theta \le \pi/2$  (фиг. 2 и фиг. 4):

$X_L = L / \cos \theta$ ;	$Y_L=L/\sin\theta$
$\Delta X_L = L \cdot \cos \theta$ ;	$\Delta Y_L$ = L . sin $\theta$
$\Delta X_{I} = I \cdot \sin \theta$ ;	$\Delta Y_{I} = I \cdot \cos \theta$

За π/2 < θ < π (фиг. 3 и фиг. 5):

$X_L = L / \cos(180 - \theta)$ ;	Y∟= L / sin (180-θ)
$\Delta X_L = L \cdot \cos(180 - \theta)$ ;	$\Delta Y_L$ = L . sin (180- $\theta$ )
$\Delta X_{l} = 1$ , sin (180- $\theta$ );	$\Delta Y_{I} = I \cdot \cos(180 - \theta)$



# Фиг. 2. Представяне на елементарната площ на мрежата при $0 \le \theta \le \pi/2$

X<sub>L</sub> и Y<sub>L</sub> - разстояния между пресечните точки на профилите съответно с оста X и оста Y на изследвания планшет;

ΔΧ<sub>L</sub> и ΔΥ<sub>L</sub> - разстояния между проекциите съответно на оста X и на оста Y на два последователни профила;

ΔX<sub>1</sub> и ΔY<sub>1</sub> - разстояния между проекциите съответно на оста X и на оста Y на две последователни измервателни точки



Фиг. 3. Представяне на елементарната площ на мрежата при  $\pi/2 < \theta < \pi$ 

X<sub>L</sub> и Y<sub>L</sub> - разстояния между пресечните точки на профилите съответно с оста X и оста Y на изследвания планшет;

 $\Delta X_L$  и  $\Delta Y_L$  - разстояния между проекциите съответно на оста X и на оста Y на два последователни профила;

ΔX<sub>I</sub> и ΔY<sub>I</sub> - разстояния между проекциите съответно на оста X и на оста Y на две последователни измервателни точки



Фиг. 4. Илюстриране на границите на площта, за която се определя кондицията на измервателните точки в изследваната територия при  $0 \le \theta \le \pi/2$ 

Анализът на кондицията за изследвания планшет при  $0 \le \theta \le \pi/2$  (фиг. 2 и фиг. 4) започва от сектор с начални координати  $X_1^{(1)} = 0$  и  $Y_1^{(1)} = Y_L$ .

Последователно се изследват елементарните площи (правоъгълници) ј = 1, 2, 3,..., съответно с върхове в последователност по часовниковата стрелка:

$$X_{j}^{(1)} = X_{j-1}^{(1)} + \Delta X_{l} \qquad Y_{j}^{(1)} = Y_{j-1}^{(1)} + \Delta Y_{l} X_{j}^{(2)} = X_{j}^{(1)} + \Delta X_{l} \qquad Y_{j}^{(2)} = Y_{j}^{(1)} + \Delta Y_{l} X_{j}^{(3)} = X_{j}^{(2)} + \Delta X_{L} \qquad Y_{j}^{(3)} = Y_{j}^{(2)} - \Delta Y_{L} X_{i}^{(4)} = X_{i}^{(3)} - \Delta X_{l} \qquad Y_{i}^{(4)} = Y_{j}^{(3)} - \Delta Y_{l}$$
(1)

Определя се броят P на измервателните точки във всяка елементарна площ. Той може да бъде P ≥ 0 – кондицията се удовлетворява или P = 0 – кондицията не се удовлетворява.

Анализът продължава до последната "пълна" елементарна площ за конкретния сектор, т.е. докато се удовлетворява условието:

$$\left(X_{j}^{(3)} \leq X^{\max}\right) AND \left(Y_{j}^{(2)} \leq Y^{\max}\right) = TRUE$$
(2)

След приключване с този сектор се преминава към следващия, с начални координати  $X_1^{(1)} = 0$ ;  $Y_1^{(1)} = 2Y_L$  и този процес продължава докато се удовлетворява условието  $nY_L < Y^{max}$ .



Фиг. 5. Илюстриране на границите на площта, за която се определя кондицията на измервателните точки в изследваната територия при  $\pi/2 < \theta < \pi$ 

Анализът с преходи по абсцисата на планшета X (фиг. 2 и фиг. 4) започва от сектор с начални координати  $X_1^{(1)} = X_L$  и  $Y_1^{(1)} = 0$ . Последователно се изследват елементарните площи i = 1, 2, 3, ..., съответно с върхове в последователност по часовниковата стрелка:

$$X_{i}^{(1)} = X_{i-1}^{(1)} + \Delta X_{l} \qquad Y_{i}^{(1)} = Y_{i-1}^{(1)} + \Delta Y_{l} \\ X_{i}^{(2)} = X_{i}^{(1)} - \Delta X_{L} \qquad Y_{i}^{(2)} = Y_{i}^{(1)} + \Delta Y_{L} \\ X_{i}^{(3)} = X_{i}^{(2)} + \Delta X_{l} \qquad Y_{i}^{(3)} = Y_{i}^{(2)} + \Delta Y_{l} \\ X_{i}^{(4)} = X_{i}^{(3)} + \Delta X_{L} \qquad Y_{i}^{(4)} = Y_{i}^{(3)} - \Delta Y_{L}$$

$$(3)$$

Анализът продължава до последната "пълна" елементарна площ за конкретния сектор, т.е. докато се удовлетворява условието:

$$\left(X_{i}^{(4)} \leq X^{\max}\right) AND \left(Y_{i}^{(3)} \leq Y^{\max}\right) = TRUE$$
(4)

След приключване с този сектор се преминава към следващия, с начални координати  $X_1^{(1)} = 2X_L$ ;  $Y_1^{(1)} = 0$  и този процес продължава докато се удовлетворява условието m $X_L$  <  $X^{max}$ .

Алгоритъмът за оценка на кондицията при  $\pi/2 < \theta < \pi$ (фиг. 3 и фиг. 5) е разработен при аналогичен подход като анализът започва от сектор с начални координати  $X_1^{(1)} = 0$ и  $Y_1^{(1)} = Y^{max} - Y_L$ . Последователно се изследват елементарните площи j = 1, 2, 3,..., съответно с върхове в последователност по часовниковата стрелка:

$$X_{j}^{(1)} = X_{j-1}^{(1)} + \Delta X_{l} Y_{j}^{(1)} = Y_{j-1}^{(1)} - \Delta Y_{l} X_{j}^{(2)} = X_{j}^{(1)} + \Delta X_{L} Y_{j}^{(2)} = Y_{j}^{(1)} + \Delta Y_{L} X_{j}^{(3)} = X_{j}^{(2)} + \Delta X_{l} Y_{j}^{(3)} = Y_{j}^{(2)} - \Delta Y_{l} X_{j}^{(4)} = X_{j}^{(3)} - \Delta X_{L} Y_{j}^{(4)} = Y_{j}^{(3)} - \Delta Y_{L}$$

$$(5)$$

Анализът продължава до последната "пълна" елементарна площ за конкретния сектор, т.е. докато се удовлетворява условието:

$$\left(X_{j}^{(3)} \leq X^{\max}\right) AND\left(Y_{j}^{(4)} \geq 0\right) = TRUE$$
(6)

След това се преминава към следващия сектор, с начални координати  $X_1{}^{(1)}$  = 0 ;  $Y_1{}^{(1)}$  =  $Y_{\text{max}}$  -  $2Y_L$  и този процес продължава докато се удовлетворява условието  $nY_L < Y^{\text{max}}.$ 

Аналогично, анализът с преходи по абсцисата на планшета (фиг. 3 и фиг. 5) започва от сектор с начални координати  $X_1^{(1)} = X_L$  и  $Y_1^{(1)} = Y^{max}$ . Последователно се изследват елементарните площи i = 1, 2, 3,..., съответно с върхове в последователност по часовниковата стрелка:

$$\begin{array}{l} X_{i}^{(1)} = X_{i-1}^{(1)} + \Delta X_{l} & Y_{i}^{(1)} = Y_{i-1}^{(1)} - \Delta Y_{l} \\ X_{i}^{(2)} = X_{i}^{(1)} + \Delta X_{l} & Y_{i}^{(2)} = Y_{i}^{(1)} - \Delta Y_{l} \\ X_{i}^{(3)} = X_{i}^{(2)} - \Delta X_{L} & Y_{i}^{(3)} = Y_{i}^{(2)} - \Delta Y_{L} \\ X_{i}^{(4)} = X_{i}^{(3)} - \Delta X_{l} & Y_{i}^{(4)} = Y_{i}^{(3)} + \Delta Y_{l} \end{array} \right\}$$
(7)

Анализът продължава до последната "пълна" елементарна площ за конкретния сектор, т.е. докато се удовлетворява условието:

$$\left(X_{i}^{(2)} \leq X^{\max}\right) AND \left(Y_{i}^{(3)} \geq 0\right) = TRUE$$
(8)

След приключване с този сектор се преминава към следващия, с начални координати  $X_1^{(1)} = 2X_L$ ;  $Y_1^{(1)} = Y^{max}$  и този процес продължава докато се удовлетворява условието  $mX_L < X^{max}$ .

Следва да се отбележи, че началото на координатната система за планшета като X=0 и Y=0 се приема условно за описание на възприетия подход при разработването на алгоритъма. В програмата началото на координатната система съответствува на X = X<sup>min</sup> и Y = Y<sup>min</sup>.

Блок схемата на съставената програма за оценка на кондицията на гравитационните и магнитни карти е показана на фиг. 6.



Фиг. 6. Обобщена блок схема на съставената компютърна програма за оценка на кондицията на гравитационните и магнитни карти

#### Заключение

Съставен е алгоритъм и е разработена компютърна система за оценка плътността на разпределение (кондицията) на измервателни точки в правоъгълен планшет (картен лист). Системата е разработена за разновариантна оценка на кондицията на измервателните точки в картните листове на магнитната карта на България в мащаб 1:100 000. Тя може да се използва за оценка на кондицията на гравиметричните и магнитни карти в зависимост от поставената целева задача:

- за мрежа със зададен ъгъл θ на ориентиране на профилите спрямо правоъгълния планшет;
- при зададена елементарна площ, за която се удовлетворяват методическите изисквания.

Приложеният подход и програмните модули позволяват компютърната система да се използва за

оценка кондицията на фактическия материал за всички геофизични и други карти.

# Литература

Димитров, Л. 1976. Гравипроучване. С., Техника, 290 с.

- Димитров, Л., П. Ставрев. 1986. *Магнитни методи в* геофизиката. С., МНП, 433 с.
- Справочник геофизика. Гравиразведка. 1981. М., Недра, 397 с.
- Справочник геофизика. Магниторазведка. 1990. М., Недра, 470 с.

Препоръчана за публикуване от Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

# НОВИ МАТЕРИАЛИ И ТЕХНОЛОГИИ В ГАЗОСНАБДЯВАНЕТО

# Георги Николов<sup>1</sup>, Мартин Бояджиев<sup>2</sup>, Иван Савов<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700, България

<sup>2</sup> Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", София 1700, България, martinb@mgu.bg

<sup>3</sup> "ГАЗТЕК БГ" АД

**РЕЗЮМЕ.** В доклада са изследвани възможностите за използване на нови сертифицирани материали за газопроводни инсталации. Разгледани са и нови технологични процедури позволяващи по-широко прилагане на медни тръби за газови инсталации. Представени са нови за условията на България възможности за газоснабдяване на битови потребители чрез използване на компресиран природен газ. Оценена е ефективността от използваните на нови технологии.

#### NEW MATERIALS AND TECHNOLOGIES IN THE GAS SUPPLIES Georgy Nikolov<sup>1</sup>, Martin Boyadjiev<sup>2</sup>, Ivan Savov<sup>3</sup>

<sup>1</sup>University of Mining and Geology, Sofia 1700, Bulgaria <sup>2</sup>University of Mining and Geology, Sofia 1700, Bulgaria, martinb@mgu.bg <sup>3</sup>"GASTEK BG" Ltd.

# Въведение

Практиката при съвременното строителство на газоразпределителни мрежи и газови инсталации се характеризира с използване на високи технологии и съвременни материали.

Техническите норми и правила за газоснабдяване в България са едни от най-строгите по отношение на използваните материали и технологии. Само до преди две години в газовите инсталации се допускаше използването единствено на стоманени тръби от ниско въглеродни или нисколегирани стомани и то само чрез заваряване.

През 2004 година с участието на авторите на статията бе разработена нормативна уредба (Наредба 6), позволяваща използването на безшевни медни тръби, свързването, на които може да се осъществява чрез спояване с подходящи припои. Освен това новата нормативна база допусна за изграждането на СГИ да се използват и тръби от други материали специфицирани за природен газ.

Тези промени се отразиха изключително благоприятно върху технологичността при изграждане на газови инсталации главно в битовия и общественоадминистративния сектор.

В настоящия доклад нашите изследвания са в следните направления:

- използване на механични съединения за изграждане на газови инсталации от медни тръби;
- използване на нови неметални материали за изграждане на газови инсталации (PVC, PE-HD, PEX);

 използване на бутилкови газови инсталации позволяващи газоснабдяване на потребители отдалечени от газо-разпределителната мрежа.

# Изграждане на газови инсталации от медни тръби

Изграждането на газопроводни инсталации за природен газ с медни тръби е отдавна известно и прилагащо се с успех от десетки години. Разликата е главно в методите на съединяване на медните газопроводи. В страни като Англия и Холандия за изграждане на газопроводни инсталации в сгради медните тръби могат да бъдат споени с твърд или мек припой, свързани чрез резбови съединения или чрез компресионни фитинги.

В България както и в Германия и Франция свързването на медните тръби се извършва чрез газокислородно спояване, но задължително с твърди припои (Тт>450 С).

Това усложнява технологичния процес и използваната заваръчна техника, но независимо от това не се отразява неблагоприятно върху разширяващото се използване на медните тръби за газопроводни инсталации. Това е естествено като се има в предвид предимствата им пред стоманените тръби.

За газопроводните инсталации се използват само безшевни тръби и фитинги произведени от разкиселена с фосфор мед (Cu + Ag >99.90 %; 0.015<P<0.040 %) съгласно EN 1057. Безшевните тръби по този стандарт са меки, полутвърди и твърди табл.1.
Таблица 1

Тръба	Външен диаметър, mm	Якост на опън, МРа	Удълже- ние, %
Мека	6 <d<54< td=""><td>220</td><td>40</td></d<54<>	220	40
Полу- твърда	6 <d<54 6<d<159< td=""><td>250</td><td>30 20</td></d<159<></d<54 	250	30 20
Твърда	6 <d<267< td=""><td>290</td><td>3</td></d<267<>	290	3

При спояването на медни газопроводи интерес представлява оптимизирането на капилярното спояване с твърди припои. В това отношение бяха изследвани и внедрени апаратури за газо-кислородно спояване, които използват за горим газ пропан-бутан и твърди Сu-Р припои с относително ниско съдържание на сребро (5-7 % Ag). При използването на тази технология се получава качествено свързване на капилярно споените медни тръби и фитинги (Савов и др.).

Освен използване на по-технологични горими газове и припои при изграждането на медни газопроводи през последните години се създадоха нормативни възможности и за използване на механични съединения за тръби до 42 мм и на компресионни фитинги.

Изследвани бяха компресионни фитинги за медни газопроводи за природен газ (G-Gas) с SC-contur (SC= safety connection) с диаметри 12-54 mm. При тези връзки се използват и специални гумени уплътнения от акрил-нитрил бутадиенов каучук (HNBR).

Проведените изпитвания на якост и плътност под налягане напълно удовлетворяват нормативните изисквания за газови инсталации.

За този начин на изграждане най-подходящи са твърдите медни тръби. Прилагането на тези технологии е облекчено и от наличието на пазар на различни конструкции инструменти, всички гарантиращи качествени компресионни съединения.

Основните предимства на металните тръбни прес системи с "SC-contur" съпоставени със спояването на медните тръби са:

- много по-лесното й усвояване и по-добра технологичност;
- намаляване на времето на монтаж и съответно на монтажните разходи.

## Газови инсталации от неметални тръби (PVC, PE-HD, PEX)

Другото основно направление се отнася главно до разширяване на използването на тръби от пластмаса: пластифициран поливинилхлорид **PVC**, полиетилен – висока плътност **PE-HD** и омрежен полиетилен **PEX** вместо медни тръби за изграждане на сградни газови инсталации. Тръбопроводните системи изпълняват такива важни функции като пренос и разпределение на природен газ, топлинна енергия, топла вода. Пазарният дял на пластмасовите тръбите в Европа се очаква да остане над 70% във все по-конкурентната среда и през следващите десетилетия. Анализът на търговията с тръби и тръбопроводни системи показва, че успехът зависи от няколко важни показатели. Високите технически качества и конкурентната цена например са от тези характеристики, които поставят продуктите сред най-продаваните.

Пазарният успех на РVС тръбите е индикатор за това, че този материал задоволява редица потребителски интереси по чисто конкурентен начин. За да продължи успешната търговия и в бъдеще, необходима е обобщаваща и мултикритериина гледна точка на цялостния жизнен цикъл на тръбопроводните системи.

В публикацията е дискутиран екологичния профил на тръбопроводните системи, показани са резултатите от уникално засега изследване на устойчивостта на РVС и РЕ тръбопроводни системи и са оценени екологичните последици от тяхното приложение (Радев, Бояджиев, 2004).

На фигура 1 са показани резултатите от изследвания за материали за тръби, използвани в газопреносната мрежа по техни екопоказатели (APME 98).



#### СО2 еквивалент при производство и СМР на газопроводи, кг

Фиг. 1.

По отношение на показателя "потенциал на глобалното затопляне", PVC системата е сравнима с полиетиленовата, като и двете съвсем ясно превъзхождат стоманата.

Анализирайки екопоказателите на тръбопроводните системи, следва да се подчертае, че "производството на материалите" е с най-голям относителен дял и в трите анализирани варианта. Освен това, като тенденция изследването показва, че с нарастването на диаметъра на тръбите екологичните показатели на полимерните (PVC и полиетилен) материали нараства с по-бързи темпове в сравнение със стоманените. От особен интерес при изграждането на газови инсталации е технологията на свързване на тръби от РЕ-НD и РЕХ чрез компресионни фитинги.

Технологията е подобна на свързването на медните тръби. Разработени са и се предлагат метални компресионни фитинги за природен газ за свързване на тръби от РЕ от 20 до 63 mm при използване на подходящи инструменти. Свързаните по този начин механични съединения издържат на налягане до 0.4 МРа.

Основното предимство на тази технология е по-голямата бързина и по-евтините и оперативни инструменти, което се отразява благоприятно върху монтажните разходи сравнени с разходите за заваряване.

Що се отнася до възможностите за използването на тръби от омрежен полиетилен **PEX** за сградни газопроводни инсталации освен свързването им чрез компресионни фитинги може да се използва и технология основаваща се на специфичните свойства на този материал, намерил вече приложение за изграждане на водопроводни и отоплителни инсталации.

Разработени са ново поколение тръби от PEX от фирмата Uponor WIRSBO АВ Швеция, а именно WIRSBOeval PEX, които са с допълнителна дифузионна бариера (0.075-0.125 mm).

Тръбите от този материал, които са сертифицирани за газ са жълти на цвят и се произвеждат се с размери: 16x2,2; 20x2.8; 25x3.5; и 32x 4.4 mm.

За изграждането на СГИ с тези тръби за всеки един от посочените диаметри са сертифицирани и обсадни тръби (черни, гофрирани) с определени размери.

При изграждането на СГИ се използват традиционната система с тройници и колекторната система, като всяка от тях има своите предимства.

За свързването на тръбите могат да се използват метални или специални полисулфонови фитинги (PSU) (Amoco-USA).

Примерни схеми на газови инсталации от PEX са показана на фигура 2.



Фиг. 2.

Където на позиция 1 е означен колекторът с термоклапан, 2 са кранове с предпазни клапани, 3 са тръбите от РЕХ, на позиция 4 са означени бързите връзки с газовите уреди.

В посочената схема на фигура 2 е монтиран термичен предпазител прекъсващ захранването с газ при температура над 90 градуса, а на изхода преди сферичния кран са монтирани отсекатели, задействащи се при изтичане на газ от газопроводната линия.

Освен това за захранването на отделните консуматори са монтирани стенни колектори за бързи връзки с интегрирани отсекатели. Тази система на изграждане не само е най-високо технологично ниво, но е и изключително обезопасена и напълно може да допълни съществуващите технологии за изграждане на СГИ с тръби до 32 mm.

От гледна точка на бъдещото развитие, необходимостта от интегриране на техническите, икономическите, социалните и екологичните аспекти на концепцията на устойчивото развитие придобиват все по-голяма важност. Използването на пластмаси в производството на тръби вече отговаря на изискванията на модела на устойчивото развитие и притежава потенциал (икономичност, трайност, преработка, рециклиране) за бъдещо развитие. В смисъла на устойчивото развитие икономическата ефективност, комбинирана с технически и екологични качества, представляват добра възможност за компаниите и обществото като цяло. Тръби от РЕХ успешно се използват за газови инсталации от години в страни, като Холандия.

#### Бутилкови газови инсталации

Бутилковите инсталации за природен газ са промишлени или сградни газови инсталации, при които захранването с компресиран природен газ се извършва от две и повече бутилки.



Представената на фигура 3 инсталация е от този тип и позволява потребителя да използва високо технологично и екологично гориво като природния газ, без да е свързан с газоразпределителната мрежа. Основните възли в системата са батерията от бутилки за съхраняване на природния газ и редуциращото звено, понижаващо налягането до допустимото за газовата инсталация.

Икономическата ефективност от използването на различни горива е представена във фигура 4. [OVERGAS]





Фиг. 4.

Препоръчана за публикуване от Катедра "Сондиране и добив на нефт и газ", ГПФ С разгледаните в доклада нови технологични системи и материали и с доказаната им пригодност за СГИ се надяваме да допринесем за разширяване и развитие на вариантите за изграждане на газови инсталации в България и за подобряване на експлоатационната им безопасност.

#### Литература

- Наредба 6. "Технически правила и нормативи за проектиране на обекти и съоръжения за природен газ", ДВ, бр. 107/7.12.2004 г.
- Радев, Ю., М. Бояджиев. 2004. Нови технологии в петролния бизнес и производството на РVС тръбопроводи. Варна 2004, Международна конференция "Проблеми на нефта и газа".
- Савов, И., М. Бояджиев, Г. Жайгаров. Технологии за изграждане на газопроводни инсталации за природен газ.
- APME 98. I. Bounstead, Polyvinyl Chloride. In Eco-profiles of the European Polymer Industry.
- www.government.bg. Правителство на република България: Енергетика и енергийни ресурси, 2003.

www.overgas.bg.

## КОЕФИЦИЕНТ НА ПОЛЯРИЗУЕМОСТ НА ОСНОВНИ ВИДОВЕ СКАЛИ ОТ УЧАСТЪК ЦАР АСЕН – ПАНАГЮРСКИ РУДЕН РАЙОН

## Р. Радичев, С. Димовски

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

**РЕЗЮМЕ.** За участъка на Цар Асен – Панагюрски руден район геоложкият разрез до преминатите от повечето сондажи дълбочини е изграден от андезити, андезитови туфи и андезитова лавобрекча. В геоложкия строеж участват също дацити, гранодиоритови порфирити и в по-малка степен гранити и гнайси Анализират се данни за коефициента на поляризуемост, получени от измерванията в катедра "Приложна геофизика" и други организации. Вниманието е насочено главно към обработката на данните от измерванията на проби от ядката на 8 сондажа (С - 28, С - 30, С - 36, С - 48, С - 256, С - 261, С - 262 и С -265). Изследванията включват статистически анализ на стойностното разпределение на коефициента на поляризуемост за различните видове скали. За четири от сондажите пробите са разпределени през равни интервали и за тях са построени диаграми на разпределението на поляризуемостта във функция от дълбочината Н на сондажа. Установено е, че повишените стойности на коефициента на поляризуемост се обуславят от присъствието на минерали с електонна електропроводност.

## INDUCED POLARIZATION PROPERTIES OF THE MAIN ROCK TYPES IN THE TSAR ASSEN AREA – PANAGYURISHTE ORE REGION

R. Radichev, S. Dimovski - University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700

**ABSTRACT**. The geological section in the Tsar Assen area – Panagyurishte ore region down to the depth reached by most of the boreholes is built of andesites, andesite tuffs, and andesite volcanic breccia. In the geological structure are also participating dacites, granodiorite-porphyrites, and in a smaller extent granites and gneisses. Data from induced polarization (IP) measurements performed by the Department of Applied Geophysics, University of Mining and Geology, Sofia and other organizations are summarized. Principal attention is paid towards the processing of data from laboratory measurements on rock samples of drill core from eight boreholes (C - 28, C - 30, C - 36, C - 48, C - 256, C - 261, C - 262 and C - 265). Statistical analysis is applied for estimating the IP per cent values distribution of the main rock types. The drill cores from four of the boreholes are split into sample packs for equidistant intervals and are used for creating charts revealing the density distribution as a function of the borehole depth. It is observed that the high IP per cent values are caused by the presence of minerals having electronic conduction.

