



№ 2/2017

IN THE ISSUE:

CARBONATE MICROFACIES ANALYSIS
AND MINERAL COMPOSITION OF THE
MIDDLE-UPPER ORDOVIAN SUCCESSION
OF THE MOYERO RIVER SECTION, NE OF
SIBERIAN PLATFORM



GRANITE MELTS FORMING IN HIGH-PRESSURE CONDITIONS (BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE, EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD)



EVALUATION OF SPECTRAL INDICES
EFFICIENCY IN BURNED AREA MAPPING
USING OBJECT-BASED IMAGE ANALYSIS



APPLICATION OF ANALYTICAL HIERARCHY
PROCESS (AHP) TECHNIQUE TO EVALUATE THE
COMBINED IMPACT OF COAL MINING ON LAND
USE AND ENVIRONMENT. A CASE STUDY IN THE
HA LONG CITY, QUANG NINH PROVINCE, VIETNAM



**RUDN
university**

GeoScience
SCIENTIFIC JOURNAL

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ / EDITORIAL BOARD

Петр Докукин / Peter Dokukin

главный редактор, кандидат технических наук (Россия) /
Chief Editor, PhD in Geodesy (Russia)

Владимир Владимиров / Vladimir Vladimirov

кандидат геолого-минералогических наук (Россия) / PhD in
Geological and Mineralogical Science (Russia)

Иоаннис Гитас / Ioannis Gitas

PhD, профессор (Греция) / Head of Editorial Council, PhD in GIS
(Greece)

Радим Гаретский / Radim Garetsky

академик РАН, академик НАН Беларусь, доктор геолого-
минералогических наук, профессор (Республика Беларусь) /
Academician of RAS, Academician of National Academy of Sciince
of Belarus, Doctor of Geological and Mineralogical Science,
professor (Belarus)

Ксения Докукина / Ksenia Dokukina

кандидат геолого-минералогических наук (Россия) / PhD in
Geological and Mineralogical Science (Russia)

Юрий Ерохин / Yury Erokhin

кандидат геолого-минералогических наук (Россия) / PhD in
Geological and Mineralogical Science (Russia)

Эй-Хинг Жу / A-Xing Zhu

PhD, профессор (США) / PhD, professor (USA)

Александр Карапик / Aleksandr Karpik

доктор технических наук, профессор ((Россия) / Doctor of
Technical Science, professor (Russia)

Владимир Кафтан / Vladimir Kaftan

доктор технических наук (Россия) / Doctor of Technical
Science (Geoinformatics) (Russia)

Юджин Левин / Eugene Levin

PhD, доцент (США) / PhD, Associate Professor, (USA)

Василий Малинников / Vasiliy Malinnikov

доктор технических наук, профессор (Россия) / Doctor
of Technical Science (Geodesy), professor (Russia)

Михаил Минц / Michail Mints

доктор геолого-минералогических наук (Россия) / Doctor of
Geological and Mineralogical Science (Russia)

Анатолий Певнев / Anatoly Pevnev

доктор технических наук, профессор (Россия) / Doctor of
Technical Science, professor (Russia)

Вадим Плющиков / Vadim Plyushikov

доктор сельскохозяйственных наук, профессор (Россия) /
Doctor of Agriculture Science, professor (Russia)

Александр Прищепов / Alexandr Prishchepov

PhD, доцент (Дания) / PhD, Associate Professor (Denmark)

Игорь Савин / Igor Savin

член-корреспондент РАН, доктор сельскохозяйственных
наук, профессор (Россия) / Corresponding member of RAS,
Doctor of Agriculture Science (Russia)

Виктор Савиных / Victor Savinykh

член-корреспондент РАН, доктор технических наук,
профессор (Россия) / Corresponding member of RAS, Doctor of
Technical Science (Geodesy), professor (Russia)

Сергей Карченко / Sergey Kharchenko

доктор физико-математических наук, профессор (Россия) /
Doctor of Physical and Mathematician Science, Professor (Russia)

РЕДАКЦИЯ / TECHNICAL BOARD

Петр Докукин / Peter Dokukin

Владимир Кафтан / Vladimir Kaftan

Александр Прийменко / Alexandr Priymenko

Артемий Алексеев / Artemiy Alexeev

Антон Поддубский / Anton Poddubsky

Денис Парпурा / Denis Parpura

Свидетельство Роскомнадзора Эл№Фс77-44805 от 29.04.2011

ISSN: 2223-0831

Журнал включен в Российский индекс научного цитирования

Учредитель (издатель): ООО «ГеоДозор», Россия, Москва

Издается совместно с Российским университетом дружбы народов

Почтовый адрес редакции: Россия, 117198, Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 8 кор. 2, каб. 445

Электронный адрес: <http://geo-science.ru>

Электронная почта: journal@geo-science.ru

Размещение статьи в номере журнала на его официальном интернет-сайте <http://geo-science.ru> является свидетельством публикации.

Авторские права сохраняются в соответствии с международными правилами.

Авторы статей несут ответственность за содержание статей и за сам факт их публикации. Редакция не всегда разделяет мнения авторов и не несет ответственности за недостоверность публикуемых данных. Редакция журнала не несет никакой ответственности перед авторами и/или третьими лицами и организациями за возможный ущерб, вызванный публикацией статьи. Редакция вправе изъять уже опубликованную статью, если выяснится, что в процессе публикации статьи были нарушены чьи-либо права или общепринятые нормы научной этики. О факте изъятия статьи редакция сообщает автору, который представил статью, рецензенту и организации, где работа выполнялась.

Правила предоставления статей и требования к их оформлению размещены на официальном сайте журнала по адресу <http://geo-science.ru>