## Въведение

Геоложкият разрез до преминатите от повечето сондажи дълбочини в участъка на Цар Асен е изграден доминиращо от андезити, андезитови туфи и андезитова лавобрекча. В геоложкия строеж участват също дацити, гранодиоритови порфирити и в по-малка степен гранити и гнайси. Анализират се данни за плътността, получени от измерванията в катедра "Приложна геофизика" и други организации. Основното вниманието е насочено към обработката на данните от измерванията на проби от ядката на 8 сондажа (С - 28, С - 30, С - 36, С - 48, С - 256, С- 261, С - 262 и С - 265).

## Поляризуемост на основните видове скали

Анализът на получените стойности за коефициента на поляризуемост за изследваните основни видове скали показва, че всички се групират главно в интервала 1-5%, като почти винаги се наблюдават аномални завишени стойности, които са свързани главно с присъствието на минерали с електронна проводимост. Следва да се отбележи, че коефициентът на поляризуемост много бързо нараства и при незначителни съдържания на тези минерали, които в повечето случаи не са отразени в петрографската характеристика на пробите. При оценка на статистическата характеристика на разпределението на параметъра аномалните стойности са изключени от общия брой N на пробите. Систематизирани данни на коефициента на поляризуемост за основните видове скали в участък "Цар Асен", Централно Средногорие – брой на пробите, включените в извадката за статистически анализ, диапазон на изменение, средна стойност, стандартно отклонение, асиметрия и ексцес са представени в таблица 1. Данните от таблицата се допълват и детайлизират от построените хистограми.

Диоритите се характеризират с разпределение на коефициента на поляризуемост в тесни граници (1,22-3,36%) и средна стойност на параметъра 2,39%. Хистограмата (Фиг. 1) добре отразява отрицателните стойности на асиметрията и ексцеса.

Представителен брой проби от гранодиоритови порфирити (N=26) са изследвани за сондаж С-28. Хистограмите за пълната съвкупност (N=26) и за пробите със стойности на параметъра  $\eta$ >5% са представени на

фигура 2. Те добре илюстрират влиянието на отделните проби, които съдържат минерали с електронна проводимост и се обособяват с аномално високи стойности. Включването в анализираната съвкупност и на тези аномални стойности се отразява върху всички статистически параметри (например стандартното отклонение s нараства около 3 пъти).

#### Таблица 1

Систематизирани данни за коефициента на поляризуемост  $\eta$  на основните видове скали в района на обект "Цар Асен", Централно Средногорие – брой на пробите, включени в извадката за статистически анализ (N), общ брой на пробите ( $N_{\Sigma}$ ), диапазон на изменение ( $\eta^{min}$  -  $\eta^{max}$ ), средна стойност ( $\eta^{-}$ ), стандартно отклонение (s), асиметрия (A) и ексцес (E).

Вид на скалата	Разкрития или № на сондажа	Брой на пробите, N (N <sub>Σ</sub> )	η <sup>min</sup> - η <sup>max</sup> %	Средна стойност 	Стандартно отклонение s, %	Асиметрия (A)	Ekcuec (E)
Диорит         Σ (Сондажи и разкрития)           Гранодиоритов порфирит         С-28		19	1,22 - 3,36	2,39	0,62	-0,42	-0,7
		20 (26)	1,22 - 4,62	2,65	0,94	0,39	-0,24
	C-28	41 (46)	0,72 - 4,27	1,99	0,78	3,2	2.1
	C-261	19	0,26 - 4,93	1,47	1,08	3,45	4,51
Андезит	C-262	24 (25)	0,48 - 3,43	1,18	0,7	3,36	3,35
	C-265	47	0,55 - 2,68	1,33	0,58	1,92	-0,49
	Σ	163 (170)	0,26 - 4,88	1,4	0,85	0,26	4,88
Андезитова лавобрекча	Σ (сондажи и разкрития)	44 (48)	0,39 - 4,2	1,62	0,82	2,3	1,16
Андезитов туф	Σ (сондажи и разкрития)	20 (22)	0,53 - 4,89	2,32	1,29	1,12	-0,57
Дацит	$\Sigma$ ( сондажи и разкрития )	137 (140)	0,47 - 4,5	2,06	0,92	2,28	0,64
Гранит	∑ (сондажи и разкрития )	103 (106)	0,26 - 3,89	2,11	0,66	-0,48	0,92
Гнайс	Σ ( сондажи и разкрития)	57 (58)	1,23 - 3,63	2,19	0,3	1,5	0,14



Фиг. 1. Хистограма на разпределението на коефициента на поляризуемост η за диоритите; броят на пробите и основните статистически параметри на разпределението са показани в таблица 1

Хистограмите на разпределението на коефициента на поляризуемост на андезитите за отделни сондажи и за пълната съвкупност се илюстрират на фигура 3. На всички хистограми основното групиране е в интервала 0,5-3 %.

При включване в анализа и на пробите с аномално високи стойности, които достигат до 17,3%, закономерно средната стойност, стандартното отклонение и положителната асиметрия нарастват. Например за пълната съвкупност от 170 проби тези статистически параметри съпоставимо са както следва:

	η	S	A
N <sub>(η &lt; 5%)</sub> = 163	1,4	0,85	0,26
N <sub>Σ</sub> = 170	1,81	2,25	24,5
Относително нарастване, %	29	165	928

С-28, гранодиоритов порфирит



Фиг. 2. Хистограми на разпределението на коефициента на поляризуемост  $\eta$  за гранодиоритовите порфирити: а – пълна съвкупност (N<sub>2</sub> = 26,  $\eta$  = 3,88%, s = 2,95%); б – проби с  $\eta$  <5% (N=20,  $\eta$  = 2,65%, s = 0,94%).



Фиг. 3. Хистограми на разпределението на коефициента на поляризуемост η за андезитите от сондажите С - 28, С - 261, С - 262 и С - 265 и за пълната съвкупност; броят на пробите и основните статистически параметри на разпределението са показани в таблица 1

Дацити са разкрити главно в два от изследваните сондажи – С-30 и С-36.

Хистограмите на разпределението на коефициента на поляризуемост за дацитите, гранитите и гнайсите за проби от сондажи и разкрития се илюстрират на фигури 4, 5 и 6.



Фиг. 4. Хистограма на разпределението на коефициента на поляризуемост η за дацитите



Фиг. 5. Хистограма на разпределението на коефициента на поляризуемост n за гранитите



Фиг. 6. Хистограма на разпределението на коефициента на поляризуемост поляри поляризуемост поляризуемост поляризуемост поляризуемос

И за трите вида скали хистограмите отразяват разпределение по нормалния закон със слабо изразена асиметрия и положителен ексцес. И за трите петрографски вида средните стойности на коефициента на поляризуемост са около 2 %.

# Разпределение на коефициента на поляризуемост в геоложкия разрез на изследвани сондажи

За четири от изследваните сондажи пробите са разпределени през равни интервали (С-28, С-30, С-36 и С-265). За тези сондажи са построени диаграми на разпределението на плътността, магнитната възприемчивост и коефициента на поляризуемост във функция от дълбочината Н на сондажа.

Диаграмата на разпределение на коефициента на поляризуемост за геоложкия разрез на сондаж C-28 е показана на фигура 7.



Фиг. 7. Разпределение на коефициента на поляризуемост  $\eta$  ( в % ) в сондаж No 28

Сондажът е изграден от андезит и гранодиоритов порфирит. За андезита коефициентът на поляризуемост е около 1-3 %, като пробите, определени при петрографската характеристика като окварцен андезит имат аналогично разпределение на коефициента на поляризуемост Това се констатира от статистическия анализ и съответно двете групи (андезит и окварцен андезит) се представят в обща съвкупност (табл. 1, Фиг. 3). Гранодиоритовият порфирит се характеризира със сравнително по-висок коефициент на поляризуемост. който доминиращо е в границите на 2-5 %. Това се констатира и от статистическите характеристики на разпределението на параметъра при двата вида скали. За целия сондаж и главно за интервала 240-290 m се отделят участъци с аномално високи стойности на коефициента на поляризуемост, които достигат за отделни проби до 15% и повече. Това е свързано с наличието на минерали с електронна проводимост, които не са отразени при петрографската характеристика на образците.

Диаграмата на разпределение на коефициента на поляризуемост за геоложкия разрез на сондаж С-30 е показана на фигура 8. Изследваният през 5 m дълбочинен интервал 55-180 m е изграден от дацит и андезитов туф Коефициентът на поляризуемост и за двата петрографски вида е 1-3 %. Само за дълбочина 160 m е измерена аномално висока стойност.



Фиг. 8. Разпределение на коефициента на поляризуемост  $\eta$  (в %) в сондаж No 30, обект "Цар Асен" – Панагюрски руден район

Разпределение на коефициента на поляризуемост за геоложкия разрез на сондаж С-36 е показано на фигура 9. Изследваният през 5 m дълбочинен интервал (90-420 m) е изграден изцяло от дацит. Коефициентът на поляризуемост за сондажа е в границите на 0,5-4,5 % и не се констатира присъствието на аномално високи стойности. Разпределението в целия сондаж отразява

статистическите характеристики за изследваната съвкупност от проби (сондажи и разкрития) – таблица 1, фигура 4.





Диаграмата на разпределение на коефициента на поляризуемост за геоложкия разрез на сондаж C-265 е показана на фигура 10. Изследваният през 5 m дълбочинен интервал 20-700 m е изграден от андезити. До дълбочина 400 m доминират ниски стойности на коефициента, които са главно в диапазона 0,5-1 %. Сравнително еднозначно се отделя интервалът (400-470 m), характеризиран от петрографската характеристика на образци като андезит с впръслеци от пирит. Той се отделя на диаграмата с относително повишени стойности на коефициента на поляризуемост – около 4-5%. И под този интервал стойностите на коефициента на поляризуемост остават сравнително по-високи спрямо средната стойност за сондажа – 1,33% (табл. 1). Този интервал обуславя и добре изразената върху хистограмата (Фиг. 3) дясна асиметрия на разпределението.



Фиг. 10. Разпределение на коефициента на поляризуемост · (в %) в сондаж No 265, обект "Цар Асен" – Панагюрски руден район

## Заключение

Съвкупният анализ на статистическото разпределение на коефициента на поляризуемост за различните видове скали и съставените графични илюстрации позволява да се направят някои обобщения.

• Коефициентът на поляризуемост за основните видове скали, изграждажи геоложкия разрез на участък Цар Асен – Панагюрски руден район (диорити, гранодиоритови порфирити, андезити, дацити, гранити и гнайси), се изменя в относително малки граници. Средната фонова стойност на параметъра е 1,0-2,5%: с относително най-високи стойности могат да се отделят гранодиоритовите порфирити ( $\overline{\eta}$  =2,65%) и диоритите ( $\overline{\eta}$  =2,39%); най-ниски стойности са характерни за андезитите ( $\overline{\eta}$  =1,4%); между тези две групи с относително средни фонови стойности на коефициента на поляризуемост се разполагат дацитите ( $\overline{\eta}$  =2,06%), гранитите ( $\overline{\eta}$  =2,11%) и гнайсите ( $\overline{\eta}$  =2,19%).

Зa широко разпространените петрографски модификации (разновидности) на андезита ce установяват определени закономерности: окварцяването не се отразява върху коефициента на поляризуемост; андезитовите лавобрекчи имат относително по-висок коефициент на поляризуемост ( n =1,62%); андезитовите туфи коефициентът на поляризуемост нараства ( η =2.32) И по този параметър те ce идентифицират с диоритите.

• Присъствието в скалите на минерали с електронна проводимост допринася за аномално нарастване на коефициента на поляризуемост. В повечето случаи присъствието на тези минерали не е отбелязано при петрографската характеристика на образците, което е индикация за много малки съдържания.

 Получените статистически характеристики на разпределението на коефициента на поляризуемост за основните видове скали, изграждащи участък Цар Асен -Панагюрски руден район, е предпоставка за оценка на възможностите за използване на този параметър при геолого-геофизичното картиране, търсенето и проучването на рудни полезни изкопаеми.

## Литература

- Справочник геофизика. Електроразведка. Книга вторая. 1989. М., Недра, 378 с.
- Telford, W., L. Geldart, R. Sheriff, D. Keys. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press.

Препоръчана за публикуване от Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

## МАТЕМАТИЧЕСКИ МОДЕЛИ ЗА ПРОГНОЗИРАНЕ НА ЗАМЪРСЯВАНЕТО НА ПОДЗЕМНИТЕ ВОДИ В РАЙОНА НА АГРОБИОХИМ, СТАРА ЗАГОРА ЧАСТ 1. МОДЕЛ НА ХИДРОДИНАМИЧНИТЕ УСЛОВИЯ ЗА ДВИЖЕНИЕ НА ЗАМЪРСИТЕЛИТЕ В КВАТЕРНЕР-НЕОГЕНСКИЯ ВОДОНОСЕН ХОРИЗОНТ

## Николай Т. Стоянов, Чавдар П. Гюров

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

**РЕЗЮМЕ.** Изградената в последните 50 години индустриална зона на изток от гр.Стара Загора е един от най-големите замърсители на околната среда в регионален план. За прогнозиране на замърсяването на подземните води е съставен тримерен математически модел на условията за движение на замърсителите в основната хидрогеоложка единица в района – кватернер-неогенския водоносен хоризонт. При разработването на модела е използван детерминистичен подход за симулиране на филтрационната нееднородност на природния обект. Калибрирането на съставения модел е направено спрямо измерените напори в голям брой мониторингови пунктове. За минимизиране разликата между изчислените и измерените напори са варирани стойностите на коефициента на филтрация в моделните пластове (или в отделни техни части), на скоростта на инфилтрационно подхранване от валежите и на скоростта на инфилтрация на води под дъното на повърхностните водоеми. Посредством сравнителен анализ на получените вариантни решения е определен и основният хидродинамичен модел на кватернер-неогенския водоносен хоризонт, който най-точно симулира реалните хидрогеложки условия.

## MATHEMATICAL MODELS FOR PROGNOSTICATING GROUNDWATER POLLUTION IN THE REGION OF AGROBIOCHIM, STARA ZAGORA. PART 1. MODEL OF THE HYDRODYNAMIC CONDITIONS FOR MIGRATION OF POLLUTANTS IN THE NEOGENE-QUATERNARY AQUIFER COMPLEX

Nikolay T. Stoyanov, Chavdar P. Gyurov

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

ABSTRACT. The industrial zone, developed in the last 50 years to the east of Stara Zagora, is, in a regional plan, one of the biggest sources of pollutants to the environment. A 3-D mathematical model is developed for prognosticating groundwater pollution in this area. It reproduces the groundwater flux structure under the specific conditions of the main hydrogeological unit in the region – the Neogene-Quaternary aquifer complex. The model is based on the deterministic approach in order to simulate the filtration heterogeneity of the natural feature with a maximum reliability. The calibration of the developed model is performed in respect to the measured hydraulic heads in a big number of observation points. Different values for the hydraulic conductivity of the model layers (or of specific zones of these layers), for the rate of precipitation recharge, and for the infiltration rate of waters from the bottom of surface reservoirs are tried in order to minimize the discrepancy between calculated and measured hydraulic heads. The basic flow model of the Neogene-Quaternary aquifer complex is determined after a comparative analysis of the obtained solution variants. The selected model simulates in the most precise way the real hydrogeological conditions.

## Въведение

Изградената в последните 50 години индустриална зона на изток от гр. Стара Загора в регионален план представлява един много голям замърсител на всички елементи на околната среда, в т.ч. и на основната хидрогеоложка единица в района - кватернер-неогенския водоносен хоризонт. Резултатите от проведените специализирани проучвания И мониторинговите наблюдения дават основание да се приеме, че основният източник на замърсяване на подземните води е сгуропепелното езеро (СПЕ), в което се натрупва пепелината от ТЕЦ "Стара Загора" и се заустват производствените води от канализационната мрежа на промишлената зона. Тези води съдържат много широк спектър от конвенционални и токсични замърсители съединения на азота, сулфати, фосфати, хлориди, капролактам, нефтопродукти, тежки метали и др. Немалка част от тях се инфилтрират под дъното на СПЕ и

необлицованите канали, като водят до значителни промени в състава и качествата на плитко залягащите подземни води. Посредством числено моделиране на условията за разпространение на замърсителите в подповърхностното пространство е изготвена една попрецизна прогноза за развитието на процесите на замърсяване, обхванали кватернер-неогенския водоносен хоризонт. Моделирането включва разработването на един основен хидродинамичен модел и два миграционни модела. Хидродинамичният модел представлява тримерна математическа симулация на структурата на подземния която детерминира пространственото поток разпределение на хидравличните градиенти, скоростите и водните количества в границите на моделната област. Той е използван като основа при съставянето на двата миграционни модела, с които се прогнозира поведението на несорбируемите и силно сорбируемите замърсители.

Първата част на статията е посветена на въпросите свързани с композирането и калибрирането на

хидродинамичния модел, като са представени основните моменти съдържащи се в концептуалния модел и поважните резултати от направения воден баланс. Във втората част са разгледани двата миграционни модела и получените с тях прогнозни решения.

## Концептуален модел

Изследваният район е разположен на изток от гр. Стара Загора на площ около 35 km<sup>2</sup>. Той заема територията между кв. Зора от запад и Коленска река от изток. Северната граница се маркира от пътя Стара Загора-Бургас, а на южната – от линията минаваща през с. Могила и с. Преславен (фиг. 1).



Фиг. 1. Хидродинамична карта към месец октомври 2004 г.

При съставянето на концептуалния модел са използвани резултатите от проведените през последните няколко десетилетия инженерно-геоложки И хидрогеоложки проучвания, съдържащи се във фондовите материали от архива на голям брой фирми – Енергопроект, Водоканалпроект – Стара Загора, ГПП – Ямбол, "Алара 2000" ООД и др. (Симеонов, 1961; Деянов, 1969; Павлов, 1975; Иванов, 1986; Здравков и Урумов, 1997; Христов, 1982, 2000; Ангелов, 2004 и др.). Основната част от входните за модела данни е обобщение на резултатите от направеното през есента на 2004 година детайлно хидрогеоложко проучване. По време на това проучване е измерено нивото на подземните води в съществуващите тръбни и шахтови кладенци, водните стоежи и скоростта на течението в повърхностните водоеми (реки, канали, СПЕ и пр.).

Основна водоносна структура в района на Агробиохим е кватернер-неогенският водоносен хоризонт. Разрезът е представен от глини, песъчливи глини, глинести пясъци, пясъци и чакъли. За долен водоупор служи донеогенската скална подложка, която има сложна морфология и силно пресечен релеф. В района на СПЕ дебелината на водоносния хоризонт варира в доста широки граници – от 3.5 до 40.0 m, като на къси разстояния се наблюдават резки преходи в хипсометричните нива. В централните части на изследваната територия и в южна посока

дебелината е от 30 до 45 m, а на изток, към Коленска река хоризонтът отново изтънява и дебелината му не надхвърля 20-25 m.

В границите на кватернер-неогенския хоризонт се отделят две хидрогеоложки единици от по-нисък ранг:

- горен, слабопроницаем водоносен пласт;
- долен, основен водоносен пласт.

Всеки пласт има твърде сложна пространствена форма, предопределена от геометрията на естествения релеф на терена, на граничната повърхност между двата пласта и на повърхнината маркираща долния водоупор (скалната подложка). Горният пласт е представен главно от глини, песъчливи глини и по-рядко от заглинени пясъци. Неговата дебелина варира в границите от 4 до 10 m. Долният пласт е изграден от песъчливи глини, прослоени от заглинени пясъци, пясъци и дребни чакъли. Неговата дебелина се изменя в доста по-широк интервал – от 5 до 35 m.

Горният пласт се характеризира с ниски филтрационни свойства. Коефициентът на филтрация к в него е 0.5 m/d. Долният пласт, в който са установени четири зони с рязко различаващи се филтрационни свойства, има много повисока проницаемост. В различните зони k варира в диапазона 1.4-34.0 m/d. Посочените стойности са получени по данни от филтрационни тестове, проведени в сондажи с дълбочина до 20 m. За съжаление, не разполагаме с данни за k на по-дълбоките части на долния водоносен пласт (под кота 135). Ето защо, е уместно при композирането на модела тази хидрогеоложка единица да се представи с два моделни пласта, границата между които се маркира с равнина на кота 135 m. По този начин, при калибрирането на хидродинамичния модел ще се уточнят стойностите на k за всички моделни пластове и зони в долния водоносен пласт. Тези стойности се приемат за меродавни и се използват при окончателното решение.

Водоносният хоризонт е безнапорен, до слабо напорен. Статичните нива са установени на дълбочина от 0.1 m до 13.5 m под терена. Близко разположените до повърхността нива са по-характерни за западната половина на района, където има много добри естествени условия за възникване на заблатявания. В североизточната част на района нивата са на повече от 10 m под повърхността. В този участък между подземните води и Каленска река няма пряка хидравличната връзка и реката "виси". Тя подхранва водоносния хоризонт по инфилтрационен път.

Генералната посока на подземния поток е от северсеверозапад на юг-югоизток, като средният напорен градиент в района на обекта е около 0.0033. В основни линии той следва посоката на Коленска река и каналите, но се контролира от по-ниското ниво в р.Бедечка. На територията на СПЕ и в непосредствена близост около него естествената структура на потока частично се нарушава от допълнителното инфилтрационно подхранване с води, постъпващи от дъното на езерото (фиг. 1).

Подхранването на подземните води постъпва от различни източници: речно подхранване (главно от Коленска река) и подхранване от каналите; естествен подземен поток по северната граница; инфилтрация на валежи; инфилтрация на води от дъното на СПЕ. По експертна оценка, при съществуващите климатични условия, около 5-10 % от падналите валежи се инфилтрират в дълбочина. Като се има предвид, че средната годишна сума на валежите при станция Стара Загора е 628 mm, може да се приеме, че скоростта на инфилтрация W е в границите 0.86x10<sup>-4</sup> ÷ 1.72x10<sup>-4</sup> m/d. Скоростта на инфилтрация под дъното на СПЕ Wp е определена по метода, предложен в (Стоянов, 2003). При средна дебелина на слабопроницаемия утаечен слой 4 m, коефициент на филтрация на утайките 0.001 m/d, височина на водния стълб в езерото 0.5 m и височина на капилярното покачване в горния водоносен пласт 2.5 m, за Wp се получава стойността 0.0175 m/d.

Основното дрениране на водоносния хоризонт се реализира подземно в югоизточна посока, извън границите на района – към главната дренажна артерия р.Сюютлийка. Друга по-малка част от водите се дренират от дренажния канал около СПЕ, както и от другите два канала (1 и 2) и от двете реки. Трета част от подземните води напуска водоносната структура в резултат на работата на кладенците в с. Калитиново (със сумарен дебит около 10 l/s) и на изградения на около 2 km на изток от с.Православен шахтов кладенец ШК-46 (с дебит 38.4 l/s).

Главният източник на замърсяване на подземните води в района е СПЕ. Езерните води съдържат в много високи концентрации съединения на азота (амоний, нитрити, нитрати), сулфати, хлориди, капролактам, фосфати, нефтопродукти, тежки метали и др. В резултат на различни физико-химични процеси, постъпилите в СПЕ води се пречистват частично, след което се оттичат на юг от езерото по открит, необлицован канал – канал 1. Този канал се зауства в канала, идващ от площадката на Агробиохим – канал 2, който е също открит и необлицован. Идващите по канал 2 отпадъчни води са по-слабо замърсени от тези в канал 1. На късо разстояние след точката на вливане двата канала се вливат в р. Бедечка (Фиг. 1). Силно замърсените езерни и канални води се инфилтрират в подповърхностното пространство. Те съдържат "коктейл" от конвенционални и токсични замърсители, всеки от които притежава различна миграционна способност. Основен механизъм за тяхното разпространение в кватернер-неогенския хоризонт е конвективният пренос, като определено значение имат и процесите на сорбция, молекулярна дифузия, механична дисперсия и смесване. При това несорбируемите и слабосорбируемите замърсители (Cl-, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, NO<sub>3</sub>-, фенол и др.) не взаимодействат с филтрационната среда и се движат със скорост равна на действителната скорост на подземния поток, а сорбируемите замърсители (NH4+, НРО4-, нефтопродукти, тежки метали и др.) се задържат от твърдата фаза и мигрират доста по-бавно.