ГЕОЛОГИЯ / GEOLOGY	
<i>By T.Ф., Чинь Л.Х., До Н.Х., Во Т.К.</i> Применение метода аналитической иерархии (AHP) для оценки комбинированного воздействия добычи угля на землепользование и окружающую среду. На примере в городе Халонг, Провинция Куанг Нинь, Вьетнам / <i>Thang Phuong V.U., Le Hung TRINH, Nguyen Hai D. O, Tu Can V.O.</i> Application of Analytical Hierarchy Process (AHP) Technique to Evaluate the Combined Impact of Coal Mining on Land Use and Environment. A Case Study in the Ha Long City, Quang Ninh Province, Vietnam	004
<i>Докукина К.А.</i> Формирование гранитных расплавов в высокобарных условиях (Беломорская эклогитовая провинция, восток Фенноскандинавского щита) / <i>Dokukina K.A.</i> Granite Melts Forming in High-Pressure Conditions (Belomorian Eclogite Province, Eastern Fennoscandian Shield)	010
<i>Ерохин Ю.В., Иванов К.С.</i> О находке твердого битума (антраксолита) в плагиориолитах Триаса на границе Урала и Западной Сибири / <i>Erokhin Yu., Ivanov K.</i> On the Finding of the Solid Bitumen (Anthraxolite) in the Triassic Plagioryholites on the Border of the Ural and Western Siberia	028
<i>Зайцев А.В., Зиятдинова И.И., Косоруков В.Л.</i> Карбонатные микрофации и минеральный состав Средне-Верхнеордовикских отложений разреза р. Мойеро, Северо-Восток Сибирской Платформы / <i>Zaitsev A., Ziyatdinova I., Kosorukov V.</i> Carbonate Microfacies Analysis and Mineral Composition of the Middle-Upper Ordovician Succession of the Moyero River Section, NE of Siberian Platform	039
<i>Абрамов Б.Н.</i> Петрография, условия формирования гранитоидов Амуджикано-Шахтаминского комплекса (J_{2-3}) в рудных полях золоторудных и молибденовых месторождений Восточного Забайкалья / <i>Abramov B.N.</i> Petrogeochemistry, the Conditions of Formation of Granitoids of Amudzhikan-Shakhtaminskiy Complex (J_{2-3}) in the ore fields of gold and molybdenum ore deposits, Eastern Transbaikalia	045
ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ / REMOTE SENSING	
<i>Лимонов А.Н., Гаврилова Л.А., Жильцова Е.А.</i> Мониторинг объектов недвижимости по материалам, полученным с беспилотных летательных аппаратов / <i>Limonov A.N., Gavrilova L.A., Zhiltsova E.A.</i> Monitoring of Real Estate Objects Based on Materials, Obtained from Unmanned Aerial Vehicles	057
<i>Папаиорданidis С., Томпулиду М., Лефакис П., Гитас И.</i> Оценка эффективности использования спектральных индексов для определения сгоревших участков с использованием объектно-ориентированного анализа изображений / <i>Papaioordanidis Stefanos, Tompoulidou Maria, Lefakis Panagiotis, Gitas Ioannis Z.</i> Evaluation of Spectral Indices Efficiency in Burned Area Mapping Using Object-based Image Analysis	065
ПОЧВОВЕДЕНИЕ / SOIL SCIENCE	
<i>Карастожианни Е., Билас Ж., Александридис Т.</i> Оценка методов пространственной интерполяции для картографирования деградированных почв в Ксанти (Греция) / <i>Karastogianni Evdokia, Bilas George, Alexandridis Thomas</i> Evaluation of Spatial Interpolation Methods for Mapping the Degraded Soils Of Xanthi (Greece)	073

APPLICATION OF ANALYTICAL HIERARCHY PROCESS (AHP) TECHNIQUE TO EVALUATE THE COMBINED IMPACT OF COAL MINING ON LAND USE AND ENVIRONMENT. A CASE STUDY IN THE HA LONG CITY, QUANG NINH PROVINCE, VIETNAM

<i>Thang Phuong V.U.</i>	<i>Le Hung TRINH</i>	<i>Nguyen Hai D. O</i>	<i>Tu Can V.O.</i>
Hanoi National University of Agriculture, Hanoi, Vietnam	Le Quy Don Technical University, Hanoi, Vietnam	Hanoi National University of Agriculture, Hanoi, Vietnam	Vietnam Society of Soil Science, Hanoi, Vietnam

e-mail: yuthangphuong@gmail.com

Abstract. Coal mining is an important contributor to Vietnam's GDP, however, it also seriously effects on the environment. The environmental impact of the coal industry includes issues such as land use, waste management, water and air pollution, caused by the coal mining, processing and the use of its products. In addition to atmospheric pollution, coal burning produces hundreds of millions of tons of solid waste products annually, including fly ash, bottom ash, and flue-gas desulfurization sludge, that contain mercury, uranium, thorium, arsenic, and other heavy metals. This study presents the results of impact assessment of coal mining on land use/land cover, water resources and urban landscape in Ha Long city, Quang Ninh province, North East of Vietnam. The study was conducted in the basis of an analysis of samples (12 soil samples, 5 surface water samples and 5 groundwater samples) and AHP hierarchical technique through a survey of 40 households, 30 managers and 30 technicians in the coal mining area. The results obtained in this study show that land use change in coal area of Ha Long city is proportional to annual coal production, in which agricultural land, residential land, river and stream water are the factors most affected by coal mining.

Keywords: coal mining, environment, land use, AHP, Vietnam.

Introduction

Mineral resources are one of the most important natural resources of each country. Minerals are the source material for many industries, such as energy production, building materials, metal, for agricultural, industrial.... Mineral mining is one of the most important economic activities in Vietnam, it also seriously affects the land cover, natural ecosystems, and human living environment at varying degrees. Ha Long City – the center of Quang Ninh province has big reserves of coal with over 530 million tons of coal and the potential for mining is huge. In recent years, environmental quality in Ha Long city is severely degraded. In fact, most of soil, water and air in coal area of Ha Long city has been infiltrated mixed in many different types of toxic, seriously affect the living environment (Ha Long City People's Committee, 2015). Up to now, there is no scientific research that has been fully evaluated about the impacts of coal mining activities in the coal mine area of Ha Long city. Therefore, the purpose of the study

was to evaluate the impact of coal mining on the surrounding environment specifically on land cover/land use and water, to contribute to environmental improvement after mining and to optimize land use allocation for sustainable development.

Materials and Methods

The secondary data are collected at the Ha Long City People's Committee and some other related departments. These documents have been issued which related to natural and socio-economic conditions, coal mining activities and the impacts of coal mining on land use, landscape and water resources in Ha Long area.

Besides, this study examined the comments of local people (40 votes), management staff (30 votes) and technical staff of enterprises in Ha Long coal mine (30 votes) about the impact of coal mining on land use/land cover.

The study was conducted on the basis of an analysis of samples (12 soil samples, 5 surface water samples and 5

groundwater samples). Samples were collected during the survey in March 2015. Sampling sites were selected at the Nam Lo Phong waste disposal sites, surrounding area of coal mining sites, coastal areas and areas with tourist activities.

Finally, analytical hierarchy process (AHP) method was used to evaluate the impact of coal mining on soil quality and land use, water quality and landscape (Figure 1). The analytic hierarchy process (AHP) is a structured technique for organizing and analyzing complex

decisions, based on mathematics and psychology. Created by Thomas L. Saaty in the 1970s, this method consists in the development of a model that reflects the workings of the human mind in the evaluation of the alternatives facing a complex decision problem. Up to now, this method has been widely applied in many fields such as land use, geology, environment, agriculture, economy and military (Adi Setiawan, 2014; Cengiz, 2009; Le Canh Dinh, Tran Trong Duc, 2011).

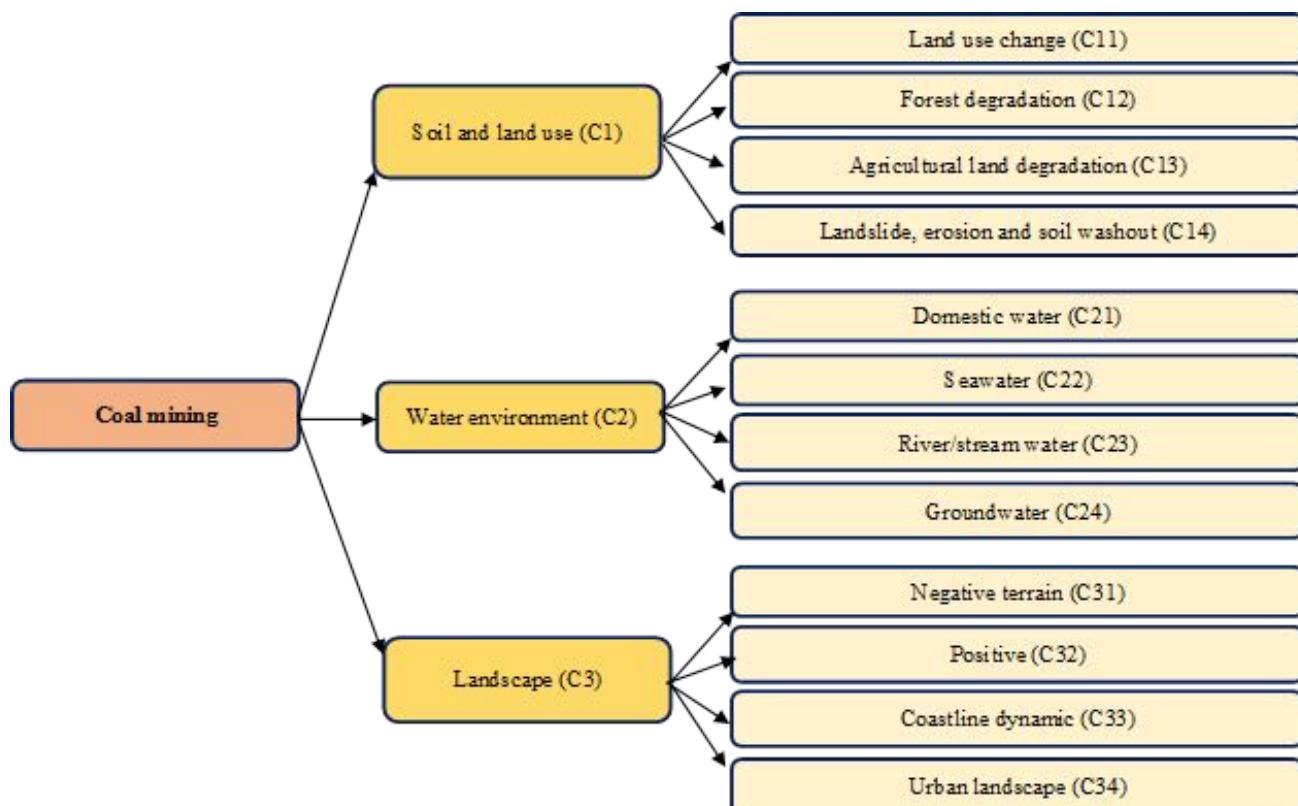


Figure 1. The variables used in AHP model

Results and Discussion

There are numerous damaging environmental impacts of coal that occur through its mining, preparation, combustion, waste storage, and transport. The results of the component impact assessment show that coal mining has the strongest impact to the agricultural and residential land, water resources and landscape. Therefore, the combined impact assessment of coal mining activities in coal area of the Ha Long city is based on three

groups: land use, water resources and landscape (Figure 1).

a) *Pairwise comparison (Saaty's AHP) and calculating the AHP weight (order = 1) (factors affected)*

The results of the AHP calculations show that land use ($w = 0.79$) was the most strongly affected by coal mining. Water resources ($w = 0.13$) and landscapes ($w = 0.08$) are secondary and tertiary factors, which affected by coal mining. The CI value (<0.01) reflects the rationality in the calculation (Table 1).

The weight values of AHP are verified by comment of people using survey votes. The results show that land resources and land use are the most strongly affected by

coal mining (40/40 votes), water resources is secondary (38/40) and landscape (25/40) is tertiary affected by coal mining (Table 2).

Table 1.

Pairwise comparison (Saaty's AHP) and the weight of impact of coal mining on environment (Saaty's matrix of order 1)

Factor	Variable	C1	C2	C3	Weight (Wi)	Level of impact
Land use	C1	1	4	7	0,79	1
Water resources	C2	1/4	1	3	0,13	2
Landscape	C3	1/7	1/3	1	0,08	3

Table 2.

Summary of survey result of impact of coal mining on the environment

Factor	Number of votes	Rate of votes (%)
Land use	40/40	100
Water resources	38/40	95
Landscape	25/40	62,5

b) Pairwise comparison (Saaty's AHP) and calculating the AHP weight (order = 2)

After determination of the impact of coal mining activities on the factors of matrix of order 1, this study assesses the level of impact in each major level.

The first is the impact on agricultural land and residential land. This group has four components which are determined to be most affected by coal mining: forest appropriation, forest degradation, waste rock and landslide.

If CI value less than 0.1, then the calculation result is accepted. It can be seen that the weight of landslide factor is highest ($w = 0.54$), that is the coal mining activities have the strongest impact on the removal of rock material on the surface of the mining area. This not only affects mining operations but also affect the environment and landscape of coal mining activities. Soil pollution due to waste rock has the second highest weight value ($w=0.31$). The impact of these two factors is not as strong as that of waste rock and landslides ($w = 0.17$ and 0.13).

Pollution from coal mining may have a negative impact on surface water and groundwater. The results obtained show that the impact of coal mining on river and stream water resources is strongest ($w=0.53$). Groundwater ($w=0.31$), sea water ($w=0.11$)

and domestic water ($w=0.05$) are less affected from coal mining activities.

Coal mining has also affected the landscape, in which urban landscape is the most affected by coal mining activities ($w = 0.5$). Meanwhile, the coastline change is not much affected by coal mining ($w = 0.07$).

To verify the results obtained by application of AHP technique for assessing the impact of coal mining activities on environment and land use/land cover, in this study we use the information collected through the social survey. The questionnaire was designed with 7 questions, the respondents are the people who live in areas directly and indirectly affected by coal mining (40 questionnaires in Ha Tu, Ha Lam and Ha Khanh wards). The results which obtained show that all questionnaires were selected that "coal mining causes landslides" in coal area of Ha Long city. Most questionnaires were selected that "coal mining causes soil pollution and forest degradation". Finally, the factors that most people consider least affected by coal mining activities are domestic water (15/40 votes), negative terrain (15/40 votes), positive terrain (15/40 votes) and coastline change (10/40 votes).

Table 3.