## Композиране на хидродинамичния модел

Хидродинамичният модел представлява тримерна симулация на структурата на подземния поток, при която са отчетени всички външни въздействия върху кватернернеогенския водоносен хоризонт, включително и хидравлични условия за проникване на замърсителите под дъното СПЕ и необлицованите канали. При неговото разработване са ползвани постановките, изложени в концептуалния модел и компютърната програма MODFLOW. Програмата е съвместна разработка и е стандартизирана от U.S. Geological Survey и Environmental Protection Agency, USA. Използваният математически апарат и особеностите при работата с програмата са подробно описани в специализираната литература (McDonald and Harbaugh, 1988; Andersen, 1993; Harbaugh et al., 2000 и др.).

За пресъздаване на сложните пространствени форми на хидрогеоложките единици при 3D дискретизацията на моделната област е използвана равномерна ортогонална мрежа с 133 реда, 166 колони и 3 моделни пласта (Фиг. 2). Размерите на моделните клетки са 50х50 m, а общата площ на модела е 36 km<sup>2</sup>. Всички клетки в моделната област и по нейните граници са дефинирани като активни.



Фиг. 2. Моделна мрежа. Граници на моделните пластове

Релефът и хипсометричните нива на ограничителните повърхнини (т.нар. долнища и горнища) на моделните пластове са съобразени с морфологичните особености на терена и пространствените форми на хидрогеоложките единици (фиг. 2). Земната повърхност е зададена като горнище на първия моделен пласт. След това са зададени повърхнините на долнищата на всеки от трите моделни пласта.

При композирането на модела на всеки от моделни пластове са присвоени средни стойности за коефициента на филтрация k, като е прието широко практикуваното в математическото моделиране съотношение k<sub>x</sub>=k<sub>y</sub>=10k<sub>z</sub> (табл. 1). Ще припомним, че зададените за k стойности са приблизителни, а действителните ще се получат при калибрирането на модела.

Ta	бли	ца ′
----	-----	------

Филтрационни	характеристики на моделните пластове
--------------	--------------------------------------

Моделен	Водоносен	Коефици	ент на фил <sup>.</sup> m/d	трация k,
IIIIaci	IIIIaci	k <sub>x</sub>	k <sub>y</sub>	kz
1	горен	0.50	0.50	0.05
2	долен	10.0	10.0	1.0
3	долен	10.0	10.0	1.0

Като начални напори в модела са зададени стойностите за напорите във всяка моделна клетка, изчислени чрез

интерполация на хидродинамичната карта към месец октомври 2004 година (Фиг. 1).

Количествените параметри на всички външни за моделната област въздействия, определящи размерите на приходните и разходните елементи на водния баланс, са зададени с въвеждане на следните гранични условия: граници със зададено ниво; разход по северната и югоизточната граница; инфилтрационно подхранване (от валежите и от СПЕ); граници със зададен дебит.

Двете реки и каналите са симулирани като граници със зададено ниво. В моделите те са включени като тримерни обекти. Зададените нива в клетките от първия моделен пласт, с които са симулирани повърхностните течения, са получени чрез интерполация между измерените коти на водните стоежи. Проводимостта по границата с известен запас е зададена при предпоставката, че реките и каналите не са колматирани. В модела се приема, че k на техните русла е равен на k на контактуващия с тях моделен пласт (в случая пласт 1).

Регионалният поток е моделиран чрез симулиране на разход по северната и югоизточната граница. Въведено е гранично условие от III род, като е използвана схемата GHB (General Head Boundary). Във всички моделни пластове е прието, че напорът по границата (h<sub>b</sub>) е равен на зададения начален напор. Проводимостта по границите (C<sub>b</sub>) е изчислена съобразно дебелината и коефициента на филтрация на моделния пласт, в която попада съответната моделна клетка.

Инфилтрационното подхранване от валежите е зададено като постоянна величина (W = 1.72x10<sup>-4</sup> m/d) във всички клетки от първия моделен пласт извън контурите на СПЕ. Инфилтрация на води под дъното СПЕ е симулирана като в клетките попадащи в границите на езерото е зададена скорост на инфилтрация Wp = 0.0175 m/d. Зададените стойности за W, Wp и k са приблизителни. Точните стойности се получават след калибрирането на модела.

Като граници със зададен дебит в модела са включени кладенците в с. Калитиново със сумарен дебит 10 l/s и на кладенец ШК-46 с дебит 38.4 l/s.

В така композирания хидродинамичен модел са въведени 17 наблюдателни точки със зададени в тях коти на измерения по време на хидрогеоложката картировка хидравличен напор (вж. табл. 2).

За да се установи достоверността на композирания модел, в зададените наблюдателни пунктове се следи разликата  $\Delta_{obs}$  между изчислените с модела и измерените (реалните) стойности на напора. При това за удобство предварително се задава допустимата грешка  $\Delta_{er}$  между изчислените и измерените нива.

Ще поясним, че на представените по-долу хидродинамични карти във всеки наблюдателен пункт съотношението между изчислените разлики  $\Delta_{obs}$  и зададената допустима грешка  $\Delta_{er}$  се представя графично със стълбче с определена дължина и цвят. Дължината на стълбчето указва разликата между изчислените с модела и измерените (реалните)

стойности на напора, а неговото положение (под или над наблюдателната точка) илюстрира положението на изчисления с модела напор, спрямо измерения. Белият цвят на стълбчето съответства на случая  $\Delta_{obs} \leq \Delta_{er}$ , сивият –  $\Delta_{er} < \Delta_{obs} < 2\Delta_{er}$ , а черният –  $\Delta_{obs} > 2\Delta_{er}$ .

#### Таблица 2

Коти на напора в наблюдателните точки	I
---------------------------------------	---

Кладенец №	Кота, т	Кладенец №	Кота, т
ШК-48	158.25	C-2	157.50
ШК-64	165.45	C-3	155.20
ШК-74	157.50	C-4	151.68
ШК-75	157.00	C-6	158.89
ШК-76	157.00	TK-50	156.70
ШК—79	150.50	TK-57	163.02
ШК-82	151.00	TK60	156.00
ШК-88	154.05	TK-65	162.90
C-1	160.24		

На фигура 3 е представена получената с композирания първоначален хидродинамичен модел структура на подземния поток. Получените в повечето наблюдателни точки несъответствия между изчислените с този първоначален модел и измерените стойности на напора е свидетелство за не добро съответствие между моделираната и действителната пиезометрия.



Фиг. 3. Хидродинамичен (първоначален) модел

### Калибриране на хидродинамичния модел

Калибрирането на модела има за цел да се постигне максималното му доближаване до реалната хидрогеоложка обстановка. Калибрационната процедура включва такава промяна на един или повече от използваните при композирането на модела входни параметри, която ще доведе до намаляване на различията между полевите данни и моделното решение. За решаването на тези оптимизационни задачи са разработени и намират приложение голям брой компютърни програми – PEST, UCODE, MODINV и др. (Andersen, 1993). Основният модел на кватернер-неогенския хоризонт е калибриран с помощта

на програма PEST, която дава най-прецизните оптимизационни решения.

За минимизиране разликата между изчислените и измерените напори са варирани стойностите на коефициента на филтрация k в моделните пластове (или в отделни техни части), на скоростта на инфилтрационно подхранване от валежите W и на скоростта на инфилтрация на води под дъното на СПЕ Wp. По тази обща схема са проиграни голям брой варианти при комбинирането на различни схеми на задаване на начални стойности на k във втория моделен пласт с различни интерполационни методи. При всеки вариант началните стойности и границите на вариране за k в първия и в третия моделен пласт, както и тези за W и Wp се запазват едни и същи. Тези данни са представени в табл.3.

#### Таблица 3

Начални стойности и граници на вариране на k в моделни пластове 1 и 3, на W и на Wp

Параметър	Начална	Граници на
Парашотър	стойност	вариране
k в моделен пласт 1, m/d	0.5	0.2-1.0
k в моделен пласт 3, m/d	10.0	1.0-25.0
W, m/d	0.00017	0.0001-0.00035
Wp, m/d	0.001	0.0005-0.01

Повечето от проиграните варианти дават близки, но не много точни резултати. Тук ще представяме трите най-добри вариантни решения. При тях са използвани следните комбинации между схемата на началните стойности на k в пласт 2 и използвания интерполационен метод.

#### Вариант 1

В моделен пласт 2 са отделени четири моделни зони, в които са зададени различни стойности за коефициента на филтрация к. Границите на тези зони са представени на фигура 4, а данните за началните стойности и границите на вариране във всяка зона са посочени в табл. 4.



Фиг. 4. Граници на зоните с различен коефициент на филтрация в моделен пласт 2, зададени при вариант 1

## Таблица 4

H	Іачални	стойности	і и граници н	а варир	ане на	kв	зонит	е,
д	етерми	нирани в м	оделен пласr	n 2				

20112	Коефициент на филтрация k, m/d			
ЗОна	Начална стойност	Граници на вариране		
1	21.0	15.0-30.0		
2	7.8	5.0-15.0		
3	4.5	2.0-10.0		
4	0.9	0.5-10.0		

#### Вариант 2

Коефициентът на филтрация във втория моделен пласт е зададен в специфицирани точки. Като такива са използвани 5 кладенеца, в които точно са определени стойностите на k (табл. 5). Интерполацията е направена по метода Kriging.

#### Таблица 5

	C	Стойности на	kв	специфицираните точки
--	---	--------------	----	-----------------------

Кладенец №	C-1	C-2	C-3	C-4	C-6
k, m/d	4.8	4.5	1.4	7.8	21.0

#### Вариант 3

При този вариант коефициентът на филтрация във втория моделен пласт е зададен по същия начин, както във вариант 2. Интерполацията в този случай е направена по метода Inverse Distance Weighted (IDW). Получените три вариантни решения за структурата на филтрационния поток са представени на фигури 5, 6 и 7.

Сравнителният анализ показва, че калибрираният при условията на *Вариант 3* математически модел стои найблизко до реалните хидрогеоложки условия. При него само 3 от 17-те наблюдателни пункта не удовлетворяват условието  $\Delta_{obs} \leq \Delta_{er}$ . Полученото добро съответствие между фактическата и моделната пиезометрия във водоносната структура е свидетелство за устойчивостта и достатъчната надеждност на този модел. Това дава основания да го приемем за <u>Основен модел на кватернер</u>неогенския водоносен хоризонт.



Фиг. 5. Калибриран модел при условията на вариант 1. Хидродинамична карта



Фиг. 6. Калибриран модел при условията на вариант 2. Хидродинамична карта



0 1200 2400 m

Фиг. 7. Калибриран модел при условията на вариант 3. Хидродинамична карта

## Воден баланс

Посредством основния математически модел е направена количествена оценка на приходните и разходните елементи на водния баланс на кватернер-неогенския водоносен хоризонт. Резултатите от тази оценка са обобщени в табл. 6. Те позволяват да се направят следните по-важни изводи и заключения:

- Основното подхранване на подземните води е от реките и каналите (над 40%) и от водите, постъпващи по северната граница на моделната област (над 35%). Подхранването от инфилтрация на валежите е доста по-ограничен – около 15%.
- Под дъното на СПЕ постъпват ежедневно около 750 m<sup>3</sup> води, които са с високи концентрации на азотни съединения, нефтопродукти, тежки метали и широк спектър от различни замърсители. Това потвърждава предположението, че СПЕ представлява много сериозен източник на замърсяване на подземните води.

 Подземният поток се дренира основно (над 55%) по югоизточната граница на модела, в посока към главната дренажна артерия в района – р. Сюютлийка.

## Таблица 6

Воден баланс на кватернер-неогенския водоносен хоризонт

ПРИХОДНИ ЕЛЕМЕНТИ,		РАЗХОДНИ ЕЛЕМЕНТИ,		
Qi <sup>n</sup> , I/s		Q <sub>i</sub> <sup>out</sup> , I/s		
Подхранване от инфилтрация на валежни води	40.5	Дебит на вододобивните кладенци	48.4	
Подхранване от инфилтрация на води под дъното на СПЕ	8.7	Поток към дренажния канал около СПЕ	12.9	
Подземен поток по северната граница (от скалния масив)	89.1	Подземен поток по югоизточната граница	137.7	
Подхранване от реки и канали	103.0	Дрениране от реки и канали	46.0	
Общо	241.3	Общо	245.0	
Балансова грешка 1.51 % (difference)				

Ще припомним, че основният модел е калибриран спрямо водните нива, измерени през есента. Следователно съставеният воден баланс се отнася за периода на маловодие.

Разработеният основен хидродинамичен модел на кватернер-неогенския водоносен хоризонт точно детерминира пространственото разпределението на градиентите и скоростите на подземните води в района на Агробиохим. Той е приет за основа при съставянето на миграционните модели.

## Литература

- Стоянов, Н. 2003. Оценка и прогнозиране на замърсяването на подземните води от депа за твърди битови отпадъци. Дисертация, С., МГУ "Св. Иван Рилски", 215 с.
- Andersen, P. F. 1993. A manual of instructional problems for the MODFLOW model. Center for Subsurface Modeling Support, EPA 600/R-93/010.
- Harbaugh, A., E. R. Banta, M. C. Hill, M. G McDonald. 2000. MODFLOW-2000, The U.S. Geological Survey modular groundwater model – user guide to modularization concepts and the groundwater flow process. Open-File Report 00-92, USGS, Reston, VA, 130 p.
- McDonald, M. G., A. W. Harbaugh. 1988. A modular threedimensional finite-difference flow model. – In: *Techniques* of Water Resources Investigations of the U.S.G.S., Book 6. Ch. A1, 586 p.

Препоръчана за публикуване от

Катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

## МАТЕМАТИЧЕСКИ МОДЕЛИ ЗА ПРОГНОЗИРАНЕ НА ЗАМЪРСЯВАНЕТО НА ПОДЗЕМНИТЕ ВОДИ В РАЙОНА НА АГРОБИОХИМ, СТАРА ЗАГОРА ЧАСТ 2. МИГРАЦИОННИ МОДЕЛИ ЗА ПРОГНОЗИРАНЕ НА ЗАМЪРСЯВАНЕТО НА КВАТЕРНЕР-НЕОГЕНСКИЯ ВОДОНОСЕН ХОРИЗОНТ

## Николай Т. Стоянов, Чавдар П. Гюров

Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски", 1700 София, nts@mgu.bg, cg@mgu.bg

**РЕЗЮМЕ.** За прогнозиране на процесите на замърсяване на подземните води в района на Агробиохим, Стара Загора са разработени два миграционни модела. Решенията са базирани на полученото със съставения хидродинамичен модел пространствено разпределение на градиентите и скоростите в основната хидрогеоложка единица в района - кватернер-неогенския водоносен хоризонт. Математическите модели разглеждат два гранични случая. Първият модел симулира поведението на несорбируемите замърсители (по примера на хлоридните йони), които се разпространяват практически със скоростта на филтрационния поток. Вторият модел описва движението на сорбируемите замърсители (по примера на амониевите йони), които се движат по-бавно и маркират зоните на най-силно и практически необратимо замърсяване на подземните води. Приложените изчислителни схеми отчитат конвективния пренос на вещество, сорбцията, хидродисперсия и смесването.

## MATHEMATICAL MODELS FOR PROGNOSTICATING GROUNDWATER POLLUTION IN THE REGION OF AGROBIOCHIM, STARA ZAGORA. PART 2. MASS TRANSPORT MODELS FOR PROGNOSTICATING GROUNDWATER POLLUTION IN THE NEOGENE-QUATERNARY AQUIFER COMPLEX

Nikolay T. Stoyanov, Chavdar P. Gyurov

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

ABSTRACT. Two mass transport models are developed in order to prognosticate the processes of groundwater pollution in the region of Agrobiochim, Stara Zagora. The solutions are based on the spatial distribution of gradients and velocities, obtained by the developed principal flow model of the main hydrogeological unit in the region – the Neogene-Quaternary aquifer complex. The mathematical models reflect two boundary conditions. The first model simulates the behaviour of nonsorptive highly mobile pollutants (for example chloride ions), which, in practice, migrate with the flux velocity. The second model describes the movement of the sorptive pollutants (for example ammonium ions), which migrate slower and mark the zones of total and permanent groundwater pollution. The applied calculation schemes take into account not only advection as the main mechanism of pollutants spread, but also the influence of the processes of sorption, hydrodynamic dispersion and mixing.

## Методика и инструменти на математическото моделиране

При същинското моделиране на миграцията на замърсителите в района на Агробиохим, Стара Загора са използвани разработеният в Част 1 основен хидродинамичен модел на кватернер-неогенския водоносен хоризонт и програмният продукт МТЗDMS. Програмата решава частното диференциално уравнение, описващо тримерния пренос (транспорт) на вещество в пореста среда (Javandel et al., 1984; Grove and Stollenwerk, 1984 и др.):

$$R_{f} \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_{i}} \left( D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_{j}} \right) - \frac{\partial}{\partial x_{i}} (v_{i}C) + \frac{q_{s}}{n_{0}} C_{s} - \lambda \left( C + \frac{\rho_{1}}{n_{0}} \overline{C} \right)$$
(1)

където: с – концентрация на замърсителите в подземните води, [ML-3];  $\overline{c}$  – концентрация на замърсителите, сорбирани от филтрационната среда, [MM-1]; t – време, [T];  $x_i$  – разстояние по съответната координатна ос, [L];  $D_{ij}$  – тензор на хидродисперсия,  $[L^2T^{-1}];$   $u_i$  – действителна скорост на подземните води, [LT<sup>-1</sup>];  $q_s$  – разход на единица обем, отразяващ притока или оттока към/от моделната област, [T<sup>-1</sup>];  $c_s$  – концентрация на замърсителите в постъпващите или в напускащите моделната област водни количества, [ML<sup>-3</sup>];  $n_0$  – активна порестост на средата [-];  $\rho_b$  – обемна плътност на средата, [ML<sup>-3</sup>];  $\lambda$  – коефициент на необратимо елиминиране, [T<sup>-1</sup>];  $R_f$  – забавящ фактор, който се определя от израза

$$R_{f} = 1 + \frac{\rho_{b}}{n_{0}} \frac{\partial C}{\partial C}$$
(2)

Между забавящия фактор R<sub>f</sub>, коефициента на разпределение K<sub>d</sub> и често използвания параметър сорбционна порестост n<sub>s</sub> съществува пряката връзка

$$n_s = n_0 R_f = n_0 + \rho_b K_d$$
 (3)

Забавящият фактор R<sub>f</sub> и сорбционната порестост n<sub>s</sub> са бездименсионни величини, а коефициентът на разпределение К<sub>d</sub> има размерност [L<sup>3</sup>M<sup>-1</sup>]

Тензорът на хидродисперсия е фунция на параметрите: коефициент на молекулярна дифузия – D<sub>m</sub> [L<sup>2</sup>T<sup>-1</sup>]; надлъжна дисперсивност – α<sub>L</sub> [L]; напречна (хоризонтална и вертикална) дисперсивност – α<sub>TH</sub> и α<sub>TV</sub> [L].

Ще поясним, че първият член от дясната страна на уравнение (1) отразява процесите на хидродисперсия (молекулярна дифузия и механична дисперсия), вторият член описва конвективния пренос на замърсителите, третият член представя масата на разтворените компоненти във влизащите и напускащите водоносната структура водни количества, а четвъртият член – масата на необратимо елиминираното вещество.

Компютърната програма MT3DMS е съвместна разработка и е стандартизирана от U.S. Geological Survey и Environmental Protection Agency, USA. Подробна информация относно използвания в алгоритъма на програмата математически апарат и методически указания за нейното прилагане са дадени в голям брой литературни източници (Zheng and Bennett, 1995; Zheng and Wang, 1998 и др.).

## Композиране на миграционните модели

Миграционните модели представляват тримерна симулация на условията за движението на замърсителите в кватернер-неогенския водоносен хоризонт в района на Агробиохим, Стара Загора. Те са разработени с програма MT3DMS при използваната в хидродинамичния модел пространствената дискретизация.

Решението на миграционната задача е базирано на полученото с основния хидродинамичен модел пространствено разпределение на градиентите, на скоростите и на водните количества в границите на моделната област. Приложената изчислителна схема отчита конвективния пренос на вещество, обратимото елиминиране (сорбцията), молекулярната дифузия, механичната дисперсия и смесването.

Съставени са два миграционни модела, с които са обхванати следните гранични случаи:

- миграция на несорбируеми замърсители (по примера на хлоридните йони), които се движат на практика със скоростта на филтрационния поток;
- миграция на сорбируеми замърсители (по примера на амониевите йони), които се задържат частично в пласта и мигрират по-бавно.

Основните замърсители на подземните води (СПЕ, канал 1 и канал 2) са симулирани като постоянни източници на замърсяване. Зададените в тях съдържания на хлоридните и на амониевите йони, както и началните (фоновите) концентрации в моделните пластове и по границите на моделната област са приети въз основа резултатите от мониторинговите наблюдения върху химичния състав на повърхностните и подземните води в района на Агробиохим за периода 1993-97 (Здравков и Урумов, 1997). Използвани са и непубликувани данни от направените хидрохимични опробвания и определения в рамките на проведеното през есента на 2004 година хидрогеоложко проучване. Следва да отбележим все пак, че поради липса на достатъчно подробни данни за съдържанието на хлоридните и на амониевите йони в основните замърсители и в подземните води, има известна условност в зададения в моделите концентрационен товар на симулираните източници на замърсяване, а също и в приетите в моделните пластове начални концентрации на тези компоненти.

За съжаление, в района на обекта все още не са правени специални изследвания (индикаторни опити) за установяване на миграционните характеристики на водоносните пластове. Ето защо, за задържащата способност на филтрационната среда, може да се съди единствено по резултатите от миграционни изследвания, проведени в аналогични условия. В моделите са използвани осреднени стойности за активната и сорбционната порестост. дисперсивността и коефициента на дифузия, получени от индикаторни опити с хлоридни и амониеви йони в глинесто-песъчливи и песъчливочакълести седименти. Данните са взети от публикациите на различни автори (Papadopulos and Larson, 1978; Naymik and Barcelona, 1981; Gelhar and Axness, 1983; Adams and Gelhar, 1992; Gelhar et al., 1992; Гълъбов и др., 1999; и др.). Тъй като кватернер-неогенският разрез е твърде близък с този в района на ДТБО Пловдив, са използвани и някои от резултатите от миграционните полеви и лабораторни експерименти. представени в (Стоянов, 2003).

Зададените в двата миграционни модела стойности на параметрите, характеризиращи процесите на хидродисперсия в горния и долния водоносен пласт (коефициент на дифузия и дисперсивност) са посочени в табл. 1. Тъй като в литературните източници се цитират главно данни за надлъжната дисперсивност ( $\alpha$ L), стойностите на напречната (хоризонтална и вертикална) дисперсивност ( $\alpha$ TH и  $\alpha$ TV) са определени от широко прилаганото при решаването на подобни задачи съотношение  $\alpha$ L = 10  $\alpha$ TH.

Таблица 1

Моделен пласт	Водоносен пласт	Коеф. на дифузия D <sub>m</sub> , m²/d	Надлъжна дисперсивност α∟, m			
1	Горен	3x10-4	1.25			
2	Долен	1x10 <sup>-4</sup>	0.95			
3	Долен	1x10-4	0.95			

Средни стойности на коефициента на молекулярна дифузия и на надлъжната дисперсивност

#### Модел 1

Модел 1 симулира поведението на притежаващите голяма подвижност замърсители по примера на хлоридните йони (Фиг. 1-6).

Зададените в моделните пластове стойности на обемната плътност рь и на активната порестост по са

представени в табл. 2. Тъй като хлоридните йони са практически несорбируеми (не взаимодействат с филтрационната среда), в използваната изчислителна схема се приема, че забавящия фактор R<sub>f</sub> е равен на 1.

#### Таблица 2

Средни стойности на обемната плътност и на активната порестост

Моделен	Волоцосоц	Обемна	Активна
	ласт пласт	плътност	порестост
Innaci		ρ <sub>b</sub> , cm³/g	n <sub>0</sub> , -
1	горен	1.7	0.05
2	долен	1.9	0.15
3	долен	1.9	0.15

Началната (фоновата) концентрация в трите моделни пласта е 35 mg/l. Същата стойност е присвоена и за водите в двете реки, както и на подземния поток по северната и югоизточната граница на модела. Концентрацията на хлоридните йони във водите, постъпващи в подповърхностното пространство от СПЕ, от канал 1 и от канал 2 е зададена като постоянна величина. Стойностите са съответно: СПЕ – 500 mg/l, канал 1 – 300 mg/l и канал 2 – 80 mg/l.

### Модел 2

Модел 2 описва движението на слабоподвижните амониеви йони, имащи много високо съдържание в СПЕ и каналите (Фиг. 7-12).