Pairwise comparison (Saaty's AHP) and the weight of impact of coal mining on land use
(Saaty's matrix of order 2)

Factor	Variable	Forest appropriation (C ₁₁)	Forest degradation (C ₁₂)	Waste rock (C ₁₃)	Landslide (C ₁₄)	Weight W(i)	Level
Forest appropriation	C ₁₁	1,00	2,00	0,25	0,17	0,09	3
Forest degradation	C ₁₂	0,50	1,00	0,20	0,13	0,06	4
Waste rock	C ₁₃	4,00	5,00	1,00	0,50	0,31	2
Landslide	C ₁₄	6,00	8,00	2,00	1,00	0,54	1
Total		11,50	16,00	3,45	1,79	1,00	

(CI = 0,01)

Table 4.

Pairwise comparison (Saaty's AHP) and the weight of impact of coal mining on water resources (Saaty's matrix of order 2)

Factor	Variable	Domestic water (C ₂₁)	Sea water (C ₂₂)	River/stream water (C ₂₃)	Groundwater (C ₂₄)	Weight W(i)	Level
Domestic water	C ₂₁	1,00	0,33	0,13	0,17	0,05	4
Sea water	C ₂₂	3,00	1,00	0,20	0,25	0,11	3
River/stream water	C ₂₃	8,00	4,00	1,00	3,00	0,53	1
Groundwater	C ₂₄	5,00	6,00	0,33	1,00	0,31	2
Total		11,50	16,00	3,45	1,79	1,00	

(CI = 0,08)

Table 5.

Pairwise comparison (Saaty's AHP) and the weight of impact of coal mining on landscape
(Saaty's matrix of order 2)

Factor	Variable	Negative terrain (C₃₁)	Positive terrain (C₃₂)	Coastline dynamic (C₃₃)	Urban landscape (C₃₄)	Weight W(i)	Level
Negative terrain	C ₃₁	1,00	0,33	2,00	0,25	0,12	3
Positive terrain	C ₃₂	3,00	1,00	5,00	0,50	0,31	2
Coastline dynamic	C ₃₃	0,50	0,20	1,00	0,17	0,07	4
Urban landscape	C ₃₄	4,00	2,00	6,00	1,00	0,50	1
Total		8,50	3,53	14,00	1,92	1,00	

(CI = 0,01)

Conclusion

Based on this study, it shows that coal mining has a great impact on natural resources and environment in Ha Long city, Quang Ninh province, especially for land use, water resources and urban landscape. Land use change in Ha Long city is proportional to coal production. Soil erosion and landslide not only affected the quality of soil, but also threatening the resilience and the plan for reverting and reusing in coal mining areas. Waste disposal sites in study area (Nam Lo Phong, Chinh Bac, Ha Tu...) were located near residential areas, coastlines, upstream and seriously affecting the water quality.

The results obtained in this paper can be used to assess the impact of coal mining on natural resources and the environment and to help managers to take measures to minimize these negative effects.

References

- Adi Setiawan, Eko Sediyo, Dirk A. L. Moekoe (2014), Application of AHP Method in Determining Priorities of Conversion of

Unusedland to Food Land in Minahasa Tenggara. International Journal of Computer Applications (0975 - 8887), Volume 89 - No 8, March 2014.

- Cengiz and Akbulak (2009), Application of analytical hierarchy process and geographic information systems in land-use suitability evaluation: a case study of Dümrek village (Çanakkale, Turkey), International Journal of Sustainable Development and World Ecology, Vol. 16(4), 286 – 294.
- Lorne Rubenstein (2003), A Season in Dornoch: Golf and Life in the Scottish Highlands. A catalogue record for this book is available from the British Library. ISBN 9781840187052.
- Le Canh Dinh, Tran Trong Duc (2011), The integration of GIS and Fuzzy AHP for land suitability analysis, Proceedings of the second science and technology conference, Ho Chi Minh National University, 12 p.
- Ha Long City People's Committee (2015), Master plan for socio- economic development in Ha Long city to 2020 and vision to 2030.
- Ha Long City People's Committee (2011), Evaluation the results of the territorial development of Ha Long city development planning project to 2015.
- Ha Long City People's Committee (2015), Environmental planning of Ha Long city to 2020 and vision to 2030.



ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА АНАЛИТИЧЕСКОЙ ИЕРАРХИИ (АНР) ДЛЯ ОЦЕНКИ КОМБИНИРОВАННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ДОБЫЧИ УГЛЯ НА ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЕ И ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ. НА ПРИМЕРЕ В ГОРОДЕ ХАЛОНГ, ПРОВИНЦИЯ КУАНГ НИНЬ, ВЬЕТНАМ

By T.F.	Чинь Л.Х.	До Н.Х.	Во Т.К.
Ханойский национальный сельскохозяйственный университет, Ханой, Вьетнам	Технический университет, Ханой, Вьетнам	Ханойский национальный сельскохозяйственный университет, Ханой, Вьетнам	Вьетнамское общество почвоведов, Ханой, Вьетнам
e-mail: vuthangphuong@gmail.com	e-mail: trinhlehung125@gmail.com		

Аннотация: Добыча угля является важным вкладом в ВВП Вьетнама, однако это также серьезно влияет на окружающую среду. Воздействие угольной промышленности на окружающую среду включает такие проблемы, как землепользование, удаление отходов, загрязнение воды и воздуха, вызванное добычей угля, переработкой и использованием его продуктов. В дополнение к атмосферному загрязнению, сжигание угля ежегодно производит сотни миллионов тонн твердых отходов, включая летучую золу, донную золу и осадок десульфурации дымовых газов, которые содержат ртуть, уран, торий, мышьяк и другие тяжелые металлы. В этом исследовании представлены результаты оценки воздействия добычи угля на землепользование/растительный покров, водные ресурсы и городской ландшафт в городе Халонг, провинция Куанг Нинь, северо-восток Вьетнама. Исследование проводилось на основе анализа проб (12 образцов почвы, 5 проб поверхностных вод и 5 образцов грунтовых вод) и метода аналитической иерархии (АНР) посредством обследования 40 домашних хозяйств, 30 руководителей и 30 специалистов в угольной области. Результаты, полученные в этом исследовании, показывают, что изменение землепользования в угольной области города Халонг пропорционально ежегодному производству угля, в котором сельскохозяйственные угодья, жилые земли, речные и речные воды являются факторами, наиболее затронутыми добычей угля.

Ключевые слова: Добыча угля, окружающая среда, землепользование, АНР, Вьетнам

© Authors, 2017

ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНИТНЫХ РАСПЛАВОВ В ВЫСОКОБАРНЫХ УСЛОВИЯХ (БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ, ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Докукина К.А.

Кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник, Геологический
институт РАН, Москва, Россия

e-mail: dokukina@mail.ru

Аннотация. Эклогиты, обнажающиеся вдоль северо-восточной границы Беломорского орогена на западе Фенноскандинавского щита были сформированы как результат мезо-неоархейской субдукции и коллизии. Сверхвысокобарная и высокобарная ассоциация Гридинских пород представлена ТТГ гнейсами, содержащими прослои, фрагменты и дайки основных и ультраосновных пород. Неоархейская декомпрессия высокобарных пород сопровождалась частичным плавлением ТТГ гнейсов. Исследование реакционных структур в мигматитах позволило проследить изменение РТ параметров при перемещении пород от пиковых условий эклогитовой фации в условия высокобарной гранулитовой фации (10-13 kbar, 800-850 °C). Мигматиты наиболее часто приурочены к границам контрастных по составу пород (кислых и основных), которые были наиболее благоприятны для частичного плавления, миграции флюида и диффузии компонентов. Начальная стадия плавления характеризуется формированием калиевой гранитной лейкосомы замещающей гнейсы и пронизывающей породы основного состава. Гранат и фенгит-содержащая лейкосома имеет высокие содержания бария, ярко выраженные положительные Eu и Sr аномалии при очень низком содержании всех остальных редких и рассеянных элементов. Зрелая стадия плавления представлена небольшими интрузивными телами нормального гранитного состава калиевой специфики. Граниты характеризуются более высокими содержаниями малых и рассеянных и отрицательными Eu и Sr аномалиями.

Ключевые слова: Беломорская эклогитовая провинция, эклогит, гранулит, частичное плавление, лейкосома, симплектит.

Введение

В пределах Южно-Кольской активной окраины вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированные в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов (ассоциации Салма и Гридино) (рис. 1а, б) (Mints et al., 2014, 2015). Детальные исследования привели нас к выводу о том, что эклогитовый метаморфизм всех пород Беломорской эклогитовой провинции был не позднее 2.7 млрд лет назад (Dokukina and Konilov, 2011; Dokukina et al., 2014) и связан с процессами мезо-неоархейской субдукции и формированием Южно-Кольской активной окраины в результате закрытия мезоархейского Салминского палеоокеана при сближении микроконтинента Хетоламбина и Кольского кратона

(Mints et al., 2014). Событие с возрастом 2.7 млрд лет отвечает пост-эклогитовому декомпрессионному метаморфизму гранулитовой фации повышенных давлений. В это время происходило частичное плавление сложного по строению континентального субстрата, включающего в себя разные типы гранитоидов (тоналит-трондемитовые гнейсы, граниты и мигматиты) и породы основного состава (метаморфизованные мафические дайки и фрагменты мафических пород). Цель настоящей статьи продемонстрировать на конкретном примере зарождение коровых гранитных расплавов в корневых частях континентальных орогенов.

Краткий геологический очерк

Метаморфические комплексы Мезоархейско-Неоархейской Беломорской эклогитовой провинции расположены в пределах Южно-

Кольской активной окраины вдоль северо-восточной границы Мезоархейско-Палеопротерозойского Беломорского аккреционного орогена (рис. 1). Две ассоциации эклогитов в пределах провинции различаются по природе протолитов. Эклогиты ассоциации Салмы формировались по породам океанической коры. В районе Гридино эклогитизацию подвергались дайки и фрагменты пород основного состава. Дискуссии о возрасте и природе эклогитов Беломорской эклогитовой провинции в настоящий момент актуальны и рассматриваются в многочисленных публикациях, посвященных петрологии, геохимии, геохронологии и геодинамике данного

региона (Володичев и др., 2004; 2005; 2008; 2009; Докукина и др., 2009; 2010; 2012а, 2012б; 2014; Докукина, Докукин, 2015; Dokukina, Konilov, 2011, Dokukina et al., 2014; Аранович, Козловский, 2009; Козловский, Аранович, 2010; Козловский, Аранович, 2008; Konilov et al., 2011; Минц и др., 2010а, 2010б; Mints et al., 2010, 2014; 2015; Моргунова, Перчук, 2012; Perchuk and Morgunova, 2014; Скублов и др., 2011а, 2011б; Слабунов и др., 2006а, 2006б, 2008, 2011; Степанова, Степанов, 2005а, 2005б; Степанов, Степанова, 2006; Травин, Козлова, 2005; Сибелев и др., 2004; Каулина и др., 2010; Щипанский и др., 2012а, 2012б и др.).