При съставянето на модела във всеки моделен пласт за обемната плътност  $\rho_b$  са зададени посочените в табл. 2 стойности, както и дадените в табл. 3 средни стойности на сорбционната порестост n<sub>s</sub>, респ. на коефициента на разпределение K<sub>d</sub>.

#### Таблица 3

Средни стойности на сорбционната порестост и на коефициента на разпределение

Моделен пласт	Водоносен пласт	Сорбционна порестост n <sub>s</sub> , -	Коеф. на раз- пределение K <sub>d</sub> , cm³/g
1	горен	1.50	0.853
2	долен	0.85	0.368
3	долен	0.85	0.368

Началната концентрация на амониевите йони, зададена в моделната област, по нейните граници и в двете реки, е 0.0 mg/l. Симулираните постоянни източници на замърсяване са включени в модела, като съдържанието на амониеви йони в постъпващите от техните граници водни количества е съответно: СПЕ – 250 mg/l, канал 1 – 180 mg/l и канал 2 – 40 mg/l.

#### Резултати от моделните изследвания

С миграционните модели може да се направи сравнително точна прогноза относно развитието на процесите на замърсяване на подземните води при условие, че хидрогеоложката и екологичната обстановка в района на Агробиохим се запази непроменена. Моделните решения дават тримерното разпределение на концентрациите на хлоридните и амониевите йони в кватернер-неогенския водоносен хоризонт във всеки момент от време за период от 100 години.

За илюстрация на пространствените размери и степента на замърсяване на подземните води за прогнозни моменти 50 и 100 години след началото на математическата симулация са представени четири площни и осем вертикални карти на изоконцентрациите. Площните карти дават информация за замърсяването в долния водоносен хоризонт (моделен пласт 2), а вертикалните карти – за настъпилите промени в концентрационното поле по два профила в пълния разрез на водоносния хоризонт. Първият профил е разположен по направлението на подземния поток (по колона C-51), а вторият – напречно на потока (по ред R-81).



Фиг. 1. Модел 1. Разпространение на хлоридните йони в долния водоносен пласт след 50 години.



Фиг. 2. Модел 1. Разпространение на хлоридните йони в кватернернеогенския хоризонт след 50 години (профил по колона C-51).



Фиг. 3. Модел 1. Разпространение на хлоридните йони в кватернернеогенския хоризонт след 50 години (профил по ред R-81).



Фиг. 4. Модел 1. Разпространение на хлоридните йони в долния водоносен пласт след 100 години.



Фиг. 5. Модел 1. Разпространение на хлоридните йони в кватернернеогенския хоризонт след 100 години (профил по колона C-51).



Фиг. 6. Модел 1. Разпространение на хлоридните йони в кватернернеогенския хоризонт след 100 години (профил по ред R-81).

## Обсъждане на резултатите от моделните изследвания

Въз основа на резултатите от представените моделни решения ще направим следния коментар относно възможния обхват и степен на замърсяване на кватернернеогенския водоносен хоризонт в района на Агробиохим.

Хидравличната връзка на СПЕ и каналите с подземните води е причина за безпрепятствено и твърде интензивно навлизане на замърсени (промишлени) води във водоносните пластове. Съдържащите се в тези води различни по вид и количество замърсители постепенно мигрират в дълбочина. Процесът се контролира от концентрационните, респ. от плътностните разлики между вече замърсените подземни води в горната част на разреза и незамърсените води на по-ниски хипсометрични



Фиг. 7. Модел 2. Разпространение на амониевите йони в долния водоносен пласт след 50 години.



Фиг. 8. Модел 2. Разпространение на амониевите йони в кватернернеогенския хоризонт след 50 години (профил по колона C-51).



Фиг. 9. Модел 2. Разпространение на амониевите йони в кватернернеогенския хоризонт след 50 години (профил по ред R-81).

нива. Достигайки до долния водоупор на кватернернеогенския водоносен хоризонт, замърсителите започват да се движат латерално като следват релефа на скалната подложка. Така те, макар и бавно, напредват на изтокюгоизток и засягат все по-големи пространства в найдълбоките части на водоносната структура. Все пак, фронтът на замърсяване се придвижва най-бързо на югоизток, следвайки посоката на подземния поток.

По описаната миграционна схема за 100 години замърсяването обхваща значителна част от водоносната структура (около 10 km<sup>2</sup>). Най-силно замърсени са подземните води в района на СПЕ и в една тясна ивица около канал 1. Това от една страна се обяснява с доста по-високия концентрационен товар на постъпващите замърсители, а от друга – с ниските скорости на филтрация в долния водоносен пласт. Около канал 2 и на изток от него замърсената зона заема една обширна територия, но тук концентрациите са с 1-2 порядъка пониски.



Фиг. 10. Модел 2. Разпространение на амониевите йони в долния водоносен пласт след 100 години.



Фиг. 11. Модел 2. Разпространение на амониевите йони в кватернернеогенския хоризонт след 100 години (профил по колона C-51).



Фиг. 12. Модел 2. Разпространение на амониевите йони в кватернернеогенския хоризонт след 100 години (профил по ред R-81).

Ще отбележим, че в тези най-общо очертани рамки на замърсяването на подземните води различните замърсители демонстрират съществени различия в своето поведение.

Несорбируемите хлоридни йони са изключително подвижни, поради което определените с Модел 1 граници на замърсените подземни води са твърде динамични и обхващат площи с по-големи размери. Тяхното присъствие, обаче, не крие реални опасности за водоносния хоризонт. В резултат на смесването на замърсените води с незамърсени пластови води концентрациите на хлориди остават в приемливи граници – под 50-100 mg/l. Единствено в непосредствена близост до СПЕ и канал 1 се запазват по-високи концентрации – около 250-500 mg/l. В случая опасността се крие в потенциалната възможност, че наред с хлоридните йони в очертаните с Модел 1 граници присъстват и други несорбируеми и слабосорбируеми замърсители – нитрати, сулфати, фенол, някои видове нефтопродукти и др.

Сорбируемите замърсители (в случая – амониевите йони) активно взаимодействат с филтрационната среда, което предопределя и ограничената им миграционна способност. Направените с Модел 2 изчисления показват, че те се разпространяват подобно на хлоридните йони, но с по-малка скорост. Въпреки малките размери на замърсената с амониеви йони зона и доста по-ниските концентрации, в случая замърсяването е реално, тъй като посочените в стандарта за питейни води допустими норми са много по-ниски. При това подземните води в тази зона вероятно са замърсени и с целия спектър от сорбируеми замърсители, идващи от СПЕ и каналите (фосфати, органични съединения, тежки метали и др.).

## Заключение

Разработените математически молели дават сравнително добра представа за условията 38 разпространение на замърсителите и за възможното развитие на негативните процеси в кватернер-неогенския хоризонт за период от 100 години. За съжаление, обаче, направената прогноза има известна несигурност поради отсъствието на достатъчно конкретна и пълна информация за концентрационния товар на постъпващите от СПЕ и каналите замърсители, за точните параметри на концентрационното поле (към настоящия момент) и за задържащата способност (миграционните характеристики) на водоносните пластове. С оглед на това, в бъдеще е необходимо да се изпълни определен обем от специализирани изследвания, включващи подробно хидрохимично опробване на основните източници на замърсяване, на повърхностните водоеми (реки и канали) и на водоносните пластове; серия от полеви и лабораторни индикаторни опити; изследвания за изясняване на хидравличната връзка между източниците на замърсяване и подземните води; организиране и експлоатация на локална мрежа за системни наблюдения върху нивата и състава на подземните и повърхностните води и др. Допълнително събраната информация ще позволи да се внесат важни уточнения в разработените математически модели, а данните от режимните наблюдения ще дадат възможност за верифициране и вторично калибриране на тези модели, което естествено ще повиши значително тяхната устойчивост и точността на прогнозните решения.

## Литература

- Гълъбов М., Н. Стоянов, М. Панайотова. 1999. Изследвания върху миграционните характеристики на някои замърсители, постъпващи от сметищата в подземните води. – Год. МГУ "Св. Ив. Рилски", 27, Св. I, Геол., 103-108.
- Здравков, Б., Д. Урумов. 1997. Моноторинг на подземните води в района на "Агробиохим", гр. Стара

Загора. Доклад на фирма "Здравков и Ко", фонд на община Стара Загора.

- Стоянов, Н. 2003. Оценка и прогнозиране на замърсяването на подземните води от депа за твърди битови отпадъци. Дисертация, С., МГУ "Св. Иван Рилски", 215 с.
- Adams, E. E., L. W. Gelhar. 1992. Field study of dispersion in a heterogeneous aquifer. 2. Spatial moments analysis. – *Water Resour. Res.*, 28, 12, 3293-3307.
- Gelhar, L. W., C. L. Axness. 1983. Three-dimensional stochastic analysis of macrodispersion in aquifers. – Water Resour. Res., 19, 1, 161-180.
- 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.
- Groove, D. B., K. G. Stollenwerk. 1984. Computer model of one-dimensional equilibriumcontrolled sorption processes. USGS Water-Resources Investigations Report 84-4059.

Препоръчана за публикуване от Катедра "Хидрогеология и инженерна геология", ГПФ

- Javandel, I., C. Doughty, C. F. Tsang. 1984. Groundwater transport: Handbook of mathematical models. American Geophysical Union Water Resources Monograf 10, 228 p.
- Naymik, T. G., M. J. Barcelona. 1981. Characterization of a contaminant plume in ground water, Meredosia, Illinois. – *Ground Water*, 19, 5, 517-526.
- Papadopulos, S. S., S. P. Larson. 1978. Aquifer storage of heated water; II, Numerical simulation of field results. – *Ground Water*, 16, 4, 242-248.
- Zheng, C., G. D. Bennett. 1995. *Applied Contaminant Transport Modeling: Theory and Practice*. Van Nostrand Reinhold, New York.
- Zheng, C., P. P. Wang. 1998. MT3DMS A modular threedimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems. Documentation and user's guide. Departments of Geology and Mathematics, University of Alabama.

## ГЕОФИЗИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА НЯКОИ ВУЛКАНСКИ СТРУКТУРИ В ЦЕНТРАЛНАТА ЧАСТ НА МОМЧИЛГРАДСКОТО ПОНИЖЕНИЕ

## А. Цветков

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

**РЕЗЮМЕ.** В централната част на Момчилградската депресия по геофизични данни са отделени и изследвани няколко кръгови магмени структури, които се характеризират със силно променливо магнитно поле и множество локални гравитационни и магнитни аномалии. Крумовградската вулканска кръгова структура се бележи с гравитационен минимум и специфично магнитно поле. По гравитационни и магнитни данни са изследвани андезитови и трахиандезитови тела в центъра и източната част на структурата, концентрирани около реликти на вулкански центрове при върховете Калабак, Ирантепе, Ернертепе, Тепеджиюрен, , Кючюкхисартепе и др. Нановишката кръгова структура се характеризира с гравитационен минимум и характерни кръгови локални аномалии. Разпределението на гравитационното и магнитното поле показва, че тя има сложен строеж и в нея се отделя вътрешна, вероятно калдерна структура – Нановишка депресия. На основата на съставените 2D магнитни и плътностни модели са определени параметрите на базалтови и андезитобазалтови тела с обратно насочен вектор на естествената остатъчна намагнитеност.

## GEOPHYSICAL CHARACTERISTICS OF SOME VOLCANIC STRUCTURES IN THE CENTRAL PART OF MOMTCHILGRAD DEPRESSION

## A. Tsvetkov

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

ABSTRACT. In the central part of Momtchilgrad depression, East Rhodopes, a few circular magmatic structures have been established by a strongly differentiated magnetic field and a great number of gravity and magnetic ring anomalies. The Kroumovgrad circular volcanic structure is related to a gravity minimum and a specific magnetic field. Several volcanic structures, composed of andesites and trachyandesites, are investigated according to geopysical data. They are concentrated around the central part and the eastem periphery near the heights Kalabak, Irantepe, Ernertepe, Tepedgijuren, Kjutchjukhisartepe etc. The Nanovitza circular complex structure is characterized by a gravity minimum and typical isometric local anomalies. Gravity and magnetic data reveal the presence of an internal probably caldera structure - Nanovitza depression. The calculated 2D magnetic and gravity models show the parameters of a large isometric basaltic and andesite basaltic bodies with a remanent magnetization vector opposite to the normal induced magnetization.

## Въведение

В централната част на Момчилградското понижение от Източните Родопи са отделени редица вулкански центрове, които изследователите свързват с прояви на палеогенски колизионен магматизъм (Иванов, 1960; Янев, Бахнева, 1980; Нагкоvska et al., 1989). През периода 1993-2002 г. в Източните Родопи бе проведена нова геоложка картировка в М 1:25000 и геоморфоложка картировка в М 1:50000, съпроводени с анализ и интерпретация на наличната геофизична информация. Тези изследвания позволиха да се получат някои нови данни за вулканските структури в посочения район.

## Геофизична изученост и методика на интерпретация

Районът е обхванат от сравнително голям обем регионални геофизични изследвания в М 1:50000 – гравиметрични, аеромагнитни и аерогамаспектрометрични, а в най-южната му част преминава дълбочинният сеизмичен профил 1в по линията Попско-Крумовград-Звездел-Ардино (Велев, 1996). В някои участъци са проведени и детайлни геофизични изследвания – главно електрични и магнитни.

За целите на настоящото изследване бяха събрани значителен брой образци за физичните свойства на скалите (Саров и др., 1995), които бяха анализирани и обобщени съвместно с информацията от Базата данни, съхранявана в Националния геофонд (Шумков, Марчев, 1996). Използваната методика на интерпретация на геофизичните данни се основава на комплексен анализ на наличната геофизична информация с широко използване на количествени изчисления по гравиметрични и магнитни данни. Съставените плътностни и магнитни модели се базират на геоложките данни и в съответствие с многозначността на обратните геофизични задачи представляват възможно най-близък вариант ДО съвременните представи за строежа на вулканогенноседиментния комплекс, който удовлетворява разпределението на геофизичните полета и съответства в максимална степен на обобщените петрофизични данни. Изчисленията са извършени по метода на подбора с използване на програмните продукти SIMAG-21 (Ставрев и др., 1988) и SIGRAV-23 (Ставрев и др., 1991).

#### Физични параметри на вулканските скали

За целите на настоящото изследване бяха обобщени и анализирани наличните данни за плътността о, магнитната възприемчивост к и естествената остатъчна намагнитеност J<sub>n</sub> на вулканските скали в района, Приведените в табл. 1 данни показват. че вулканските скали се характеризират с променливи физични параметри. Киселите вулканити – риолити, риолитови лави и туфи са относително по-леки и слабо магнитни. Среднокиселите и базични вулканити се отличават с повисоки стойности на плътността, магнитната възприемчивост и естествената остатъчна намагнитеност, а при съответните им туфи, лави и лавобрекчи тези параметри са по-ниски, особено по отношение на магнитните свойства.

Таблица 1

Nº		Плътност		Магнитна възприемч.		Остатъчна намагнитеност	
	литоложка разновидност	бр.	$\sigma_{cp},$ g/cm <sup>3</sup>	бр.	$\begin{matrix} \kappa_{\rm cp.} \\ 10^6 / 4\pi, \\ {\rm SI} \end{matrix}$	бр.	J <sub>ncp.</sub> 10 <sup>3</sup> A/m
1	Риолити	38	2,31	38	167	35	921
2	Риолитови туфи	77	2,05	77	168	49	192
3	Андезити	148	2,54	148	2317	117	3902
4	Хидр.промен. андезити	61	2,51	60	786	48	1307
5	Андезитови лави и туфи	257	2,30	255	687	224	696
6	Трахиандезити	45	2,39	45	216	33	49
7	Андезитобазалти	119	2,60	119	2339	118	2928
8	Базалти	25	2,62	25	1339	25	4244

За изследване на магнитните параметри на някои вулкански скали, създаващи интензивни отрицателни магнитни аномалии, бяха събрани от терена ориентирани образци с цел определяне на посоката на вектора на остатъчната ИМ намагнитеност. Резултатите ОТ проведените измервания са показани в табл. № 2. Получените данни показват, че някои тела, изградени от андезитобазалти и базалти, се характеризират с изключително високи стойности И обратна на съвременното магнитно поле насоченост на вектора на естествената остатъчна намагнитеност J<sub>n</sub>.

Таблица 2

Nº	Литоложка разновидност	бр.	Магн. възпр 10 <sup>6</sup> /4π, SI	Ост. намагн. 10 <sup>3</sup> А/m	Инкли- нация
1	Андезитобазалти източно от с. Н. Бозвелиево	4	1566	26920	-54°
2	Андезитобазалти при махала Гарванци	3	1388	8908	-15°
3	Базалти западно от с. Джанка	8	1220	6384	-34°
4	Латити при мах. Гарванци	4	476	1827	-41°

Обобщените сведения за физичните параметри на скалите в изследвания район показват, че наблюдаваното пъстро и силно диференцирано магнитно поле се обяснява основно с различията в стойностите на магнитната възприемчивост и на интензивността и посоката на вектора на естествената остатъчна намагнитеност на различните видове вулканити. Силно магнитни свойства освен тях в района имат само серпентинизираните ултрабазити. Киселите вулканити са с относително по-леки и сравнително по-слабомагнитни и могат да се отделят с локални минимуми на гравитационното поле.

## Анализ и интерпретация на геофизичните полета

Анализът на геофизичните полета показва, че централната част на Момчилградското понижение се характеризира със силно диференцирано магнитно поле и наличие на добре изразени локални гравитационни и магнитни аномалии с кръгова форма. Подобни по форма елементи се открояват и на космическите и височинни аерофотоснимки. Това позволява по геофизични данни да се отделят няколко кръгови структури – Крумовградска, Звездел-Пчелоядска, (Йосифов, 1991) и Нановишка (Фиг. 1). Най-вероятно става дума за пространствено обособени центрове на повишена магмена. тектонска. хидротермална и металогенна активност. Както се вижда от приложената схема, в границите на Нановишката структура се отделят дъговидни разломи. по които са наредени вулкански центрове (И. Боянов. непубликувани данни). На аерогамаспектрометричните карти в М 1:50000 те се следят с повишени съдържания на радиоактивни елементи, като особено контрастни са аномалиите на уран, торий и калий по т.н. Светиилийски магмен център около вр. Св. Илия.

На фигура 2 са показани в по-детайлен план някои елементи от строежа на Крумовградската и Нановишката кръгови вулкански структури. Първата от тях се отделя с гравитационен минимум и специфично магнитно поле в участък между гр. Крумовград от юг и с. Сладкодум от север. Изградена е от среднокисели трахиандезити и андезити и техните лавобрекчи, туфи и туфобрекчи. При геоложката и геоморфоложката картировки в границите на структурата са отделени реликти от няколко вулкански центъра при върховете Калабак, Бюйюкхисар, Тепеджиюрен, Ернертепе, Джельово, Ирантепе.

На фигура 3 са показани в детайлен план локалните гравитационни и магнитни аномалии, обусловени от тези структури. Интерпретацията на геофизичните данни показва. че те са изградени основно от андезитови и трахиандезитови тела. В съответствие с петрофизичните данни андезитите са силно магнитни скали. Тъй като векторът на естествената им остатъчна намагнитеност е насочен по посока на съвременното магнитно поле на земята, те се отделят с интензивни локални магнитни максимуми. Последните се съпровождат със сравително по-слабо изразени гравитационни минимуми. Локалните аномалии на гравитационното поле са предизвикани вероятно от разуплътняване на скалите в границите на вулканските центрове. Пространствената привързаност на локалните минимуми на Да към вулканските структури се вижда ясно на приведената на фигура 3 схема, при съставянето на която е ползвана карта на локалното гравитационно поле, получена чрез усредняване с радиус 3 км (Саров и др., 1995).

Комплексното разглеждане на гравитационните и магнитни аномалии показва, че вулканските структури са концентрирани на две места – около центъра на кръговата структура при вр. Калабак и по нейната периферия. С т.н. Ирантепенски стратовулкан може би са свързани разположените на югозапад и североизток от него локални магнитни максимуми (Фиг. 3). Трябва да се отбележи, че геофизичните данни не позволяват да се постави рязка граница между Калабашкия и Ирантепенския вулкански центрове.

Представа за формата на андезитовите тела дава съставеният магнитен модел за едно от тях, намиращо се непосредствено до гр. Крумовград (Фиг. 4). Тялото е почти хоризонтално с дебелина около 1 km, леко наклонено на север. Аномалията е усложнена от наличието в горната му част на тънка пластина от по-слабо магнитни андезитови лавобрекчи. Ефективната намагнитеност на двете тела и посоката на вектора са определени в съответствие с данните за физичните свойства на скалите в района. Като се вземат предвид и съставените плътностни модели, може да се счита, че дебелината на андезитовите тела в границите на Крумовградската кръгова структура е от порядъка на 1-1,5 km.

Геофизичните данни дават основание да се твърди, че Крумовградската кръгова структура не е хомогенна. В западната й част се отделя сегмент с по-слабо интензивно магнитно поле, свързано с по-кисел магматизъм. Тук и по петрофизични данни вулканитите са по-леки и слабо магнитни. Особено контрастна е разликата в разпределенията на съдържанията на радиоактивни елементи по аерогамаспектрометрични данни. Границата между двете части с различни геофизични параметри се бележи по разлом със север-североизточна посока, трасиран главно по особености в магнитното поле по линията Крумовград – Морянци (Фиг. 1). Със същата посока на запад от него се отделя ивица с високи съдържания на калий, торий и уран.



Фиг. 1. Регионална позиция на кръговите структури в централната част на Момчилградската депресия по геофизични данни:

1 - гравитационни градиенти, свързани с тектонски нарушения с по-регионален характер; 2 - тектонски нарушения по гравиметрични (а) и магнитни (б) данни; 3 - структури по данни от космофотоснимки: а) линейни; б) кръгови; 4 - регионални гравитационни аномалии, свързани с нееднородности в метаморфния комплекс: а) максимуми; б) минимуми; 5 - граница на магмена структура със специфична изява в геофизичните полета; 6 - граници на кръгови структури: а) по гравитационни данни; б) по магнитни данни; 7 - Вероятни кръгови разломи с кисел вулканизъм (по И. Боянов – непубликувани данни); 8 - участъци с повишени съдържания на U, Th и K по аерогамаспектрични данни, свързани с кисели вулканити; 9 - гравитационни минимуми (а) и участъци с повишени съдържания на K (б), свързани с фелзитови риолити; 10 - интензивни магнитни максимуми, свързани с тела от серпентинизирани ултрабазити; 11 - регионален сеизмичен профил Ивайловград - Ардино (част 1в); 12 - профилна линия ГI за моделиране на гравитационно поле



Фиг. 2. Елементи от вътрешния строеж на Крумовградската и Нановишката вулкански кръгови структури по геофизични данни



Фиг. 3. Схема на геофизичните аномалии, свързани с вулкански центрове в Крумовградската кръгова структура:

1 – граница на Крумовградската кръгова структура по геофизични данни; 2 – локални магнитни аномалии: а) положителни, б) отрицателни; 3 - контур на локални гравитационни аномалии, получени чрез аритметично усредняване с радиус R = 3 km; 4 – тектонски нарушения по магнитни данни; 5 – реликти от вулкански постройки: а) със среднокисел състав, б) с кисел състав



Фиг. 4. Магнитен модел на тела от среднокисели вулканити в участък, североизточно от Крумовград:

 среднокисели туфобрекчи; 2 – андезити; 3 – андезитови лавобрекчи; 4 – наблюдавано магнитно поле ΔТ; 5 – магнитно поле на модела; 6 – големина J и ъгъл на наклона φ на ефективната остатъчна намагнитеност на скалите от модела В най-северната част на Крумовградската кръгова структура при с. Сладкодум с интензивна магнитна аномалия се отделя сравнително голямо по размери андезитово тяло. Липсата на гравитационна аномалия не позволява то да се свързва с вулкански център. На запад от него при с. Морянци също в северната периферия на кръговата структура с локални отрицателни гравитационни аномалии и повишени съдържания на калий 40 се маркират риолитови тела. По геоморфоложки данни тук са набелязани центрове на кисел вулканизъм. Изтеглеността на геофизичните аномалии потвърждава изтеглянето на структурите в запад-северозападна посока.