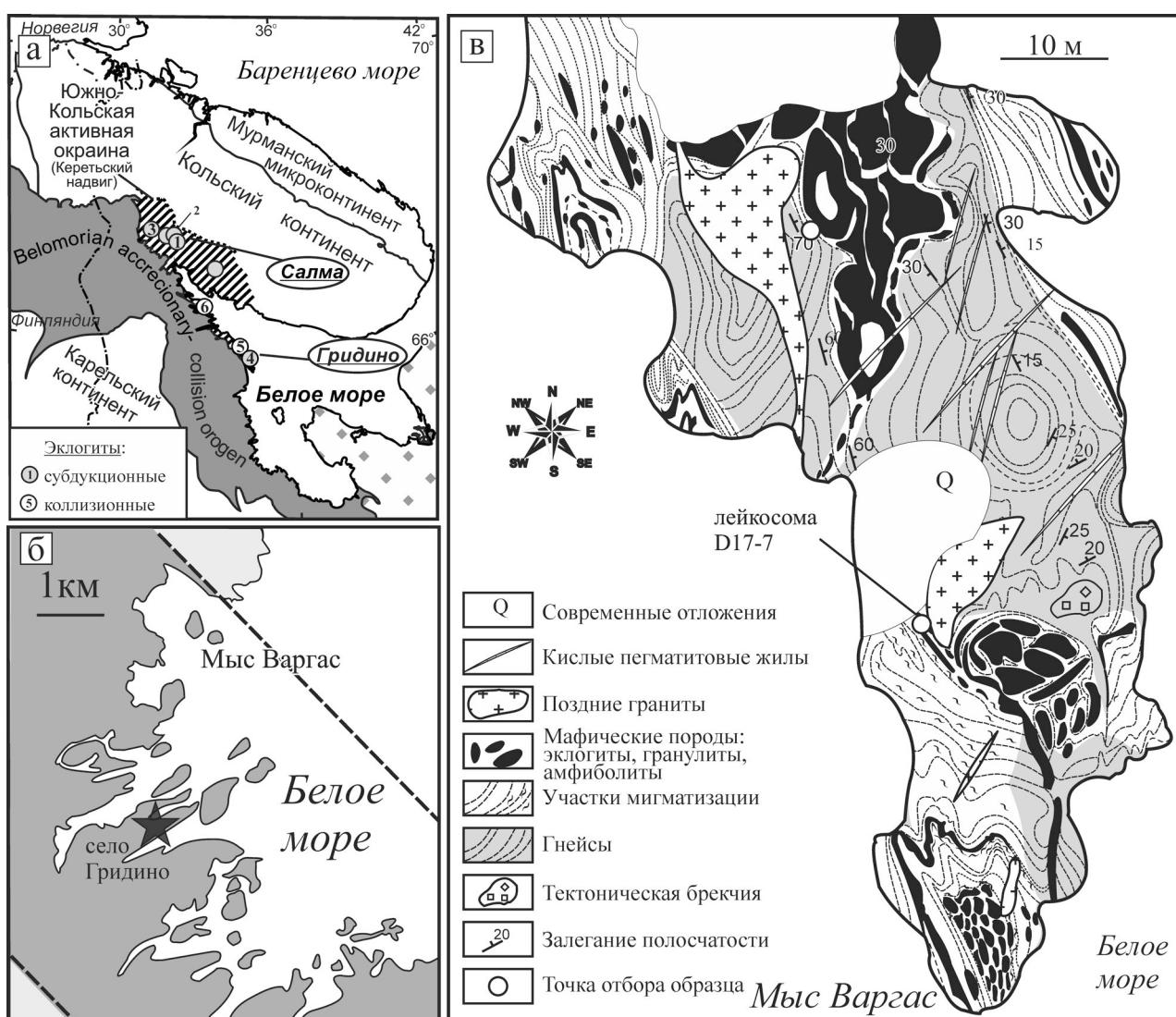


Рис. 1. (а) Тектоническая позиция эклогитовых ассоциаций Салмы и Гридино, образующих архейскую Беломорскую эклогитовую провинцию (БЭП) в восточной части Фенноскандинавского щита. (б) - положение объектов исследования в Гридинской зоне (серый тон). С небольшими изменениями по (Минц и др., 2010). (в) Геологическая схема мыса Варгас (модифицировано из Докукина и др., 2012).

Хороший пример частичного плавления контрастных по составу пород представлен на мысе Варгас (рис. 1 б, в), который находится в 3-х километрах от села Гридино (VGS-84: N 65°56', E 34°40'). Здесь распространены мезоархейские ~ 3.0-2.9 млрд лет гранитогнейсы тоналитового состава с прослойями амфиболовых гнейсов, интрудированные мезоархейскими ~ 2.82 млрд лет дайками метагаббро и

содержащие многочисленные тела амфиболитизированных гранулитов по эклогитам различного (от первых сантиметров до первых метров) размера, от изометричной до сильно уплощенной формы.

Гнейсы и дайки метагаббро совместно формируют складчатый пакет с пологими шарнирами и субвертикальными осевыми плоскостями (рис. 2а).

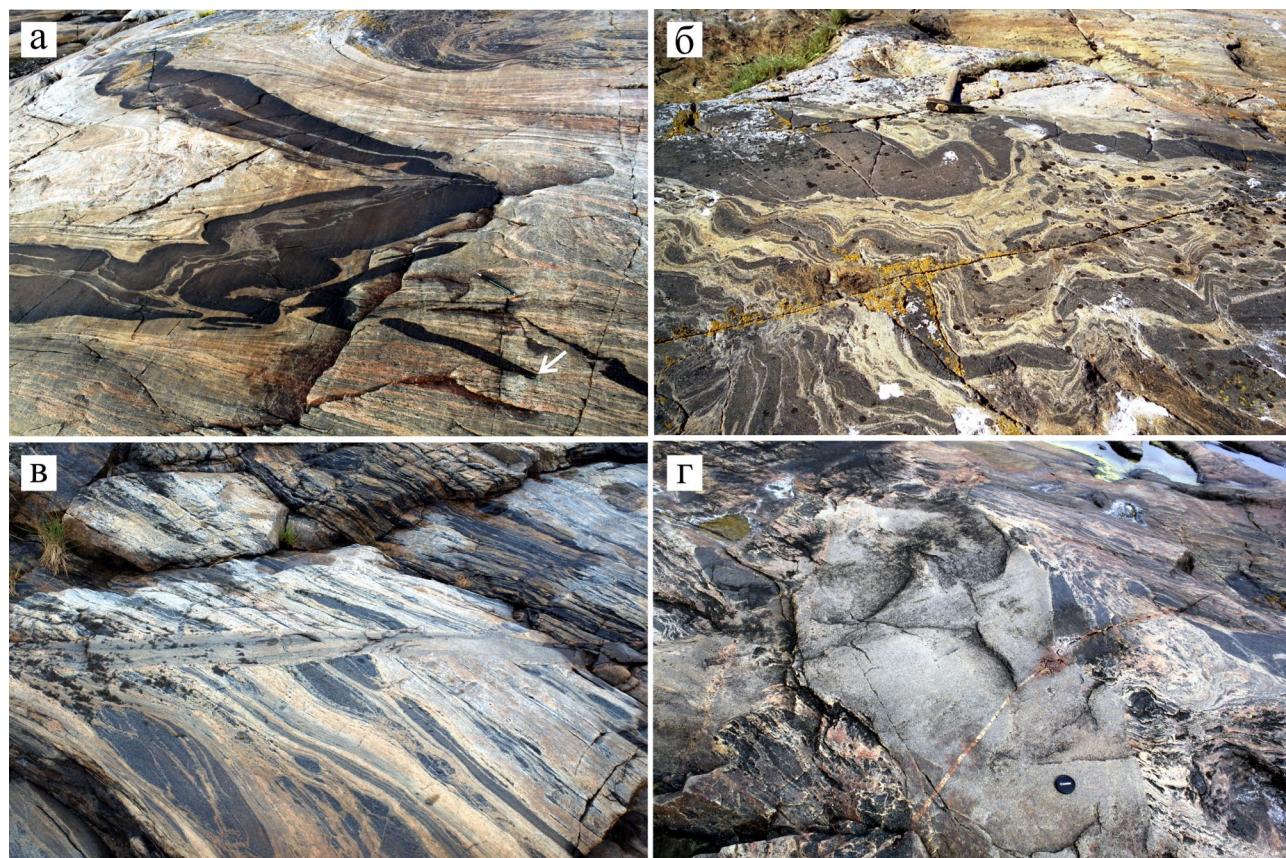


Рис. 2. Фотографии обнажений: (а) деформированные дайки метагаббро, пронизанные жилами гранат и фенит-содержащей лейкосомы. Стрелкой показан сохранившийся секущий контакт апофиза дайки с гнейсами; (б) деформированная дайка метагаббро, пронизанная жилами гранат и фенит-содержащей лейкосомы; (в) Лейкосома замещает гнейсы и содержит реститовые тела нерасплавленных тоналитов и фрагменты мafических пород. Маломощная жила лейкогранитов пересекает мигматиты; (г) Тело лейкогранитов пересекает мигматиты.

Полосчатость гнейсов конформна дайковым телам. Однако на южном окончании мыса на протяжении 30 м одна из даек метагаббро сохраняет секущие контакты с вмещающими гнейсами, насыщенными включениями мafических пород (рис. 1в). К северу дайка деформирована, имеет раздувы и пережимы, смята в складки и будинирована. На участках деформации

породы испытали частичное плавление (Докукина и др., 2009; 2010; 2012 Dokukina et al., 2014) с формированием гранат- и фенит-содержащей кислой лейкосомы (рис. 2б). Реликты интрузивных контактов апофизов даек с гнейсами тем не менее сохраняются в зонах интенсивных деформаций (рис. 2а).

В зонах частичного плавления лейкосома замещает гнейсы, а многочисленные тонкие жилы лейкосомы (от нескольких до десятков сантиметров в ширину) расщепляют мafические породы (рис. 2б) и содержат реститовые тела нерасплавленных тоналитов и фрагменты мafических пород (рис. 2в). Зоны частичного плавления с формированием фенгит-содержащей лейкосомы строго приурочены к границам между основными и кислыми породами. Лейкограниты представлены относительно крупными телами и жилами лейкоократовых гранитов (от десятков сантиметров до десятков метров в ширину), которые пересекают полосчатость всех метаморфических пород (рис. 2в, г). Цирконы из лейкогранитной жилы были датированы методом LA-ICP-MS и дали возраст 2721 ± 19 млн лет (данные Л.М. Натапова и Е.А. Белоусовой). Этот возраст в пределах ошибки совпадает с конкордантным возрастом 2713 ± 6 млн лет, полученным в фенгит-содержащей лейкосоме U-Pb-Th изотопными и химическими методами по цирконам (Dokukina, Konilov, 2011; Докукина и др., 2012; Хиллер, Докукина, 2016).

Петрография и минералогия

Гнейсы характеризуются однородным минеральным составом. Это мигматизированные полосчатые биотит-амфибол-эпидотовые, гранат-биотит-эпидотовые или амфиболовые плагиогнейсы.

Мafические породы, морфологически представленные дайками или фрагментами в гнейсах, представляют собой высокобарные гранулиты, сформированные после эклогитов. Равновесный гранулитовый гранат-клинопироксен-плагиоклазовый минеральный парагенезис испытал преобразования в условиях амфиболитовой фации с формированием амфибола и биотита. Рутил и апатит – типичные акцессорные

минералы. Гранат $\text{Alm}^{50-60}\text{Prp}^{14-27}\text{Grs}^{18-24}\text{Sps}^{1-3}$ иногда содержит включения омфацита, который содержит до 43 мольных % Id и характеризуется высоким содержанием Ca-Ts (до 6.5 mol % Ca-Ts) (рис. 3).

Лейкосома имеет полосчатую текстуру: чередование полевошпат-кварцевых (\pm гранат) прослоев и прослоев почти целиком выполненнымми фенгитом с кварцем (\pm гранат). Ti- и Ba-содержащий фенгит (до 3.20 Si cations на 11 атомов O, MgO 1.62–1.79 вес.%, TiO_2 0.16–2.27 вес.% и BaO 0.39–0.76 вес.%) (рис. 4) имеет две генерации. Первая представлена относительно широкими чешуйками (рис. 5а). Вторая генерация фенгита представленная симплектитовыми срастаниями с кварцем и часто развивается вокруг фенгитов первой генерации (рис. 5а). Полевые шпаты представлены калиевыми и калиево-бариевыми полевыми шпатами, плагиоклазом мирамекитами (рис. 5б). В составе лейкосомы встречаются клиноцизит-кварцевые симплектиты (рис. 5в), гранат ($\text{Alm}^{46-52}\text{Prp}^{6-13}\text{Grs}^{30-37}\text{Sps}^{4-13}$), клинопироксен, рутил, циркон, апатит и алланит.

В лейкосоме были изучены реакционные структуры, отвечающие условиям высоких давлений и/или температур.

1. Скелетные и симплектитовые срастания Ba-фенгита, кварца (\pm плагиоклаз) пересекают относительно крупные оптически однородные зерна калиевого полевого шпата (рис. 5а). На границе с фенгит-кварцевыми срастаниями в калиевом полевом шпата повышается содержание бария и формируется зональная кайма калий-бариевого полевого шпата с повышением содержания бария к периферии.

2. Мирамекиты (вермикулярные выделения кварца в плагиоклазе) наблюдаются в тесной ассоциации с фенгит-кварц-плагиоклазовыми сростками (рис. 5б).

3. Вермикулярные прорастания клиноциозита и кварца (клиноциозит-кварцевые симплектиты) сформированы в равновесии с фенгитом и фенгит-кварцевыми срастаниями (рис. 5в). Реликтовые зерна кальцита иногда встречаются в областях, где развиваются клиноциозит-кварцевые симплектиты.

4. На границе с породами основного состава (например, породами дайки) в лейкосоме наблюдаются короны калиевого полевого шпата на границе с кварцем и сростками биотита и плагиоклаза (рис. 5 г).

5. Реститовые гранат ($\text{Alm}^{46-47}\text{Prp}^{12-13}\text{Grs}^{36-37}\text{Sps}^{4-5}$) и клинопироксен

замещаются клиноциозит-кварцевыми симплектитами. В этих же образцах клиноциозит-кварцевые симплектиты обрастают оптически однородным биотитом, внутри которого присутствуют червеобразные включения калиевого полевого шпата и кварца. Центральные части плагиоклазов в непосредственной близости с клинопироксеном и гранатом представлены антиперититами – регулярными выделениями оптически однородного калиевого полевого шпата в плагиоклазе. В плагиоклазе наблюдаются идиоморфные кристаллы биотита без включений и циркон.