Втората разглеждана кръгова вулканска структура – Нановишката е разположена непосредствено на запад от Крумовградската. Тя се отличава със сложен вътрешен строеж. В центъра й се откроява обособена като самостоятелна вътрешна кръгова структура, която наричаме Нановишка депресия (калдера). Тя се бележи с локален минимум на *Δ*g и слабо интензивно недиференцирано магнитно поле, съвпадащи отчасти с кръгова морфоструктура, отделена на космофотоснимки (Йовчев и др., 1988). Изградена е от кисели пирокластични материали с много ниска плътност (средно 2.00 g/cm<sup>3</sup>) и слаби магнитни свойства. Тези скали са пресечени от сондажи с дължина от порядъка на 100 m, които не достигат до долната им граница. Съставения плътностен показва, че вероятната дебелина модел на пирокластичните материали е около 400 m. Те покриват слой от седименти и среднокисели вулканити, чиято долна граница е на около 2-2,5 km от земната повърхност. Плътностният модел показва, че Нановишката депресия е вероятно калдерна структура.



Фиг. 5. Геолого-геофизичен разрез по профил Г1 по линията Равен – Златолист – Багрилци (геоложки разрез по Саров и др., 1995)

Други елементи, обуславящи сложния вътрешен строеж на Нановишката кръгова структура, са отделените в източната й половина два сегмента с неправилна форма и различен състав на изграждащите ги вулкански скали. Позападният е с преобладаващо среднокисел състав – трахиандезитобазалти, андезитобазалти и други от т. н. Звезделски комплекс (Саров и др., 1995), сред които са отделени и по-кисели вулканити (например на изток от с. Нановица). В гравитационното поле се характеризира с максимум. В източният сегмент, който също е с неправилна форма, изграждащите го скали от т.н. Светиилийски комплекс – риолити, кисели туфи и други обуславят гравитационен минимум и участъци с повишени надфонови съдържания на калий 40. В границите на този участък при върховете Куткая и Амбартепе са отделени два вулкански центъра с кисел риолитов състав, които се фиксират с гравитационни минимуми и радиогеохимични аномалии.

Характерна особеност в геофизичната характеристика на разглеждания район в централната част на Момчилградското понижение е наличието на интензивни отрицателни магнитни аномалии. Те попадат в участъци с разкрития на по-базични вулкански скали – андезито-

базалти (при с. Неофит Бозвелиево, югоизточно от с. Кос. Иракли тепе в западната периферия при на Крумовградската структура) и базалти (по течението на р. Крумовица на запад от с. Джанка). Получените данни от ориентирани образци показаха (табл. 2), че те се характеризират с много високи стойности на магнитната възприемчивост и особено на вектора на естествената остатъчна намагнитеност (26920.10-3 А/т за тялото от андезитобазалти на запад от с. Неофит Бозвелиево и 6384.10-3 A/m за базалтите западно от с. Джанка). При това векторът Ја е насочен обратно на съвременното магнитно поле на земята, което най-вероятно се дължи на инверсия на магнитните полюси през средния и долен олигоцен. когато според геоложките данни те са образувани (Саров и др., 1995). За изучаване на андезитобазалтовото тяло на изток от с. Неофит Бозвелиево са съставени двумерни модели – плътностен и магнитен. Интерпретацията на гравитационното поле е извършена по профил ГІ, прокаран през селата Равен, Н. Бозвелиево, Златолист, Качулка и Багрилци. На плътностния модел (Фиг. 5) аномалният обект представлява сравнително голямо по размери тяло с плътност средно 2,63 g/cm<sup>3</sup> и максимална дълбочина около 2 km. Според количествената интерпретация на магнитното поле (Саров и др., 1995), това е изометрично, разкриващо се на повърхността тяло с диаметър около 1,7 km и дълбочина 1,2-1,5 km на долната му граница.

Приведените данни показват, че вулканските структури в централната част на Момчилградското понижение се характеризират със специфична и контрастна изява в геофизичните полета, което позволява да се получат редица нови данни за вътрешния им строеж. Проведената интерпретация показва, че това са сложно построени нехомогенни структури. Съставените плътностни и магнитни модели, съобразени и със сеизмичните данни, дават представа за морфологията, а в някои случай и за времето на образуване на отделените вулкански тела. Проведените построения са съобразени с новите геоложки данни за района и допълват и разширяват познанията ни за този участък от Източните Родопи.

Препоръчана за публикуване от Катедра "Приложна геофизика", ГПФ

## Литература

- Велев, А. 1996. Дълбочинно сеизмично профилиране на земната кора по регионален профил Ивайловград – Ардино. – Бълг. геофиз. спис., 22, 2, 91-109.
- Иванов, Р. 1960. Магматизъм в Източнородопското палеогенско понижение. Част І. Геология. – *Тр. геол. на* България, Сер. геохим. и пол. изкоп., 1, 312-387.
- Йовчев, С. и др. 1988. Доклад върху резултатите от проведените едромащабни дистанционни изследвания в Панагюрския руден район и Попско-Белополското рудно поле. Геофонд на МОСВ, VIII-683.
- Йосифов, Д. 1991. Очаговые структуры Восточних Родоп геофизическая характеристика и металлогеническое значение. – *Geologica Balc.*, *21*, 6, 91-106.
- Саров, С. и др. 1995. Доклад за резултатите от изпълнението на геоложка задача: "Геоложко картиране в М 1:25000 и геоморфоложко картиране в М 1:50000 с комплексна прогнозна оценка на минералните ресурси на части от Авренската синклинала и Кесибирското подуване, в района на с.с. Подкова, Токачка, Голямо Каменяне, Букова махала и др. на площ от 425 кв. км". Геофонд на МОСВ, IV-426.
- Ставрев, П., В. Недев, И. Христова. 1988. Программная система интерпретации двухмерных магнитных аномалий. В: 33-й Междунар. геофиз. симпозиум. Прага, Труды В (II), 300-309.
- Ставрев, П., В. Недев, Р. Радичев. 1991. Программная система интерпретации гравитационных аномалии. В: 36-й Междунар. геофиз. симп., Киев. Доклады, т. II, 93-99.
- Шумков, А., Н. Марчев. 1996. База данни физични свойства на скалите. – Бълг. геофиз. спис., 22, 2, 91-109.
- Янев, Й., Д. Бахнева. 1980. Алпийският магматизъм на Карпато-Балканската област в моделите на тектониката на плочите. – В: Геодинамика на Балканите. С., Техника, 63-75.
- Harkovska, A., Y. Yanev, P. Marchev. 1989. General featurs of the Paleogene orogenic magmastism in Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 19, 1, 37-72.

## GRANITE AND RELEVANT SOILS SPECTRAL REFLECTANCE AND COLOR FEATURES

## Denitsa Borisova, Ilko Iliev

Solar-Terrestrial Influences Laboratory, Bulgarian Academy of Sciences, Sofia 1113; dborisova@stil.bas.bg; ilko@stil.acad.bg

ABSTRACT. Monitoring in risk areas (mines, landslides, etc.) is associated with rock appearance detection. The actual usefulness of the remote sensing methods, applied for this purpose, depends on their accuracy and reliability. Colorimetrical analysis provides means for rock and soil evaluation. The objective of this paper is to study the granite, corresponding soils and their mixture in relation to color features. Experimental data was used to model reflectance and color characteristics of granite and respective soils mixtures. The results provide further confirmation of the potential of spectral mixtures analysis for risk areas monitoring.

## СПЕКТРАЛНИ ХАРАКТЕРИСТИКИ НА ГРАНИТИ И СЪОТВЕТНИТЕ ПОЧВИ ВЪВ ВРЪЗКА С ЦВЕТОВИТЕ ИМ ОСОБЕНОСТИ

#### Деница Борисова, Илко Илиев

Централна лаборатория по слънчево-земни въздействия, БАН, София 1113; dborisova@stil.bas.bg; ilko@stil.acad.bg

**РЕЗЮМЕ.** Мониторингът на рискови райони (мини, свлачища) се свързва с наблюдението на изнасяне на плодородния почвен слой и разкриването на скалната подложка. Използването на дистанционни методи за тази цел се обуславя от тяхната точност и надеждност. Цветовият анализ е една от възможностите за оценяване на разкритията на скали и разпространението на почвената покривка. Целта на настоящата работа е да разгледа гранитите, съответстващите почви и техните смеси във връзка с цветовите им особености. Експерименталните данни бяха използвани за моделиране на спектралните смеси и цветовите характеристики. Получените обещаващи резултати потвърждават потенциала на анализа на спектрални смеси при мониторирането на рискови райони.

## Introduction

Risk areas monitoring by remote sensing is closely connected to vegetation, soil and rock amount estimation. The actual usefulness of the applied methods depends on their accuracy and reliability. A basic problem in data processing and interpretation is spectral mixture decomposition and land cover classification. The objective of this paper is to study the granite, corresponding soils and their mixture in relation to color features. Laboratory and in-situ measurements of the spectral reflectance the granite and soil samples were performed in the visible and near infrared ranges of the electromagnetic spectrum by means of precise multi-channel spectrometers with channel width less than 1 nm. Experimental data was used to model reflectance and color characteristics of mixtures of the granite samples and their respective soils.

## Materials and methods

Ground-based in-situ and laboratory reflectance measurements of the granites (10 samples) and relevant soils (brown and red) were performed in the 04-0.8 range of the electromagnetic spectrum using precise multi-channel

spectrometers with channel width less than 1 nm (Petkov et al., 2005; Iliev, 2000). The illumination source was a halogen lamp with power P=2000 W. Barium sulphate was used as a reference standard.

The spectral reflectance curves of granite, brown and red soils are given in Fig.1a illustrating the large range of soil reflectance signatures.

The variety of soil and rock fraction cover was modelled from bare soil and rock reflectance using the additive theory (Mishev, 1991):

$$r_{\Sigma}(\lambda) = \sum_{i} p_{i} r_{i}(\lambda)$$
(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 (fraction cover).



Fig. 1a. Reflectance spectra of granite, brown and red soils

The spectral reflectance curves of modelled rock-soil mixtures are shown in Fig.1b where the impact of the soil type: red (dashed line) and brown soil (solid line) is seen.



Fig. 1b. Reflectance spectra of rock-soil mixtures with different fraction cover (0.2,, 0.4, 0.6, 0.8) of granite

From each spectral reflectance signature the colorimetric characteristics (tristimulus values *X*, *Y*,*Z*, chromaticity coefficients *x*,*y*,*z* and dominant wavelength  $\lambda_d$ ) of the measured objects and modelled mixtures were computed in the spectral range 450-750 nm according to the CIE 1964 methods and D<sub>65</sub> light source (Agoston, 1979).

In the wide-spread case of soil and green vegetation, for  $\sum p_i = 1$ 

instance, considering that *i* 

$$r_{sv} = p_{v}r_{v} + (1 - p_{v})r_{s}$$
<sup>(2)</sup>

$$r_{sv} = p_v (r_v - r_s) + r_s$$
 (3)

In correspondence with the additive theory (the same being true for Y, Z and W=X+Y+Z) (Mishev, 1992; Kancheva, 2003):

$$X_{sv} = \sum_{\lambda} D_{65} [p_v (r_v - r_s) + r_s] \bar{x} \Delta \lambda$$
(4)

$$X_{sv} = p_{v} (X_{v} - X_{s}) + X_{s}$$
<sup>(5)</sup>

$$x_{sv} = \frac{p_{v}(X_{v} - X_{s}) + X_{s}}{p_{v}(W_{v} - W_{s}) + W_{s}}$$
(6)

As seen from (6), the chromaticity coefficients defining the position of soil-vegetation mixtures on the color diagram depend on the relative amounts of the pure classes.

The presented example of "soil-vegetation system" is applied for rock-soil mixture in this paper.

## **Results and discussion**

There are only three important groups of colors from natural objects (Mishev, 1986). Rocks, soils and dry vegetation are within the region of yellow to red-orange (575-590 nm). The color coordinates (*x*,*y*) of the granite samples, brown and red soils falled into this region. In Fig. 2 is clearly seen the wider band of bare soils location. The wider  $\lambda_d$  range of the soil cluster within the color locus and the narrower one of light-colored granites suppose bigger errors in assessment of rock fraction cover if the soil type are not taken into account.



Fig. 2. Dominant wavelengths  $\lambda_d$  of two soil types and granites

In Fig.3 the position on the color locus of two-component mixtures of granite, red and brown soils are presented. The position of chromaticity coefficients of modelled mixtures fall on line connecting pure granites and relevant soils.



Fig. 3. Dominant wavelengths of 2-component mixtures

## Conclusions

The advantage in using color features is that the visible spectral range is closely related to physical and biophysical parameters of the objects and that the whole reflectance curve is used normalized on the spectral distribution of the incident radiation. Besides,  $\lambda d$  allows the comparison of slightly differing color stimuli. As a whole the obtained results are an encouraging confirmation of the potential of mixture analysis

Recommended for publication by Department of Applied Geophysics, Faculty of Geology and Prospecting for risk areas monitoring. Future work is intended in precising the dependences of  $\lambda d$  on rock and soil fraction cover by larger experimental data sets as well as their verifying and effective accuracy testing using low-height airborne spectral data.

Acknowledgments. This study was supported by the NSFB under Contracts MU-NZ-1201.

## References

- Agoston, G., 1979. Color Theory and Its Application in Art and Design. 200 p.
- lliev, I. 2000. Spectrometric system for Solar and Atmospheric Measurements. E+E, 3-4, 43-47 (in Bulgarian).
- Kancheva, R., D. Borisova. 2003. Two Techniques for Spectral Classes Decomposition from Their Mixture Reflectance. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 56, 2, 43-48.
- Mishev, D. 1986. Spectral Characteristics of Natural Objects. Sofia, Publ. House Bulgarian Academy of Sciences, 192 p.
- Mishev, D. 1991. Spectral characteristics of mixed classes of natural formations. – Acta Astronautica, 25, 8/9, 443-446.
- Mishev, D. 1992. Colour coordinates of a mixed class. -Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 45, 5, 51-54.
- Petkov, D., A. Krumov, H. Nikolov, G. Georgiev, 2005. Multichannel nadir spectrometer for thematically orientated remote sensing investigation. – *Sci. Conf. SES'2005, Book I*, 227-231.

## CLEANUP OF ACID MINE DRAINAGE BY MEANS OF A PILOT-SCALE PASSIVE SYSTEM

## Stoyan Groudev<sup>1</sup>, Plamen Geprgiev<sup>1</sup>, Irena Spasova<sup>1</sup>, Marina Nicolova<sup>1</sup>, Anatoli Angelov<sup>1</sup>, Ludo Diels<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Engineering Geoecology, University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700 <sup>2</sup>Environmental Technology, VITO, Mol, Belgium

**ABSTRACT.** Acid mine drainage with a pH in the range of about 2.5-4 and containing radionuclides (mainly uranium and radium), heavy metals (copper, zinc, cadmium, lead, nickel, cobalt, iron, manganese), arsenic and sulphates as main pollutants were treated by means of a pilot-scale passive system consisting of an alkalizing limestone drain, a permeable reactive barrier for microbial sulphate reduction and biosorption, and a natural wetland, connected in a series. An efficient removal of the pollutants was achieved by this system, even during the cold winter months at temperatures close to 0 °C. Iron was removed mainly as hydroxides in the alkalizing drain and as sulphide in the permeable barrier. Uranium, non-ferrous metals and arsenic were removed mainly in the barrier as a result of the activity of the indigenous sulphate-reducing bacteria. Manganese was removed mainly as MnO<sub>2</sub> after the prior bacterial oxidation of the Mn<sup>2</sup>\* ions to the tetravalent state. Portions of all these pollutants were removed and by sorption on the dead plant biomass present in the barrier.

## ПРЕЧИСТВАНЕ НА КИСЕЛИ РУДНИЧНИ ВОДИ ПОСРЕДСТВОМ ПИЛОТНА ПАСИВНА СИСТЕМА

Стоян Грудев<sup>1</sup>, Пламен Георгиев<sup>1</sup>, Ирена Спасова<sup>1</sup>, Марина Николова<sup>1</sup>, Анатоли Ангелов<sup>1</sup>, Лудо Дилс<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Катедра по Инженерна геоекология, МГУ, София 1700

<sup>2</sup>Технологии за околната среда, ВИТО, Мол, Белгия

**РЕЗЮМЕ**. Кисели руднични води с pH в областта около 2.5-4 и съдържащи радионуклиди (главно уран и радий), тежки метали (мед, цинк, кадмий, никел, кобалт, желязо, манган), арсен и сулфати като главни замърсители, бяха третирани посредством пасивна система, състояща се от алкализиращ варовиков дренаж, пропусклива реактивна бариера за микробна дисимилативна сулфатредукция и биосорбция, и естествено мочурище, свързани последователно. Посредством тази система бе постигнато ефикасно отстраняване на замърсителите, дори през студените зимни месеци, при температури близки до 0 °С. Желязото бе отстранено главно като хидроокиси в алкализиращи дренаж и като сулфид в пропускливата бариера. Уранът, цветните метали и арсена бяха отстранени главно в бариерата в резултат на активността на обитаващите я сулфат редуциращи бактерии. Мангана бе отстранен главно като MnO<sub>2</sub> след предварителното бактериално окисление на Mn<sup>2+</sup> йони до четиривалентната форма. Част от всички тези замърсители бяха отстранени и чрез сорбция вързу мъртвата растителна биомаса в бариерата.

## Introduction

The acid mine drainage waters generated in the uranium deposit Curilo, Western Bulgaria, are a heavy environmental problem, especially after the end of the mining operations fifteen years ago. The fractured ore body and the several dumps consisting of mining wastes are, especially after rainfall, the main sources of these waters. The waters have a low pH (usually in the range of 2.5-4.0) and contain heavy metals, radionuclides, arsenic and sulphates in concentrations usually much higher than the relevant permissible levels for waters intended for use in agriculture and/or industry. The solubilization of these pollutants from the residual ore in the deposit is connected mainly with the oxidative activity of the indigenous acidophilic chemolithotrophic bacteria (Groudev et al., 2003).

Different methods to cleanup the above-mentioned polluted waters were tested under laboratory and pilot-scale conditions. Most of these methods were connected with the application of various passive systems such as alkalizing drains, natural and constructed wetlands, permeable reactive barriers and rock filters, used separately or in different combinations (Groudev et al., 2002, 2003a, 2003b, 2003c, 2004). Some data about

treatment of such waters by means of a passive system consisting of an alkalizing limestone drain, an anoxic barrier for microbial dissimilatory sulphates reduction and biosorption and a natural wetland, connected in a series, are presented in this paper.

## Materials and methods

The passive system was constructed in a ravine collecting a portion of the acid drainage waters generated in the deposit. The alkalizing limestone drain was a pond with a volume of about 2.5 m<sup>3</sup> (1.0 m long, 1.7 m wide and 1.5 m deep). The pond was constructed by using acid-resistant concrete and was filled with a mixture of crushed limestone and gravel (in a ratio of about 1:2 as dry weight) with a particle size less than 12 mm. The surface of this mixture was covered by a permeable textile cover intended to retain the solid particles, consisting mainly of iron and aluminum hydroxides, suspended in the drain effluents. Another cover of the same material was located in the drain, at a depth of 10 cm from the surface, to separate the top limestone-gravel layer in which some oxygen was present, from deeply located mass of these materials. This second cover retained the iron hydroxides generated in the

upper layer and prevented their seepage into the deeply located material. The permeable barrier had a volume of about 20.4  $m^3$  (8.0 m long, 1.7 m wide, and 1.5 m deep) and was filled by a mixture of biodegradable solid organic substrates (cow manure, plant compost, straw), crushed limestone an zeolite saturated with ammonium phosphate. The barrier was inhabited by a microbial community consisting mainly of bacteria and other sulphates-reducing metabolically interdependent microorganisms (Table 1). The natural wetland covered an area of about 80 m<sup>2</sup> and was characterized by an abundant water and emergent vegetation and a diverse microflora. Typha latifolia and Typha angustifolia were the main plant species in the wetland but species related to the genera Juncus, Eleocharis, Phragmites, Potamogeton, Carex and Poa as well as different algae were also present. The passive system was put into operation in the beginning of July 2004. Until now (May 2005), the water flow rate through the passive system was maintained in the range of about 1-10 m<sup>3</sup>/24 h, with a tendency for a gradual increase.

#### Table 1

Microorganisms in the acid mine drainage and in effluents from the permeable reactive barrier

Microorganisms	In the	In the
	acid	barrier
	mine	effluents
	drainage	
	Cell	s/ml
Fe <sup>2+</sup> -oxidizing chemolithotrophs (at pH 2)	10 <sup>4</sup> - 10 <sup>7</sup>	0 – 10 <sup>2</sup>
Aerobic heterotrophs (at pH 2)	10 <sup>1</sup> – 10 <sup>4</sup>	0 – 10 <sup>1</sup>
S <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>2</sup> -oxidizing chemolithotrophs (at pH 7)	0 – 10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup> – 10 <sup>3</sup>
Aerobic heterotrophs (at pH 7)	0 – 10 <sup>2</sup>	10 <sup>1</sup> – 10 <sup>4</sup>
Anaerobic heterotrophs (at pH 7)	0 –10 <sup>1</sup>	10 <sup>4</sup> – 10 <sup>7</sup>
Sulphate-reducing bacteria	0 – 10 <sup>1</sup>	10 <sup>4</sup> – 10 <sup>7</sup>
Cellulose-degrading microorganisms	ND	10 <sup>3</sup> – 10 <sup>6</sup>
Bacteria fermenting sugars with gas production	ND	10 <sup>4</sup> – 10 <sup>7</sup>
Ammonifying bacteria	ND	10 <sup>2</sup> – 10 <sup>5</sup>
Denitrifying bacteria	ND	10 <sup>2</sup> – 10 <sup>5</sup>
Fe <sup>3+</sup> -reducing bacteria	ND	10 <sup>3</sup> – 10 <sup>6</sup>
Methane-producing bacteria	ND	10 <sup>1</sup> – 10 <sup>5</sup>

Note: ND = not detected

The quality of the waters was monitored at different sampling points located at the inlet and the outlet of the abovementioned three units of the treatment system, as well as at different sites in the permeable barrier. Elemental analysis was done by atomic adsorption spectrophotometry and induced coupled plasma spectrophotometry. The radioactivity of the samples was measured, using the solid residues remaining after their evaporation, by means of a low background gamma-spectrophotometers ORTEC (HpGe – detector with a high distinguishing ability). The specific activity of <sup>226</sup>Ra was measured using 10 l ionization chamber.

Mineralogical analysis was carried out by X-ray diffraction techniques. The mobility of the pollutants was determined by the sequential extraction procedure (Tessier et al., 1979). The isolation, identification and enumeration of microorganisms were carried out by methods described elsewhere (Karavaiko

et al., 1988; Widdel and Hansen, 1991; Widdel and Bak, 1991; Groudeva and Tzeneva, 2001).

## **Results and discussions**

An efficient cleanup of the acid mine drainage was achieved by the passive treatment system. The essential removal of pollutants was performed in the alkalizing drain and in the permeable reactive barrier (Table 2), at total residence times in the range of about 300 to 30 hours. In the alkalizing drain the pH of the waters was increased to values around the neutral point and as a result of this most of the iron (present as Fe<sup>3+</sup> ions) was precipitated as ferric hydroxides. Portions of the nonferric metals and aluminium (usually from 20 to 50 %) were also removed in the drain as a result of hydrolysis and subsequent precipitation as the relevant hydroxides. A portion of arsenic was also removed, mainly by means of sorption on the iron hydroxides.

#### Table 2

Composition of the acid mine drainage and of the effluents	
from the permeable reactive barrier	

<u> </u>	A ' I '	B :	D ' '''
Parameters	Acid mine	Barrier	Permissible
	drainage	effluents	levels for
			waters
			intended for
			use in
			agriculture
			and industry
Temperature, °C	(+1.2)-(+24.0)	(+1.2)-(+25.9)	-
pН	2.42 – 4.15	6.22 – 7.74	6 – 9
Eh, mV	(+350)-(+597)	(-140)-(-280)	-
Dissolved O2, mg/l	1.7 – 5.9	0.2 – 0.4	2
TDS, mg/l	930 – 2972	545 – 1827	1500
Solids, mg/l	41 – 159	32 – 104	100
DOC, mg/l	0.5 – 2.1	59 – 152	20
SO42-, mg/l	532 – 2057	275 – 1225	400
U, mg/l	0.10 – 2.51	< 0.05	0.6
Ra, Bq/I	0.05 – 0.50	< 0.03	0.15
Cu, mg/l	0.79 – 8.24	< 0.20	0.5
Zn, mg/l	0.59 – 14.90	< 0.20	10
Cd, mg/l	<0.01 – 0.10	< 0.004	0.02
Pb, mg/l	0.08 – 0.55	< 0.02	0.2
Ni, mg/l	0.23 – 1.45	< 0.03 – 0.10	0.5
Co, mg/l	0.15 – 1.04	< 0.03 – 0.10	0.5
Fe, mg/l	41 – 640	0.7 – 9.1	5
Mn, mg/l	3.2 – 27.1	0.7 – 4.8	0.8
As, mg/l	0.05 – 0.32	< 0.01	0.2

The removal of the residual concentrations of pollutants in the permeable barrier was connected with different biological, chemical and physico-chemical process but the microbial dissimilatory sulphates reduction and the sorption of pollutants by the dead solid plant biomass played the main role. The anaerobic sulphate-reducing bacteria were a quite numerous and diverse population in the barrier. The dominant and the most active strains were related of the genera *Desulfovibrio* (mainly *D. desulfuricans*) and *Desulfobulbus* (mainly *D. elongatus*) but representatives of the genera *Desulfococcus*, *Desulfobacter* and *Desulfosarcina* were also well present. As a result of their activity the pH of the waters was stabilized around the neutral point due to the generation of hydrocarbonate ions during the microbial sulphate reduction. The residual concentrations of non-ferrous metals, iron and arsenic were precipitated mainly as the relevant insoluble sulphides. Uranium was precipitated mainly as uraninite (UO<sub>2</sub>) as a result of the prior reduction of the hexavalent uranium to the tetravalent form. However, portions of these pollutants as well as most of the radium were removed by sorption on the dead plant biomass (Table 3). Only small amounts of the pollutants were precipitates as the relevant hydroxides or carbonates. Apart from the chemical and mineralogical analyses of the sediments in the barrier, the above findings were established also by the data from the subsequent extraction procedure (Table 4).

### Table 3

Content of pollutants in the dead solid plant biomass in the permeable reactive barrier

Pollutants	Content, mg/kg dry biomass
Uranium	10 – 73
Radium	5 – 35
Copper	32 – 170
Zinc	14 – 71
Cadmium	2 – 21
Lead	9 – 55
Nickel	10 – 68
Cobalt	10 – 59
Manganese	37 – 172
Arsenic	4 – 24

#### Table 4

Distribution of pollutants in sediments from the permeable reactive barrier into different mobility fractions (as % from the total content of the respective pollutant)

Pollutants	utants Portions of pollutants in different mobility fractions, %					
-	Exchangeable	Carbonate	Oxidizable	Reducible		
U	7 – 44	3 – 12	62 – 88	2 – 6		
Ra	71 – 88	3 – 11	2 – 7	4 – 14		
Cu	8 – 35	4 – 16	60 – 82	4 – 8		
Mn	6 – 25	5 – 15	2 – 6	64 – 88		
Fe	7 – 18	5 – 16	65 – 86	2 – 10		

The effluents from the barrier were enriched in dissolved organic compounds and usually still contained manganese in concentrations higher than the relevant permissible levels (Table 2). These effluents were treated in the natural wetland where the  $Mn^{2+}$  ions were oxidized to  $Mn^{4+}$  by some heterotrophic bacteria producing peroxide compounds and the enzyme catalase, which degraded the excess to peroxides to molecular oxygen and water. The  $Mn^{4+}$  ions precipitated as  $MnO_2$ . The dissolved organic compounds were degraded by the different heterotrophs inhabiting the wetland.

The water cleanup markedly depended on the temperature but was efficient even during the cold winter months at ambient temperatures close to 0°C (Table 5), although at longer residence times. During these cold months, when the growth and activity of the microbial community in the permeable barrier were considerably inhabited, the role played by the solid dead plant biomass as a sorbent of pollutants was essential.

## Table 5

Removal of pollutants from the acid mine drainage by means of the passive treatment system during different climatic seasons

Pollutants	Pollutants removed, g/24 h	
	During the	During the cold winter
	warmer months	months (at 0-5 °C)
Uranium	2.42 – 17.2	0.35 – 2.27
Copper	9.74 – 80.2	1.52 – 7.20
Zinc	6.44 – 110.4	1.40 – 9.72
Cadmium	0.14 – 1.20	0.03 – 0.19
Lead	1.24 – 5.05	0.28 – 1.34
Nickel	2.71 – 11.35	0.60 - 2.84
Cobalt	1.80 – 7.81	0.41 – 2.08
Manganese	23.5 – 194	4.73 – 25.9
Arsenic	0.95 – 2.71	0.27 – 1.04
Iron	594 – 5230	88.4 – 712

The data from this study reveal that a passive system consisting of properly selected different units can be efficiently applied under real field conditions to treat acid drainage waters.

Acknowledgements. A part of this work was financially supported by the European Commission under the project No QLRT – 2001 – 02916 "Multifunctional permeable barriers carrying well-performing microbial biofilms for treatment of mixed polluted plumes".

## References

- Groudev, S. N., P. S. Georgiev, I. I. Spasova, M. V. Nicolova, L. Diels. 2004. Bioremediation of Acid Drainage by Means of a Passive Treatment System. – Paper presented at the 20<sup>th</sup> Annual International Conference on Soils, Sediments and Water, Amherst, MA, October 18-21, 2004.
- Groudev, S. N., K. Komnitsas, I. I. Spasova, P. S. Georgiev, I. Paspaliaris. 2002. Contaminated sediments in a natural wetland in a uranium deposit. – In: *Wetland and Remediation, Vol. II*, Battelle Press, Columbus, OH, 133-139.
- Groudev, S. N., K. Komnitsas, I. I. Spasova, I. Paspaliaris, 2003a. Treatment of Polluted Waters in a Uranium Deposit by Means of a Natural Wetland. – Paper presented at the 6th International Conference on Acid Rock Drainage (ICARD), Cairns, 12-18 July, 2003.
- Groudev, S. N., I. I. Spasova. K. Komnitsas, I. Paspaliaris. 2003b. Microbial generation of polluted waters in a uranium deposit. – In: *L.Kuzev et al. (eds.), Processing at the X Balcan Mineral Congress, Varna, 15-20 June 2003, Djiev* Trade LTD, Sofia, 728-732.
- Groudev, S. N., I. I. Spasova, K. Komnitsas, I. Paspaliaris. 2003c. Bioremediation of polluted waters in a uranium deposit. – Paper presented at the XXII International Mineral Processing Congress, Cape Town, 28 September – 3 October 2003.
- Groudeva, V. I., I. A. Ivanova, S. N. Groudev, G. C. Uzunov. 1993. Enhanced oil recovery by stimulating the activity of the indigenous microflora of oil reservoirs. – In: A. E. Torma, M. L. Apel and C. L. Brierley (eds.), *Biohydrometallurgical Technologies, Vol II*, TMS, The

Minerals, Metals & Materials Society, Warrendale, PA, 349-356.

- Karavaiko, G. I., G. Rossi, A. D. Agate, S. N. Groudev, Z. A. Avakyan (eds.). 1988. Biogeotechnology of Metals. Manual. GKNT International Projects, Moscow.
- Tessier, A., P. G. C. Campbel, M. Bisson. 1979. Analytical Chemistry, 51, 7, 844 –851.
- Widdel, F., F. Bak, 1991. Gram-negative mesophilic sulphatereducing Bacteria. – In: A. Ballows, H. G. Trüper, M. Dworkin, W. Harder, K. H. Scleifer (eds.). The Prokaryotes, Vol. IV, Springer, New York, 3352-3378.
- Widdel, F.,T. A. Hansen. 1991. The dissimilatory sulphate and sulphur-reducing bacteria. – In: A. Ballows, H. G. Trüper, M. Dworkin, W. Harder and K. H. Scleifer (eds.). The Prokaryotes, Vol. I, Springer, New York, 583-624.

Recommended for publication by Department of Engineering Geoecology, Faculty of Geology and Prospecting

## **MODELING AND VERIFICATION IN VEGETATION SPECTRAL STUDIES**

## Rumiana Kancheva, Hristo Nikolov, Denitsa Borisova

Solar-Terrestrial Influences Laboratory, Bulgarian Academy of Sciences, Sofia 1113; rumik@abv.bg; hristo@stil.bas.bg; dborisova@stil.bas.bg

ABSTRACT. Remote sensing technologies are recognized as an efficient tool for getting information about land covers and have a wide range of investigation and application fields. In agriculture, remotely sensed data are used for plant growth monitoring, precision agriculture running and yield prediction. The interpretation of airborne and satellite data require explicit apriory information about crop spectral behaviour under different conditions. Besides, the necessity to use various geoinformation technologies incorporating remote sensing and in-situ observations, ancillary data and etc., imposes data integration and sharing between different data sources. The paper is devoted to ground-level spectrometric studies as an integral part of remotely sensed data analysis.

## МОДЕЛИРАНЕ И ВЕРИФИКАЦИЯ ПРИ СПЕКТРАЛНИТЕ ИЗСЛЕДВАНИЯ НА РАСТИТЕЛНОСТ

#### Румяна Кънчева, Христо Николов, Деница Борисова

Централна лаборатория по слънчево-земни въздействия, БАН, София 1113; rumik@abv.bg; hristo@stil.bas.bg; dborisova@stil.bas.bg

**РЕЗЮМЕ.** Различните модели за оценка на вегетационното развитие на земеделските културите се нуждаят от детайлна информация относно състоянието на растенията, почвените характеристики, местните условия и пр.. Като част от геоинформационната система (ГИС), дистанционните методи са основен инструмент, с чиято помощ се получават данни от големи площи относно параметри на растителната покривка, използвани в подобни модели. Особенно ценки за оценка на състоянието на посевите и условията на развитие са пространствено-времеви аспекти на получаваната информация. В работата са представени основите на въпроса, дискутира се необходимостта и алгоритмите за съвместното използване на наземни и дистанционни данни за целите на растителния мониторинг.

## Introduction

Aerospace information gathered by different sensors has become a genuine necessity in various scientific studies and application fields. Vegetation is among the priorities of remote sensing investigations. They are related to vegetation biodiversity and state monitoring, stress detection and etc. as well as too many world significant problems such as environmental changes, anthropogenic impact on ecosystems, desertification processes. In agriculture remote sensing is a tool that is used to retrieve information about plant development and growth conditions implementing the obtained data for crop agrodiagnostics and yield prediction (Kancheva et al., 1992; Кънчева, 1995; Кънчева и Георгиев, 2000; Kancheva et al., 2003).

The development of efficient algorithms for multispectral and multitemporal data analysis is still one of the most essential issues of remote sensing. The importance of this issue is related to the ever-increasing quantity of data provided by numerous sensors and Earth observation missions. Another reason is the strong stress that is being put recently on the operational use of acquired data. Here immediately arises the question about the reliability of data interpretation. An answer to this question is the use of various geoinformation technologies incorporating remote sensing and in-situ measurements, data sharing and integration. Though the idea of data integration is not new it has become recently a leading concept in data application.

This paper is devoted to the performance of ground-based studies as an element of remote sensing. Ground-based studies are an integral part of remote sensing technologies. They play an important role in the geoinformational system being the most cost effective and technically appropriate way of aiding the interpretation of remotely sensed data. Ground measurements provide a reference source for testing and validation of data processing algorithms and for verification of results (Kancheva, 2003; Kancheva, 2004; Kancheva and Borisova, 2005).

Especially advantageous in vegetation ground studies is the ability to vary and control experiment conditions getting a precise picture of plant spectral response to different factors (soil background, growth conditions, stress impacts, etc.) as well as to track in detail temporal aspects of plant spectral properties during the ontogenetic process. Here we present an approach for vegetation ground-level modeling and verification of spectrally retrieved data. The goal is to show and explain the main steps and procedures of the algorithm as applied to crop monitoring, state assessment and prediction using remotely sensed multispectral and multitemporal data.

## Algorithm description

The diagram in Fig. 1 illustrates an approach for vegetation ground data modelling and verification of model outputs in a task formulated as "Crop state assessment and prediction". The algorithm is designed for examining the statistical relationships within and between biophysical and spectral data sets and for verification of plant parameters retrieved from spectral measurements. Although the diagram presents in fact the general idea of a ground-based informational system and the concept of ground data implementation, some details are determined by the particular task. Each rectangle frame (named block or subsystem) has information content and includes a group of procedures. Connections between blocks show the direction of the needed informational fluids delivered to a subsystem.



Fig.1. Algorithm for vegetation ground-level modelling and verification

The algorithm contains four main stages:

- field data collection,
- ground-level data modelling,
- retrieval of plant bioparameters as model outputs and verification of estimations,

solution of the task.

On the first stage investigation of the relationships between plant spectral and biophysical features is carried out with consideration of plant and soil type, plant ontogenesis and
growth conditions (anthropogenic factors – fertilization, etc.). This stage involves: • phenological observations giving information about plant growth stage at the moment of data acquisition, • collection of biometrical data, i.e. plant agronomic variables such as canopy cover, above-ground biomass, leaf area index, etc. for developing of regression models, • data from laboratory analyses (plant pigment concentration, water content, soil properties, etc.), • performance of ground-based radiometric measurements and data transformation into variables used as inputs in spectral models, i.e. vegetation indices – spectral band ratios, normalized differences, etc.

On the second stage data statistical processing is carried out including correlation and regression analysis for establishment of empirical relationships between: • plant biometrical and spectral features, • plant spectral features and yield used in yield predictions, • different plant bioparameters describing crop "internal" relations and used for verification of bioparameters retrieved from spectral data, • plant growth variables and yield used in yield predictions, • bioparameter values at different phenological stages for investigating ontogenetic dependences during plant growth, • plant spectral properties, biometrical variables and anthropogenic factors used for assessment of external impacts on plant growth and spectral features.

On the third stage crop growth variables are estimated from remotely sensed multispectral and multitemporal data using the developed ground-level models. Apriory information about crop species, phenological development, soil type and etc. is taken into account here. Data radiometric correction for atmospheric effects is not mentioned assuming low-altitude aircraft transacts but such correction could be in principle included. An important step on this stage is the verification of the results from crop parameters spectral estimations. The procedure is the following. Ground-based modelling includes three groups of models:

- empirical relationships between plant spectral features, biometrical variables and yield. They are applied for remotely sensed data processing and interpretation using remotely sensed spectral data as model input;

- empirical dependences between phytoparameters and between phytoparameters and yield. These dependences reveal internal physiological relationships during plant development and yield forming. They are used for estimation of plant variables and subsequent comparing and verification of spectrally estimated crop parameters;

- phenological relationships reflecting the dependences between the values of a bioparameter at different plant growth stages. These relationships are used for phenological predictions of plant variables and comparison with their spectrally retrieved values.

In such a way two-fold verification of spectral estimates and predictions can be performed coupled with time-dependent relationships.

On the fourth stage results from data interpretation are obtained, i.e. quantitative assessment of crop state is given by comparison of the retrieved plant variables to certain criteria from agrostatistical data about plant growth parameters and yield (means, maximums, etc.) depending on cultivars, soil properties, agrotechniques, local conditions. The evaluation results could be presented in various forms, for instance as a difference, ratio or percentage of the chosen criterion, or could have qualitative expression according to user's classification (e.g. excellent, good, poor, etc.).Verification of crop state evaluation is possible on the basis of different models and a set of bioparameters. Predictions of plant development and yield are made from spectral, physiological and time-dependent models accounting for plant temporal dynamics. Predictions rest on the dependence of the final situation on the evaluated at a certain moment crop state and future updates. As far as periodical state assessment is supposed to be performed this will account for any accidental stress influences that can not be known beforehand (such as pests and natural disasters).

# Conclusions

The implementation of airborne and satellite data require explicit apriory information of land cover spectral behaviour under different conditions. In this context ground-level spectrometric studies are an inevitable condition for remotely sensed data analysis and interpretation. The reliability of sensing technologies in remote crop quantitative agrodiagnostics is essential for plant growth monitoring and timely response to stress situations. The described algorithm for ground-based modeling and verification benefits not only to better predictions but to the creation of an information-based, decision-making system designed to improve precision agricultural management. Valuable aspects of the algorithm are: simple modeling approach for linking spectral measurements with plant growth features and yield using detailed ground-truth data; verification of spectral predictions with estimates from biophysical relationships: phenological differentiation of the spectral models for higher precision and reliability; considering plant type, growth stage and soil properties for more accurate predictions. This algorithm for crop state and yield assessment possesses operational and decision-making usefulness and is quite suitable to airborne performance over relatively small areas with specific local conditions.

Acknowledgments. This research was supported by the NSFB under Contracts NZ-1410/04 and B-1306/03.

# References

- Kancheva, R., A. Krumov, V. Boycheva. 1992. Crop agroecological diagnostics using multispectral data. – *Proceed. Central Symposium of the 'International Space Year' Conference, ESA SP-341*, Munich, 873-979.
- Kancheva, R., D. Borisova, G. Georgiev. 2003. Informational potential of vegetation spectral reflectance in anthropogenic impact studies. – Annual of University of Mining and Geology, Part I, Geology and Geophysics, 46, 355-359.
- Kancheva, R. 2003. Main principles in vegetation spectrometric studies. Annual of University of Mining and Geology, Part *I*, Geology and Geophysics, 46, 351-354.
- Kancheva, R. 2004. Main approaches for vegetation remotely sensed data analysis. – Annual of University of Mining and Geology, Part I, Geology and Geophysics, 47, 275-278.

- Kancheva, R., D. Borisova. 2005. *Poster Proceedings of 2<sup>nd</sup> International Conference "Resent Advances in Space Technologies"*, Istanbul, 79-82.
- Кънчева, Р. 1995. Мониторинг на селскостопански обекти във връзка с антропогенни въздействия. – Сборник трудове "Екологично инженерство и опазване на

околната среда ЕЕЕР-95", Нац. конф. с междунар. участие "Автоматика и информатика", С., 86-89.

Кънчева, Р., Г. Георгиев. 2000. Връзка между спектралните характеристики на земеделски култури и добива. – Юбилеен сборник "30 години организирани космически изследвания в България", С., ИКИ-БАН, 146-149.

Recommended for publication by Department of Applied Geophysics, Faculty of Geology and Prospecting

# SPECTRAL REMOTE SENSING OF INTRUSIVE AND VOLCANIC IGNEOUS ROCKS

# D. Krezhova<sup>1</sup>, S. Pristavova<sup>2</sup>, T. Yanev<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Solar-Terrestrial Influences Laboratory (STIL) "Acad. Dimitar Mishev", Bulgarian Academy of Sciences, Sofia 1113; krezhova@stil.bas.bg

<sup>2</sup> University of Mining and Geology "St. Ivan Rilski", Sofia 1700; stprist@mgu.bg

ABSTRACT. Results from a remote sensing study on the spectral reflectance of intermediate igneous rocks in the visible and near infrared spectral ranges of the electromagnetic spectrum are presented. The spectral data were obtained in laboratory by means of the multichannel spectrometer of high spectral and spatial resolution which was developed by scientists from STIL – BAS. Spectrometric measurements were carried out on characteristic intrusive and volcanic representatives of intermediate rocks that were generated in different depth facieses. Specimens of diorite and andesite, monzonite and latite, and syenite and trachyte were put side by side. To discriminate the rock specimens by spectral features a method based on statistical techniques such as Student's t-criterion, cluster analysis and discriminant analysis was developed and applied to their spectral reflectance characteristics. There were found statistically significant differences between the averaged spectral reflectance characteristics of the classification groups of intermediate basic rocks as well as between the spectral reflectance characteristics there were discriminated at a statistically significant level of confidence the main rock-forming minerals. The investigations were aimed as well to help in revealing the influence of texture peculiarity and variations of the chemical and mineral composition of rock specimens on their spectral features.

#### СПЕКТРАЛНИ ДИСТАНЦИОННИ ИЗСЛЕДВАНИЯ НА ИНТРУЗИВНИ И ВУЛКАНСКИ МАГМЕНИ СКАЛИ Д. Крежова<sup>1</sup>, С. Приставова<sup>2</sup>, Т. Янев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Централна лаборатория по слънчево-земни въздействия (ЦЛСЗВ), БАН, София 1113; krezhova@stil.bas.bg <sup>2</sup> Минно-геоложки университет "Св. Иван Рилски"; София 1700; stprist@mgu.bg

**РЕЗЮМЕ.** Проведени са експерименти за дистанционно изследване на отражателната способност на магмени скали, формирани в различни дълбочинни фациеси. Подбрани са образци на характерни интрузивни и вулкански представители на среднобазични магмени скали: с нормална и повишена алкалност: диорит - андезит; монцонит – латит и сиенит - трахит. Спектралните данни са получени в лабораторни условия с многоканален спектрометър с високи спекттрална и пространствена разделителни способности във видимата и близката инфрачервена области на електромагнитния спектър. За разграничаване на скалните подкласове по спектрални признаци е приложена разработена от нас методика. Върху данните за отражателната способност на каличте (спектрални отражателни характеристики) са приложени статистически методи (t-критерий на Стюдънт, клъстерен анализ, дискриминантен анализ и др.) за установяване на статистическата достоверност на разликите на осреднените спектрални характеристики в избрани дължини на вълните, равномерно разпределени в изследвания спектрален диапазон. Изследванията са насочени и към установяване на зависимостите на спектрален диапазон. Изследванията са насочени и към установяване на зависимостите на спектралните признаци от текстурните особености и вариациите в химичния и минерален състав на изследваните образци, както и за използване на спектралните признаци за разграничаванито им.

# Introduction

The modern methods of remote sensing of Earth find an increasing field of applications for protection and rational use of earth resources and monitoring of environment (Clark, 1999; Rowan et al., 2003; Wu et al., 2004). They afford large scale research and continuous incoming of regional and global information for the ongoing processes on the Earth. By remote sensing data it could be determined the localization, character, variability and changeability of natural formations and natural resources as well as of anthropogenic objects (Avery and Berlin, 1992; Salisbury and D'Aria, 1994; Kruze, 1995; Clark et al., 1999; Berger et al., 2003)

Lithologic recognition and mapping is one of the primary tasks of oriented to geology remote sensing. Remote spectrometric measurements in the visible and near infrared (NIR) regions are an important method for mineralogical analyses of Earth surface (Kuung-Kuk Kang et al., 2001).

Successful interpretation of such remote spectral analyses is relying on spectral reflectance studies in laboratory. Spectral reflectance is a consequence of the chemical composition and structure of the studied material which often become modified by environment, as well as the physical conditions. In the visible and NIR regions the gathered information is a consequence of variations of the reflectance due to electronic and vibrational processes.

The collection and analysis of reflectance spectra of different rock units is finalized with creation of a spectral library. Its purpose is to feed a system for analysis of remote sensing data to perform image calibration and to provide means for a reliable geologic interpretation (Salvi et al., 1997). Most often the spectral library is composed from reflectance data obtained in laboratory on mineral samples which yield very sound grounds for the application of both deterministic and statistic techniques of image analyses. In our recent studies we presented spectral reflectance characteristics (SRC) of particular representatives of igneous, sediment and regional metamorphic rocks of different genesis, chemical and mineral composition (Krezhova et al., 2003a; Krezhova and Pristavova, 2003). Studies were conducted as well on the influence of structure-texture peculiarities of some rock specimens on their SRCs (Krezhova et al., 2003b; Krezhova et al., 2004) by applying statistical and deterministic methods for analysis.

The objective of this work is to present the efficiency of spectral remote sensing and the applied method based on statistical techniques for discrimination of rock types and their mineralogical diversity by spectral features.

# Materials and methods

The object of investigation in the present work is intermediate igneous rocks with normal and raised alkalinity. Intrusive and volcanic representatives of this group of rocks were studied, namely diorite - andesite, monzonite - latite, and syenite - trachyte. The rocks possess a close chemical and mineral composition with differences expressed primarily in the percentage of main rock-forming mineral constituents owing to raised content of alkali (Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O) in the group of monzonite and syenite. By structural characteristics there is a distinct discrimination of the intrusive from the volcanic representatives. The intrusive rocks diorite, monzonite and syenite are fully crystalline rocks of massive texture whereas their volcanic analogues are not completely crystallized and are built from a porphyry generation and a ground mass of volcanic glass.

# Petrographic characteristic of the rock specimens under investigation

**Diorite** - very deep grey in color, fine-grained with massive to spotted in places structure. Very fine light greenish epidotic veinlets crosscut the sample. Texture - hypidiomorphic. Mineral composition - medium plagioclase (labradore - andesine), rhombic pyroxene, amphibole, biotite, quartz (single grains); accessories - sphene, apatite and zircon.

**Andesite** - dark green porphyry rock with massive structure. Texture - porphyritic on plagioclase and amphibole; ground mass - pilotaxitic. Mineral composition - porphyritic generation of plagioclase (labradore - andesine), rhombic pyroxene, amphibole and cryptocrystalline mass with microlites of plagioclase.

*Monzonite* - deep grey in color, medium to coarse grained rock with massive texture. Texture - hypidiomorphic, monzonitic. Mineral composition - medium plagioclase (andesine), K feldspar, amphibole, biotite, rhombic pyroxene, and quartz as single grains; accessories - sphene, apatite and zircon.

**Latite** - deep reddish in color, slight porous with porphyry character. Texture - porphyry on plagioclase (mainly) and amphibole, in the ground mass - trachytic. Mineral composition - porphyritic generation of plagioclase (andesine), rhombic pyroxene, amphibole and cryptocrystalline mass with microlites of plagioclase.

**Syenite** - grey, grey-pinkish in color, medium grained rock with massive structure. Texture - hypidiomorphic, poikilitic. Mineral composition - medium plagioclase (andesine), K feldspar, amphibole, biotite, quartz as single grains; accessories - apatite, sphene, and zircon.

**Trachyte** - deep grey in color with large in size whitish porphyry of K feldspar. Mineral composition - porphyritic generation of K feldspar (sanidine), single crystals of plagioclase (andesine), biotite and amphibole, and cryptocrystalline mass with microlites of K feldspar.

#### Data acquisition

Spectral data for the radiation reflected from the rock samples were obtained using a multichannel spectrometer of high spectral and spatial resolutions in the visible and NIR ranges of the electromagnetic spectrum. The spectrometer was developed by scientists and specialists from the Solar Terrestrial Influences Laboratory for carrying out spectral remote sensing investigations of natural formations, the atmosphere of Earth, and the World Ocean from the orbital space station "MIR" (Mishev et al., 1989; Mishev et al., 1990; Mishev et al., 1999; Krezhova, 2002; Krezhova, 2003). In the last years the multichannel spectrometer was used in research on natural objects (rocks, sands, vegetation, grunts) aimed to complement and to enrich the existing database of spectral characteristics for main classes of objects and to study the influence of different factors (natural and anthropogenic) on the reflective power of the objects (Yanev et al. 2000; Krezhova et al., 2004). The conditions for carrying out the spectrometric measurements were also analyzed with the intention to improve the techniques for measuring reflectance specific to the classes of objects under investigation and to help in better performance of future spectrometric systems.

The spectral measurements were performed in laboratory with the spectrometer operating in the mode of 128 spectral channels at a halfwidth of 2.6 nm each and spatial resolution of 2 mm<sup>2</sup> in the spectral range  $480 \div 810$  nm. The rock samples are placed on a movable platform at a distance of 2.5 m from the spectrometer. The surface examined of each specimen is set perpendicular to the optical axis of the spectrometer. The time of registration of one spectrum is 25 ms at a spectrometry rate of 40 spectra per second. As a source of light three halogen lamps are used of 250 W of power each and the diffuse light scattering standard is a white screen covered with a layer of barium sulfate.

For each sample under investigation there were recorded data (spectra) for the reflected by on average 30 measured areas located in succession along a horizontal line. For each area there were collected on average 50 spectra. These data were accompanied with data for the dark current and the reflected by the standard screen radiation (100 spectra on average). For determination of the spectral reflectance coefficients at each channel which form the spectral reflectance characteristics the recorded data undergo a preliminary treatment. It involves averaging over the spectra of each pixel, taking into account of the dark current and referring the data to the reflected by the white screen radiation.

#### Methods

To assess the statistically significance of differences between the spectral reflectance characteristics of the rock specimens we applied the method developed in our previous work (Krezhova et al., 2005) which is based on statistical techniques. The algorithm implemented here for data analysis involves the following steps:

- a) Use of a priori mineralogical information about the
- specimens examined;b) Analysis of the SRC course in dependence on
- Analysis of the SRC course in dependence on wavelength;
- c) Formation of a SRC data set at selected wavelengths for further analysis;
- d) t-criterion of Student;
- e) Cluster analysis (CA);
- f) Discriminant analysis (DA).

Steps in points a) and b) provide the possibility to select a set of wavelengths and to execute point c). The selected SRC data set is further used for performing of CA and obtaining at first approximation of a set of clusters of the pixels examined of each one of the specimens or the pixels belonging to one specimen (depending on mineral composition). The belongin of the pixels of the specimens to different clusters is used to design the grouping variables necessary to perform DA. Initially DA is performed only at a particular wavelength. In case that the number of incorrectly classified pixels is unacceptably large the DA is performed at combinations of two or more wavelengths. Finally, the DA assigns posterior probabilities to each of the pixels and determines the classification accuracy. Incorrectly classified pixels may be used for further updating.

#### **Results and discussion**

The average SRCs of the rock specimens examined are presented in Fig. 1. Two basic groups of spectral characteristics are distinctly differentiated. Among the curves

of the first group fall the SRCs of rocks with normal alkalescency, diorite - andesite, and to the other group belong the SRCs of rocks with the raised alkalescency, monzonite - latite and syenite - trachyte. The differences between the average values of spectral reflectance coefficients of the rocks from the two groups at five wavelengths, which were selected to be distributed evenly in the working spectral range (550.2 nm, 599.6 nm, 649 nm 701 nm and 750.4 nm) are statistically significant at a level of confidence p<0.05 on the basis of the t-criterion of Student.

The intermediate rocks of normal alkalinity represented by diorite and andesite display the lowest reflective power. Their average spectral reflectance characteristics (curves 5 and 6 in Fig. 1) exhibit a similar course. The spectral reflectance coefficients of the average SRC of diorite are lower due to its darker color. For both specimens, no subclasses are discriminated by spectral features. This is reasoned by the fine-grained consistency of diorite and the fine porphyritic character of andesite. The grain size of the rock-forming minerals is lower than the spatial resolution of the multichannel spectrometer due to which their color characteristics merge.

For the group of intermediate rocks of raised alkalinity the pairs of monzonite - latite and syenite -trachyte, the average SRCs closely corresponded with their petrographic peculiarities. The intrusive rocks monzonite and syenite exhibit a similar course of the SRCs, curves 3 and 1 in Fig. 1, respectively, with the average SRC of syenite being of higher intensity of reflected radiation over the whole spectral range. This is due to the higher content of K feldspar (pale pinkish). The average SRC of the volcanic rock trachyte (curve 4 in Fig. 1) have a similar course with that of its intrusive analogue syenite and a lower reflective power because of the more satiated grey color of the ground mass. The course of the average SRC of latite (curve 2 in Fig. 1) differs from that one of the intrusive analogue - monzonite because the ground mass is strongly modified. The latter contains minerals and iron hydroxides bringing its color deep red-brown.





Among the SRCs of the examined areas of the specimen of monzonite there were discriminated two subclasses that correspond to macroscopically observed salic minerals (feldspars - light grey, subclass 1) and femic minerals (mainly amphibole - dark green, subclass 2). Fig. 2 shows the corresponding average spectral characteristics. In the SRCs of syenite there were separated three subclasses corresponding to the femic minerals (dark green, subclass 3), plagioclases (light grey, subclass 2) and K feldspar (pale pink, subclass 1). The average SRCs of the subclasses are displayed in Fig. 3.



Fig. 2. Averaged SRC of the two subclasses in the monzonite



Fig. 4. Averaged SRC of the two subclasses in the latite

Among the SRCs of the volcanic representatives of rocks, the group of latite and trachyte, in each one of the specimens there were clearly differentiated two subclasses that differ by both the SRC course and intensity, and correspond to the porphyric feldspar generation (subclasses 1) and the ground mass (subclasses 2). Fig. 4 and Fig. 5 show the average SRCs of the two subclasses in  $_2$  and trachyte, respectively.



Fig. 3. Averaged SRC of the three subclasses in the syenite



Fig. 5. Averaged SRC of the three subclasses in the trachyte

Table 1

Number of incorrectly classified pixels after performance of discriminant analysis of the SRCs of the rock specimens examined

Wavelength, nm	Specimen syenite 3 clusters (32 pixels)	Specimen monzonite 2 clusters (31 pixels)	Specimen trachyte 2 clusters (28 pixels)	Specimen latite 2 clusters(29 pixels)
550.2	4	1	3	3
599.6	6	0	0	1
649.0	6	1	0	0
750.4	6	2	0	3
All wavelengths	2	0	0	0

Making use of points a) and b) we have chosen four wavelengths at which the Student's t-criterion and CA were performed (Statistica package, 1995). As the SRC course was monotonous in the visible spectral range, the first three wavelengths were chosen to be equidistantly disposed (550.2, 599.6 nm, and 649.0 nm). The fourth wavelength was chosen to be approximately in the mid of the NIR range (750.4 nm) because most of SRCs within this range were almost parallel. The t-criterion indicated that at these wavelengths the average SRC of the specimens of different types differed statistically significant at p<0.05. The a priori information concerning the mineralogical diversity of the specimens examined and the results based on the SRCs have suggested the number of clusters which should be used as input for CA (usually 2 clusters). It turned out that only in the case of the svenite specimen more than 2 clusters (namely 3 clusters) were expected. DA was performed and the results are set out in Table 1. As it is seen if DA is performed at only one particular wavelength the best results are obtained at 599.6 nm and 649.0 nm.

Making use of all four wavelengths under consideration (a four dimensional space for classification) only for the specimen of syenite there remained two incorrectly classified pixels. In all other cases no incorrectly classified pixels were observed. Moreover posterior probabilities higher than 90% were assigned as a rule to the correctly classified pixels.

DA revealed that classification with less than two clusters and more than three clusters worsened the accuracy of DA classification, i. e. SRC of the specimens under consideration and the algorithm applied not only confirmed the expected mineralogical diversity but assigned posterior probabilities to the classification results. In addition the proper wavelengths for performing the classification were marked. Anyway, the last result should be checked over a larger amount of specimens in order to fill in a SRC database for assessment of the mineralogical diversity of different specimens in combination with the traditional mineralogical methods.

# Conclusions

It was demonstrated that spectral remote sensing of natural objects by applying high resolution multichannel spectrometry and statistical techniques provides the reliable recognition of representatives of intermediate igneous rocks of normal and raised alkalinity by spectral features. In addition, the SRCs of rock specimens and the statistical methods herein used provide the possibility the mineral diversity of different specimens to be assessed and classified at a satisfactory statistical significance. The results obtained may be used to design a database and to continuously improve it by adding to it results from new specimens.

Acknowledgments. The financial support by the Bulgarian National Fund for Science under grant NFNI CC-1404/2004 is gratefully acknowledged.

# References

- Avery, T. E., G. L. Berlin. 1992. Fundamentals of Remote Sensing and Airphoto Interpretation. New York, Macmillan, 377-404.
- Clark, R. N. 1999. Spectroscopy of Rocks and Minerals and Principles of Spectroscopy: in Remote Sensing for the Earth Sciences. Manual of Remote Sensing. 3rd Ed., Vol. 3, Ch. 1, John Wiley and Sons, Inc., 3–58.
- Clark, R. N. et al., 1999. Tetracorder and expert system feature identification rules for reflectance spectroscopy analysis: -VIS to NIR detection of minerals, organics, vegetation, water, amorphous and other materials. - *Proceedings of 8th Airborne Geoscience Workshop*, Jet Propulsion Laboratory, CA, USA.
- Krezhova, D., K. Velichkova, S. Pristavova. 2003a. Spectral reflectance of magmatic and metamorphic rocks in the visible and near infrared ranges. – *Annual of University of Mining and Geology*, 46, 367-372.
- Krezhova, D., S. Pristavova. 2003. Spectrometric investigation of texture features of igneous and metamorphic rocks. – *Proceedings of BPU-5 Fifth General Conference of the Balkan Physical Union*, Vrnjacka Banja, Serbia and Montenegro, 1365-1370.
- Krezhova, D., S. Pristavova, K. Velichkova. 2003b. Spectral Reflectance of some genetic types of rocks. – Tenth Jubilee National Conference with International Participation STIL BAS, 20-21 Nov., Sofia, 162-165.
- Krezhova, D. 2002. Recognition of natural formations on the territory of Bulgaria using spectrometric data obtained by the MIR space orbital station. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 54, 10, 5-10.
- Krezhova D. 2003. Recognition of Natural Objects along a Trace of Earth's Surface by Spectral Reflectance

Characteristics and Photoimages. – Annual of University of Mining and Geology, 46, 361-365.

- Krezhova, D., T. Yanev, S. Pristavova, P. Pavlova. 2004. Discrimination between rock classes and identification of mineral diversity through spectral reflectance characteristics. – 35th COSPAR Scientific Assembly, Paris, 18-15 July 2004, COSPAR04-A-02330.
- Krezhova, D., T. Yanev, St. Lukov, P. Pavlova, V. Aleksieva, D. Hristova, S. Ivanov. 2005. Method for Detecting Stress Induced Changes in Leaf Spectral Reflectance. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 58, 5, 517 – 522.
- Kruze, F. A. 1995. Mapping spectral variability of geologic targets using AVIRIS data and combined spectral feature/ unmixing approach. – In: *Proceedings AeroSense'95*, *SPIE*, Florida, 201-210.
- Kuung-Kuk, Kang et al. 2001. Reflectance of geological media by using a field spectrometer in the Ungsand Area, Kyungsand Basin. – *Korean J. Remote Sensing*, 17, 2, 165-181.
- Mishev, D., S. Kovachev, D. Krezhova, Yu. Uzunov. 1989. Images and analysis of data obtained by spectrum 256' under the program 'Georesource'. – 40th Congress IAF, Malaga, IAF No 89-167, 1-5.
- Mishev, D. N., S. T. Kovachev, D. D. Krezhova. 1990. New Generation of Space Multichannel Spectrometric Systems. *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci., 43,* 1, 53-56.
- Mishev, D. N., Kovachev, S. T., Yanev, T. K., Krezhova, D. D. 1999. The multichannel spectrometric system 'Spectrum

Recommended for publication by Department of Applied Geophysics, Faculty of Geology and Prospecting

256' onboard the manned space station 'MIR' and afterwards. – In: *10 Years from the Space Project Schipka 1998*, Institute for Space Research, BAS, Sofia, 104-110.

- Rowan, L., S. Hook, M. Abrams, J. Mars. 2003. Mapping hydrothermally altered rocks at Cuprit, Nevada, using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), a new satellite imaging system. – *Econ. Geology*, 98, 5, 1019-1029.
- Salisbury, J., D. D'Aria. 1994. Emissivity of terrestrial materials in the 3-5 μm atmospheric window. – *Remote Sens. Environ.*, 47, 345-361.
- Salvi, S., P. Boglio, M. Buongiorno. 1997. A reflectance spectral library for Antarctic rock types in the range 0.4-2.5 μm. – In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, Terra Publ., Siena, 11-1116.
- STATISTICA for Windows Rel. 5.0 (Computer program). 1995. Stat Soft Inc.
- Wu, L. X., S. J. Liu, Y. H. Wu, J. Z. Wang. 2004. From qualitative to quantitative information: the development of remote sensing rock mechanics (RSRM). – *Int. J. Rock Mech. & Min. Sci.*, 41, 415-421.
- Yanev, T., D. Krezhova, V. Alexieva, Hr. Nikolov. 2000. Spectral reflectance coefficients to early detect physiological changes in leaves of Zea Mays L. seedlings treated with herbicides. – *Compt. Rend. Acad. Bulg. Sci.*, 53, 8, 37-40.

# DETECTION OF OPEN PIT MINES AND DUMP AREAS BASED ON LAND COVER THERMAL MAPPING

### Hristo Nikolov, Denitsa Borisova, Miroslav Danov

Solar-Terrestrial Influences Laboratory, Bulgarian Academy of Sciences, Sofia 1113; hristo@stil.bas.bg; dborisova@stil.bas.bg; mdanov7@yahoo.com

ABSTRACT. Ferrous and non-ferrous open pit mining and waste dumped are result of a human activity and are the largest pollutants for certain regions in Bulgaria. Since in the most of the open pits the mined substance is stone we suggest the remote investigations in such area to be carried out in the thermal range (8-12 um) of electromagnetic spectrum. The data used during our study consists of laboratory measurements and airborne data. After data processing and interpretation, areas into which reclamation activities have been made, could be easily determined. These results support the assessment of the human impact on the ecological status in contaminated by mining actions regions. Obtaining more reliable results is expected by the recently launched instruments with higher spatial resolution (less than 20 m).

# ИДЕНТИФИКАЦИЯ НА ОТКРИТИ РУДНИЦИ И НАСИПИЩА ВЪЗ ОСНОВА НА ТЕРМАЛНО КАРТИРАНЕ НА ЗЕМНАТА ПОВЪРХНОСТ

#### Христо Николов, Деница Борисова, Мирослав Данов

Централна Лаборатория по Слънчево-Земни Въздействия, БАН, София 1113; hristo@stil.bas.bg; dborisova@stil.bas.bg; mdanov7@yahoo.com

**РЕЗЮМЕ**. Железните и не-железни открити рудници и струпвания на отпадъци са резултат от човешката дейност и са основните замърсители за определени райони в България. Тъй като в повечето открити рудници добиваният материал е скала, ние предлагаме дистанционните изследвания в тези райони да се извършват в топлинния инфрачервен диапазон (8-12 um) на електромагнитния спектър. При нашите изследвания са използвани лабораторни измервания и спътникови данни. След тяхната обработка и интерпретация, зоните в които е извършвана експлоатационна дейност могат лесно да бъдат определени. Резултатите от тези проучвания допълват оценката на човешките въздействия върху екологичния статус на замърсените от минни разработки райони. Нововъведената апаратура, с по-висока разделителна способност (по-малко от 20 m), се очаква да доведе до по-надежни резултати.

#### Introduction

Spectral mixture analysis has as one of the basic objective the definition of subpixel (subclass) proportions of spectral endmembers (classes) which are related to mappable surface constituents. Spectral mixture analysis decomposes the mixed pixel determining the fractions of each spectral endmember which combine to produce the mixed pixel's spectral signature. The spectral signature of the pixel is a combination (linear or non-linear) of the spectral signatures of the component surfaces. Assuming linear mixing, (the spatial fractions = the spectral fractions) we consider these fractions to be the area fractions.

Pixels containing mixed spectral information about the objects under study are commonly found in remotely sensed data. This is due to the limitations of the spatial resolution of the airborne instruments (such as Landsat, SPOT, etc.) and the heterogeneity of features on the ground. The mixture spectra are often generated when the pixel covers more than one land cover class. This mixed classes often results in poor classification accuracy when conventional algorithms such as the maximum likelihood classifier (MLC) are used. It is possible to obtain better results if the mixed pixels are decomposed into

different proportions of components. In order to solve the mixed pixel problem, scientists have developed different models to unmix the pixels into different proportions of the endmembers (Mishev, 1991; Ichoku, 1996). Spectral mixture analysis (SMA) is one of the most often used methods for handling the spectral mixture problem. It assumes that the spectrum measured by a sensor is a linear combination of the spectra of all components within the pixel.

In this paper a study on mineral and rock emissivity was conducted. Evaluated was the possibility for using recently designed thermal infrared prototype (NSFB Contract MUNZ-1201) for measuring minerals and rock samples from open pit mines and dumps. The data used during our study consists of:

- Thermal infrared spectra derived from an image of the region of interest.
- Field samples measured in laboratory.

Remotely sensed data obtained in year 2000 for a region near an opencast mine in Bulgaria are compared with laboratory multispectral measurements of rock and mineral samples performed in the thermal infrared band with multichannel radiometers. Sample field data were collected to describe the thermal spectral characteristics of the classes of interest in terms of land cover subclasses. The method of specifying hemispherical emissivity has been applied to manage and interpret the obtained data. Our results confirmed that successful methodology for remotely sensed data interpretation has been worked out.

# Study area

Kremikovtzi opencast is situated near the capital of Bulgaria, Sofia. The earliest ankerite generation preceded the formation of primary Mn-siderite ore in the deposit. Its occurrence in the Kremikovtsi opencast workings may be established most often by indirect criteria based on the areal distribution of yellow to yellowish-brown low-Mn limonites. (Vasileva et al., 2002) The ores in Kremikovtzi deposit have polymetallic sulphide mineralization.

Three kinds of iron ore occur in the deposit (report No274/1984, STIL-BAS):

- goethite (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.nH<sub>2</sub>0) ore which is spread throughout the whole area of the deposit; it comprises 2/3 of all types of iron ore in the deposit;

- hematite ore is about 11% of the whole Fe-ore; it is composed mainly of the mineral hematite  $(Fe_2O_3)$  – with an average quantity of 60%;

- siderite (FeCO<sub>3</sub>) ore is preserved in the deepest parts of the deposit, which are unaffected by processes of oxidation;

- barite bodies are found within the goethite or the siderite ore or right above the iron ore stocks; the content of BaSO<sub>4</sub> in the barite bodies varies from 18% to almost monomineral accumulation.

#### Materials and methods

The results in this paper are based on spectral data coming from three different sources, described as laboratory, field and airborne.

Laboratory measurements of the hemispherical emissivity of samples of goethite, hematite, siderite, barite and dolomite (5 mineral and rock samples) are carried out by means of the "box" method (Sobrino, Caselles, 1993). The emissivity is measured in spectral band 8-12 um with an infrared radiometer IR-1, whose normalized spectral apparatus function  $q(\lambda)$  is presented in Fig. 1 (*Final Report*, 1992). The hemispherical reflectance (R) of the samples is determined from the obtained data using Kirchhoff's Law (R=1E), where E is emissivity.

Field data were collected in Kremikovtzi opencast and dump. Chemical analysis of the collected mineral samples was made to acquire the iron content. Spectral data were obtained with field instrument TOMS working in visible range of EMS. (Petkov et al., 2005)

Airborne data used in the developed models are taken from Landsat Thematic Mapper (TM) instrument acquired in June 2000. For the visual interpretation this digital image was displayed as single band images. Band TM6 (Fig. 2) was used



Fig. 1. Spectral dependence of the normalized apparatus function  $q(\lambda)$  of the radiometer IR-1

for comparing the data from IR-1 and field data. Dataset was formed comprising the whole image (large area) shown on Fig. 2. From this dataset only the data from the open pit and dump was extracted based on topographic map and additional field information. An illustrative example of high resolution remote sensing technique is presented in Fig. 3.



Fig. 2. Greyscale image of TM6 (high gain) of region of interest



Fig. 3. Quick Bird image of study area

#### **Results and discussion**

Data for the studied minerals obtained under laboratory conditions with IR-1 (Fig. 4) exhibit coincidence with similar data from other sources (TES, 2005). These promising results guarantee that the data from IR-1 are reliable and could be used in mineral composition investigation.



Fig. 4. Hemispherical emissivity measured by IR-1 in thermal infrared band 8-12  $\mbox{um}$ 

Data for the studied rock samples obtained under laboratory conditions with IR-1 (Fig. 5) exhibit high values for bare limestone. Vegetation present in the slag dump which correlates with low emissivity values. These promising results guarantee that the data from IR-1 are reliable and could be used in rock composition investigation.



Fig. 5. Emissivity of limestone measured by IR-1 and calculated by Kirchhoff's law from TM6 (emiss – large area; emiss\_rect – slag dump)

Recommended for publication by Department of Applied Geophysics, Faculty of Geology and Prospecting

#### Conclusions

In this paper a practical approach to establish correspondence between laboratory, field and airborne measurements for ore minerals and rocks has been discussed. In our future work we shall consider more detailed models including more minerals.

Acknowledgments. This study was supported by the NSFB under Contract MU-NZ-1201.

#### References

- *Final Report of Contract NSF NZ -43/92* Single channel infrared radiometer IR-1. Institute of Electronics Bulg. Acad. Sci., Sofia, 1992.
- Ichoku, C., A. Karnieli. 1996. A review of mixture modeling techniques for sub-pixel land cover estimation. – *Remote Sensing Reviews*, 13, 161–186.
- Mishev D. 1991. Spectral characteristics of mixed classes of natural formations. – Acta Astronautica, 25, 8/9, , 443-446
- Petkov D., A. Krumov, H. Nikolov, G. Georgiev. 2005. Multichannel nadir spectrometer for thematically orientated remote sensing investigation. – *Sci. Conf. SES'2005, Book I*, 227-231.

Report No274/1984, STIL-BAS.

- Sobrino J. A., V. Caselles. 1993. A field method for measuring the thermal infrared emissivity. – *J. Photogram. and Rem. Sensing*, *48*, 3, 24-31.
- TES, http://tes.asu.edu/speclib/, 2005.
- Vassileva, M., Z. Damyanov, V. Atanassov. 2002 Dolomitegroup ferroan carbonates from Kremikovtsi deposit. – Annual of University of Mining and Geology, 45, Part I, Geology, 77-82.

# RESEARCH CONCERNING THE LOCAL LOSS OF STABILITY UNDER EXTERNAL PRESSURE AND TENSION OF OIL INDUSTRY TUBULARS

### Vlad Ulmanu, Dragos Gabriel Zisopol, Andrei Dumitrescu, Ciprian Nicolae Trifan

Petroleum-Gas University, Ploiesti 100680, Romania

**ABSTRACT.** Two of the most important loads which can decisively affect the resistance capacity of casing, tubing and submarine pipelines are the external pressure (causing the collapse phenomenon) and the tension, especially in high pressure wells and when installing deep water sea lines.

This paper presents the research activities based on the investigation of the external pressure (collapse) phenomenon, including the effect of the axial tension, for perfectly circular tubes in order to define the design methodologies and criteria for assessing the resistance capacity of oil industry tubulars.

For this purpose, the tests have been performed on small scale pipe specimens, based on the similitude law, and the results have been compared with the calculation formulae usually applied to assess the pipe resistance capacity to collapse with tension.

#### ИЗУЧАВАНЕ НА ЧАСТИЧНИТЕ ЗАГУБИ НА САТБИЛНОСТ ПРИ ВЪНШНО НАЛЯГАНЕ И НАПРЕЖЕНИЕ ПРИ ТРЪБИ ЗА ПЕТРОЛНАТА ИНДУСТРИЯ

**Влад Улману, Драгос Габриел Зисопол, Андрей Думитреску, Циприан Николае Трифан** Университет за петрол и газ, Плоущ 100680р Румъния

#### Introduction

An important load which can decisively affect the resistance capacity of oil industry tubulars is the external hydrostatic pressure. Under the effect of such pressure, often combined with tensile and/or bending loads, the local buckling (loss of stability) phenomenon can occur leading to the ovalisation followed by flattening of tubulars. Such phenomenon is of crucial importance for casing and tubing (mostly in high pressure wells), and for submarine pipelines during the installation phase (when the pipeline is empty), especially in deep waters.

The present tendency of oil industry to move towards the exploitation of deeper and deeper oil wells and the installation of deep water submarine pipelines (the present world record water depth for such sealines is 2150 meters) led to increased requirements regarding the collapse resistance capacity of pipes for casing, tubing and sealines. In such context, the research activities described in this paper aimed to investigate the local buckling phenomenon for perfectly circular tubes under the combined effect of external pressure and axial tension by performing some tests on small scale models, based on the similitude law. In the past, the authors have performed a series of experimental results to investigate the collapse phenomenon under external pressure only, including the effect of the pipe initial ovality (Dumitrescu, 1998; Zisopol, 2000; Dumitrescu and Zisopol, 2004; Zisopol and Dumitrescu, 2004).

In the future, the research will be continued by investigating the most important factors affecting the pipe local buckling phenomenon (geometrical imperfections of pipes for oil industry tubulars, mainly the initial pipe ovality; pipe material anisotropy, level of residual stress, etc.) and also the effect of bending loads on such phenomenon.

# Review of previous results regarding local buckling of perfectly circular tubes

Along the years, various researchers proposed a series of calculation formulas, based on theoretical models and/or test results, to evaluate the critical external pressure at collapse,  $p_c$ , for perfectly circular (nominally round) pipes and to asses the influence of the axial tension, N, on such value.

The main problem emerging from these studies was that the local buckling mechanism differs essentially with the value of the ratio between the pipe outside diameter, D, and the pipe wall thickness, t. For great values of such ratio (D/t > 35), collapse (local buckling under external pressure only) occurs by means of an elastic flattening, before the pipe material reaches its yield strength. For small values of the D/t ratio (under 15...20), typical for instance for deep waters submarine pipelines, collapse will take place in the plastic field.

Finally, for D/t = 20...35, the pipe failure mechanism is much more complex – an elastic-plastic collapse will take place.

In case of elastic failure of a perfectly circular tube, the critical value of the external pressure (the so-called elastic collapse pressure) is given by the following equation (Langner, 1990):

$$p_c = p_E = \frac{2E}{1 - \nu^2} \cdot \frac{1}{(D/t)^3}$$
, (1)

where *E* is Young's elastic modulus of the tube material, and  $\nu$  is Poisson's coefficient.

For tubes with thicker walls, for which a plastic collapse will occur, the critical external pressure value is dependant on the pipe material characteristics. Such value can be assessed either as the external pressure value for which the maximum circumferential stress reaches the yield strength or as the pressure value for which the entire transverse section of the tube plasticizes. If considering the thin-wall tubes theory, which assumes a constant value of the circumferential stress -  $\sigma_{H}$  - across the tube wall thickness, both variants above lead to the same value of the critical pressure (the so-called plastic collapse pressure):

$$p_c = p_F = 2\,\sigma_c \cdot t/D \,, \tag{2}$$

where  $\sigma_c$  is the minimum specified yield strength (SMYS) of the pipe material.

In the transition zone between elastic and plastic collapse, characterised by comparable values of pressures  $p_E$  and  $p_F$ (for D/t = 15...35), a gradual passage is actually taking place from the elastic failure mechanism to the plastic one. As a consequence, the simplest calculation method for the critical pressure in such case is to assess the value of  $p_c$  as the minimum between the values of  $p_E$  and  $p_F$ . However, such assessment leads to collapse pressure values greater than the ones obtained as test results. Due to this reason, different calculation relationships have been proposed for a perfect circular tube, presented by Langner (1990) and Dumitrescu (1998). After investigating these relationships and comparing them with our experimental results (Dumitrescu, 1998; Zisopol and Dumitrescu, 2004), we have reached the conclusion that the best results are obtained using the following Shell relationship, proposed in 1975:

$$p_c = p_E p_F (p_E^2 + p_F^2)^{-1/2}.$$
 (3)

Equation (4) above has been developed for the case of a perfect circular tube (no geometrical imperfections, material anisotropy, etc. have been considered). That is not the case in practice, as a pipe is always affected by such imperfections and especially by ovalisation. The equations developed to include the effect of initial ovality of a tube on the critical collapse pressure values have been investigated in our previous work (Dumitrescu, 1998; Zisopol, 2000; Dumitrescu and Zisopol, 2004).

Our conclusion has been that the relationship proposed in 1981 by de Winter, imposed by the most recent internationally recognized Code dedicated to submarine pipelines (DnV, 2000; BSI, 1993), much used worldwide, leads to the best results:

$$(p_c - p_E) (p_c^2 - p_F^2) = p_c p_E p_F \cdot \delta_0 D/t , \qquad (4)$$

where  $\delta_0$  is the initial ovality of the pipe with a minimum recommended value of 0.5%.

In this paper, both equation (3) and (4) – with  $\delta_0 = 0.5\%$  - have been used to asses the value of  $p_c$ .

If, in addition to the external pressure, a tensile load is applied to the pipe, its resistance to local buckling decreases significantly.

Such reduction is governed by the ratio between the axial tensile stress,  $\sigma_L$ , and  $\sigma_c$ . This ratio is actually equal to the ratio between the axial tension, *N*, applied to the pipe and the axial force corresponding to yielding of the entire pipe section, given by the following equation:

$$N_{\rm F} = \pi \left( \mathbf{D} - \mathbf{t} \right) \mathbf{t} \ \sigma_c \,. \tag{5}$$

Various researchers tried to account for the axial tension influence on the critical collapse pressure,  $p_c$ . The most recommended and used method (especially for submarine pipelines) is based on the von Mises combined stress theory and consists of adjusting the predicted collapse pressure value for axial tension (Dumitrescu, 1998). According to this method, the yield strength value,  $\sigma_c$ , is adjusted by multiplying it with the following correction coefficient:

$$\alpha_{c} = -\frac{1}{2} \cdot \frac{\sigma_{L}}{\sigma_{c}} + \sqrt{1 - \frac{3}{4} \left(\frac{\sigma_{L}}{\sigma_{c}}\right)^{2}}, \qquad (6)$$

where the  $\sigma_L/\sigma_c$  ratio can be replaced with  $N/N_F$ .

The adjusted value of  $\sigma_c$  will be used to calculate the plastic collapse pressure using equation (2), and then the critical collapse pressure, using equations (3) or (4). This last value can be compared with the one calculated in the absence of the axial tension.

Another method to account for the axial tension effect is to use an interaction formula including the ratio between the critical pressure when the axial load is present,  $p_c$ , and the critical collapse pressure in the absence of the axial load,  $p_c^0$ , and the  $N/N_F$  ratio. After investigating several such formulas, Zisopol (2000) reached the conclusions that the best results are obtained for casing and tubing if using the following equation (developed initially for coiled tubing):

$$\left(\frac{p_c}{p_c^0}\right)^{\frac{4}{3}} + \left(\frac{N}{N_F}\right)^{\frac{4}{3}} = 1 , \qquad (7)$$

As it can be easily observed, in all equations presented above the critical pressure value,  $p_c$ , depends only on the *D/t* ratio, and therefore the similitude law can be applied to study the pipe collapse phenomenon. As a consequence, tests can be performed on small diameter pipe specimens who can be considered small scale models of large diameter pipes.

Based on the statement above, a pipe local buckling testing facility (under external pressure and axial tension) has been designed and constructed. An image of the testing facility is shown in figure 2, while its scheme is included in figure 3.

The pressure chamber is shown in figure 1.



Fig. 1. Pressure chamber of the testing facility

The testing device can develop a maximum hydrostatic pressure of 1000 bar and a maximum axial tension of 100 kN, while the outside diameter of the pipe specimens can be 60 mm or, in case the lids (see fig. 3) are changed, 32 mm. The minimum required length of the pipe specimens is 500 mm.



Fig. 2. Local buckling testing facility



Fig. 3. Local buckling testing facility scheme

# Experimental results regarding local buckling of perfectly circular pipes

The tests performed aimed at studying the local buckling phenomenon under external pressure and axial tension for tubes that can be considered perfectly circular (characterised by very low values of geometrical imperfections). The tests have been performed using 24 steel specimens, which were taken from 6 seamless pipes (4 specimens from each pipe). The main characteristics of these pipes are shown in Table 1. The yield strength and the ultimate tensile strength values of the specimens' materials have been verified in each case by performing tensile tests on pipe samples, according to API methodology (API, 1980).

Table 1Specimens Characteristics

No.	D/t Ratio	Material	Yield Strength [MPa]	Ultimate Tensile Strength [MPa]
1	28	E235		
2	19.33	E233 EN10207/1	329	451
3	12.4	LIN10237/1		
4	27.6	10MoCr10		
5	19.06		482	552
6	12.24	0170 0470		

The pipe specimens have been machined both outside and inside in order to obtain very small values (under 0.1 %) of the initial pipe ovality. Moreover, the pipe eccentricity values, measured by cutting the specimens after testing, have been found to be sufficiently low (under 0.2 %) in order not to have any practical influence on the critical collapse pressure obtained during testing. Based on the above, it has been concluded that the 18 pipe specimens used for testing can be considered as perfectly circular tubes.

For each pipe tested, one specimen has been used to determine the critical collapse pressure in the absence of the axial force (N=0), while the other 3 have been firstly tensioned to an axial tension corresponding respectively to 40%, 70%, and 100% of  $N_F$ , given by equation (5).

The experimental values of  $p_c$  (obtained for N=0) have been compared with the results obtained using equations (3) or (4), combined with equations (1) and (2). A good agreement has been observed between experimental and theoretical results.

The experimental values of  $p_c$  in the presence of an axial tension have been compared with the results obtained using equation (7) or equation (6), combined with equation (2) and with equation (3) or (4). The three variants of theoretical results have been plotted as a dependence  $p_c/p_c^0 = f(N/N_F)$ .

The curves obtained, together with the test results are synthesised in figures 4-9 for each pipe used to obtain the investigated specimens. Figures 10 and 11 show some of the test specimens after testing, while figures 12 and 13 show some of the test specimens sectioned in the collapsed zone.

If comparing experimental test results with calculated values, a good agreement has been observed, with the exception of the tests for which  $N=N_F$ , due to the random factors affecting the pipe local buckling behaviour which cannot be included in the theoretical models.

The three calculation methods used to asses the critical collapse pressure in the presence of an axial tension have given very close results with the exception of pipes with D/t ratios close to 30. In these cases, the calculation methods based on equation (6), developed especially for the submarine pipelines, are recommended as such D/t ratios are typical for these pipelines.

The post-collapse configuration of a perfectly circular tube, i.e. with negligible geometrical imperfections, have been also analysed during the tests program.



Fig. 4. Results for E235 steel, D/t=28



Fig. 5. Results for E235 steel, D/t=19.33



Fig. 6. Results for E235 steel, D/t=12.4



Fig. 7. Results for 10MoCr10 steel, D/t=27.6



Fig. 8. Results for 10MoCr10 steel, D/t=19.06



Fig. 9. Results for 10MoCr10 steel, D/t=12.24



Fig. 10. Collapsed test specimens made of E235 steel



Fig. 11. Collapsed test specimens made of 10MoCr10 steel



Fig. 12. Sectioned test specimens made of E235 steel



Fig. 13. Sectioned test specimens made of 10MoCr10 steel

If considering the pipe transverse section, two typical configurations have been identified, as follows (see figs. 12 and 13):

- an ovalised pipe configuration, with the pipe ovality increasing with the D/t ratio value, finally reaching an "8"-shape; such configuration corresponds to the theoretical one, especially in the case of plastic collapse;

- a total flattening of the pipe specimen, characteristic for an elastic collapse.

# Conclusions

The tests performed, even if using a relatively small number of pipe specimens (24), allowed for an evaluation of the calculation methods proposed by various researchers in order to characterise the local buckling phenomenon under external pressure and axial tension for the case of perfectly circular tubes (characterised by small values, well below the allowed ones, of their geometrical imperfections).

If comparing the calculation methods considered to asses the influence of the axial tension on the critical collapse pressure for pipes without geometrical imperfections with the test results, it can be concluded that these three methods can be used in the same measure to evaluate such influence. The only exception has been observed for pipelines with *Dlt* ratios close to 30, for which the calculation methods based on equation (6), developed especially for the submarine pipelines, are recommended.

## References

API, 1980. Bulletin 5C3 on Formulas and Calculations for Casing, Tubing, Drill Pipe and Line Pipe Properties, 3rd edition, American Petroleum Institute, Dallas.

Recommended for publication by Department of Drilling and Oil and Gas Production, Faculty of Geology and Prospecting

- BSI, 1993. Code of Practice for Pipelines (BS 8010) Part 3. *Pipelines Subsea: Design, Construction and Installation*, British Standards Institution, London.
- DnV, 2000. Offshore Standard OS F-101: Submarine Pipeline Systems, Det Norske Veritas, Hovik, Norway.
- Dumitrescu, A. 1998. *Studies on Improving Resistance and Stability Characteristics of Subsea Pipelines*, Ph. D. Thesis, Petroleum-Gas University of Ploiesti.
- Dumitrescu, A., D. G. Zisopol. 2004. Influence of Initial Ovality on Local Buckling Under External Pressure (Collapse) of Oil Industry Tubulars – Experimental Results. – In: Oil Gas European Magazine – International Edition of Erdöl Erdgas Kohle, Hamburg, 30, 3, 129-132.
- Langner, C. G. 1990. Introduction History and Review of Collapse. – In: Proceedings, Seminar on Collapse of Offshore Pipelines, American Gas Association.
- Ulmanu, V. 1992. *Oil Tubular Material*. Technical Publishing House, Bucharest.
- Ulmanu, V., D. G. Zisopol, C. N. Trifan. 2004-2005. Theoretical Experimental Research concerning the Influence of the Exploitation Characteristics on the Coiled Tubing Life Time used in the Oil Industry, 33350/29.06.2004 CNCSIS Grant , TD Type between Petroleum-Gas University of Ploiesti and the Ministry of Education and Research.
- Zisopol, D. G. 2000. Research Concerning the Coiled Tubing Manufacturing used in Petroleum-Gas Industry, Ph. D. Thesis, Petroleum-Gas University of Ploiesti.
- Zisopol, D. G., A. Dumitrescu. 2004. Experimental Results for Local Buckling Under External Pressure (Collapse) of Perfectly Circular Tubes. – In: Oil Gas European Magazine – International Edition of Erdöl Erdgas Kohle, Hamburg, 30, 2, 68-72.

# EXPERIMENTAL RESEARCH REGARDING THE HOT-ROLLED PIPES BEHAVIOR TO CYCLIC BENDING AND INTERNAL PRESSURE

# Vlad Ulmanu, Dragos Gabriel Zisopol, Andrei Dumitrescu, Ciprian Nicolae Trifan

Petroleum-Gas University, Ploiesti 100680, Romania

ABSTRACT. This paper presents the results of the experimental research regarding the hot-rolled pipes behavior to cyclic bending with internal pressure. There were presented the methodology and the results of the 12 hot-rolled pipes material testing on compound loadings (specimens from E 235 and 10MoCr10 materials, which are used in the oil tubular construction).

#### ЕКСПЕРИМЕНТАЛНО ПРОУЧВАНЕ НА ПОВЕДЕНИЕТО НА ГОРЕЩИТЕ ТРЪБИ ПРИ КРЪГОВО ОГЪВАНЕ И ВЪТРЕШНО НАЛЯГАНЕ

**Влад Улману, Драгос Габриел Зисопол, Андрей Думитреску, Циприан Николае Трифан** Университет за петрол и газ, Плоещ 100680, Румъния

### Introduction

In this paper, there are presented the results of the experimental tests concerning the behavior on bending with internal pressure cyclic loadings of the real dimensions hot-rolled pipes, which are used in the construction of oil tubular material.

The tests issues performed on an original stand, conducted to the determination of the total number of cycles until the fatigue fracture of the pipes (NTCR).

The laboratory analysis performed on the fractured pipe specimens' permitted to establish the dynamics of the fatigue fracture process (Ulmanu, 1992).

# Experimental researches concerning the hotrolled pipes resistance on bending with internal pressure cyclic loadings

The stand (Zisopol, 2000) from figure 1 general view of the stand and figure 2 the functional-constructive scheme of the stand was utilized for the experimental researches concerning the bending with internal pressure cyclic loadings of the hot-rolled pipes.

In order to realize the bending form, the hot-rolled pipe (A) is reeled over the bending form with the diameter  $D_{AG}$  = 2438 mm (B) and then is straightened in contact with the straight form (C).

The hydraulic linear engine (D) generates the force which is necessary for pipe bending in both directions (towards B, respectively to C), through the profiled rollers (E).

The experimental tests methodology supposes the following phases:

- the 1200 mm length specimen, which is tested, is introduced on the superior part of the stand, through the rollers (E) and is fixed rigid in the clamp device (G);
- the superior end of the specimen is closed by the upper adapter (F). The inferior end of the specimen has a lower adapter (H), where is connected the hydraulic connection (I), in order to charge with under pressure work liquid;
- the specimen is filled with oil through the hydraulic connection (I) and the existent air is eliminated through the inferior valve (J);
- the specimen is loaded with the adequate hydraulic medium and it is actuated the hydraulic linear engine, which will deform the pipe, to the right, through the rollers (E);
- the check piece (L) detects the position of the pipe on the bending form (B) and reverse the motion sense (to the left). The sample is straightened on the straight form (C) until hits the other check piece (L) and the motion sense of the hydraulic engine (D) is inverted;
- > the number of cycles made by the sample is counted;
- the test is stopped when it observes the meaningful reduction of the pipe internal pressure;
- the hydraulic medium is eliminated from the inside of pipe, the system is stopped and it is separated the sample from the stand.

The stand was utilized for determining the total number of cycles until the fracture (NTCR) of 12 hot-rolled pipe specimens (with the external diameter D = 32 mm and the wall thickness t = 3 mm) – 6 samples manufactured from E 235 (EN10297/1) steel and 6 samples manufactured from 10MoCr10 (STAS 3478) steel.

The mechanical characteristics and the chemical composition (Ulmanu, Zisopol, Trifan 2004-2005) of the hot-rolled pipes materials are presented in table 1, respectively table 2.

The admitted criterion for removal of the hot-rolled pipes was the fracture of them (distinguished through the reduction of the pressure to the oil indicator M2 of the installation – see Fig. 2).

The obtained results concerning the total number of cycles until the fracture of the hot-rolled pipes (NTCR) are centralized in table 3.

Table	1
-------	---

The mechanical characteristics of the hot-rolled pipes materials

Type of steel	Yield	Ultimate Tensile	Elongation
	Strength	Strength	-
	[MPa]	[MPa]	[%]
E 235	320	151	30.0
EN10297/1	525	401	55.0
10MoCr10	320	662	26.4
STAS 3478	520	002	20.4

Table 2					
The chemical	composition	of the	hot-rolls	pipes	materials

				1 1		
Туре	С	Mn	Р	S	Si	Al
of steel			[%]			
E 235 EN10297/1	0.117	0.544	0.007	0.006	0.262	0.020
10MoCr10 STAS 3478	0.130	0.610	0.009	0.006	0.230	0.025



Fig. 1. The general view of the stand: A – hot-rolled pipe; B – bending form; C – straight form; D – hydraulic linear engine; E – profiled rollers; F – upper adapter; G – clamp device; H – lower adapter; I – hydraulic connection; J – inferior valve; K – superior valve; L – check piece; M – electric motor



Fig. 2. The functional-constructive scheme of the stand: L1, L2 – check pieces; C1, C2 – contact makers; Ds1, Ds2 – throttles; MHL – hydraulic linear engine; MEA – electric asynchronous motor; E – electromagnet; PHDV (P) – hydrostatics pump with variable flow rate; FA – admission filter; M1, M2 – oil indicators; SLP (Dn13) – pressure limiter valve; Rz (T) – oil tank; V1, V2 – coupling cocks (needle valves); IG – general switch; BP – starting up button



Fig. 3. The influence of the internal pressure on the total number of cycles (NTCR) for the two hot-rolled pipes (E235 and 10MoCr10)

#### Table 3

Total number of cycles until the fracture of the hot-rolled pipes (NTCR) constrained to cyclic bending with internal pressure

No.	Material	Diameter of pipe, D	Wall thickness, t	Diameter of the bending form, D <sub>AG</sub>	Internal pressure, p <sub>i</sub>	NTCR
-	-	[mm]	[mm]	[mm]	[MPa]	[cycles]
1.					0.0	609
2.					7.0	593
3.	F 235				13.5	477
4.	EN10297/1				20.5	412
5.					27.5	269
6.		32	3	2438	34.5	208
7.			Ŭ	2100	0.0	760
8.					7.0	741
9.	10MoCr10				13.5	589
10.	). STAS 3478				20.5	514
11.					27.5	339
12.					34.5	259

# Conclusions

In this paper, there were presented the methodology and the results of the 12 hot-rolled pipes material testing on compound loadings of bending with internal pressure (6 specimens of E 235 material and 6 specimens of 10MoCr10 material, which are used in the oil tubular construction).

From these experimental researches, there were concluded the following:

- between internal work pressure and the life time of the hot-rolled pipes, constrained to bending with internal pressure, there is an inverse proportional connection (see fig. 3);
- when there are using work pressures under 20.5 MPa, it appears numerous fractures on the specimen surfaces as against the using of the internal pressures over 20.5 MPa, when there were recorded some fractures, but more dangerous;
- for situations when there were utilized internal work pressures under 20.5 MPa, there were recorded meaningful growth of the specimens diameters (15...20%);
- the crazes were transverse initiated, from inside to outside of pipes, from the specimens' surface, which come into the contact with the bending form (B) of the test stand (see fig. 1). When the section which contains the craze cover the distance between the bending form (B) towards the straight form (C) and the pipe becomes rectilinear, the craze tends to close, but the fluid from inside (being incompressible) perform an hydraulic chock, which will determine the craze propagation;

Recommended for publication by Department of Drilling and Oil and Gas Production, Faculty of Geology and Prospecting  for the same value of the internal pressure (p<sub>i</sub>) and the same bending moment, the total number of cycles until the fracture of the 10MoCr10 (STAS 3478) pipes is, appreciatively, 25 % bigger than the total number of cycles until the fracture of the E 235 (EN 10297/1) pipes.

# References

- Leising, L. J., Newman, K. R. 1992. *Coiled Tubing Drilling*, Paper SPE 24594 presented at SPE Fall Meeting, Washington, D.C., October.
- Mark, E. 1993. *World Oil's. Coiled Tubing Handbook.* Reprinted from World Oil. Gulf Publishing Company.
- Newman, K. R. 1991. Coiled Tubing Pressure and Tension Limits, SPE 23131, September.
- Newman, K. R., Newburn, D. A. 1991. Coiled Tubing Life Modeling. Annual Technical Conference and Exhibition of the Society of Petroleum Engineers, Texas, Dallas, 6-9 October.
- Oliviu, R., et al. 1992 *The Metals Fatigue, Calculation Bases*, Vol. I, II. Technical Publishing House, Bucharest.
- Ulmanu, V. 1992. *Oil Tubular Material*, Technical Publishing House, Bucharest.
- Ulmanu, V., Zisopol, D. G., Trifan, C. N. 2004-2005. Theoretical Experimental Research concerning the Influence of the Exploitation Characteristics on the Coiled Tubing Life Time used in the Oil Industry, 33350/29.06.2004 CNCSIS Grant, TD Type between Petroleum-Gas University of Ploiesti and the Ministry of Education and Research.
- Zisopol, D. G. 2000. Research Concerning the Coiled Tubing Manufacturing Used in Petroleum-Gas Industry, Ph. D. Thesis, Petroleum-Gas University of Ploiesti.