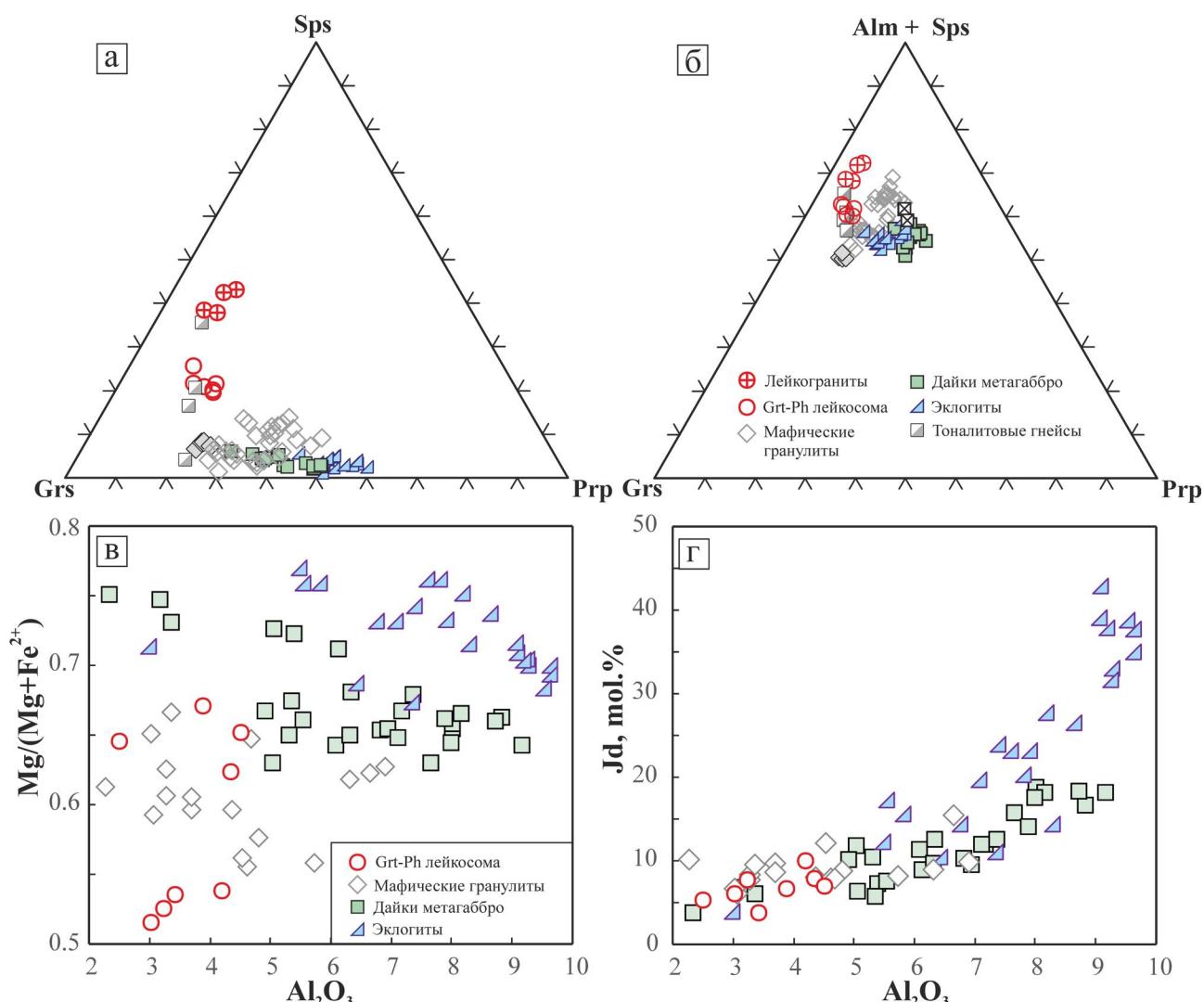


Рис. 3. Составы гранатов (а, б) и клинопироксенов (в, г) в породах мыса Варгас. Grs – гроссуляр, Alm – альмандин, Sps – спессартин, Prp – пироп, Jd – жадеит.

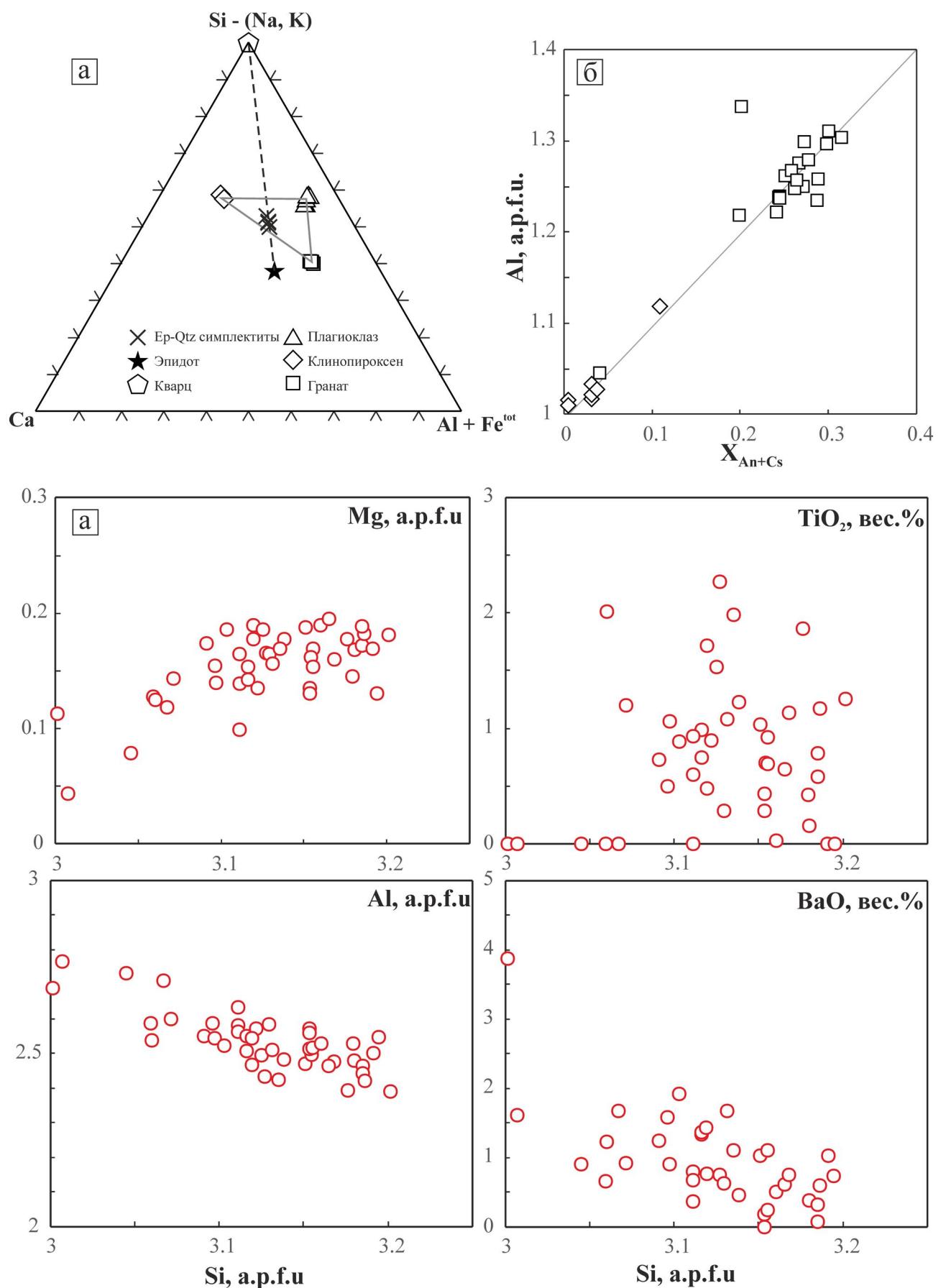


Рис. 4. Составы породообразующих минералов в лейкосоме: (а) интегральный состав эпидот-кварцевых симплектитов на треугольной диаграмме Ca – (Si - (Na, K)) – (Al + Fe); (б) составы полевых шпатов; (в) составы белой слюды. а.р.ф.и. – формульные единицы.

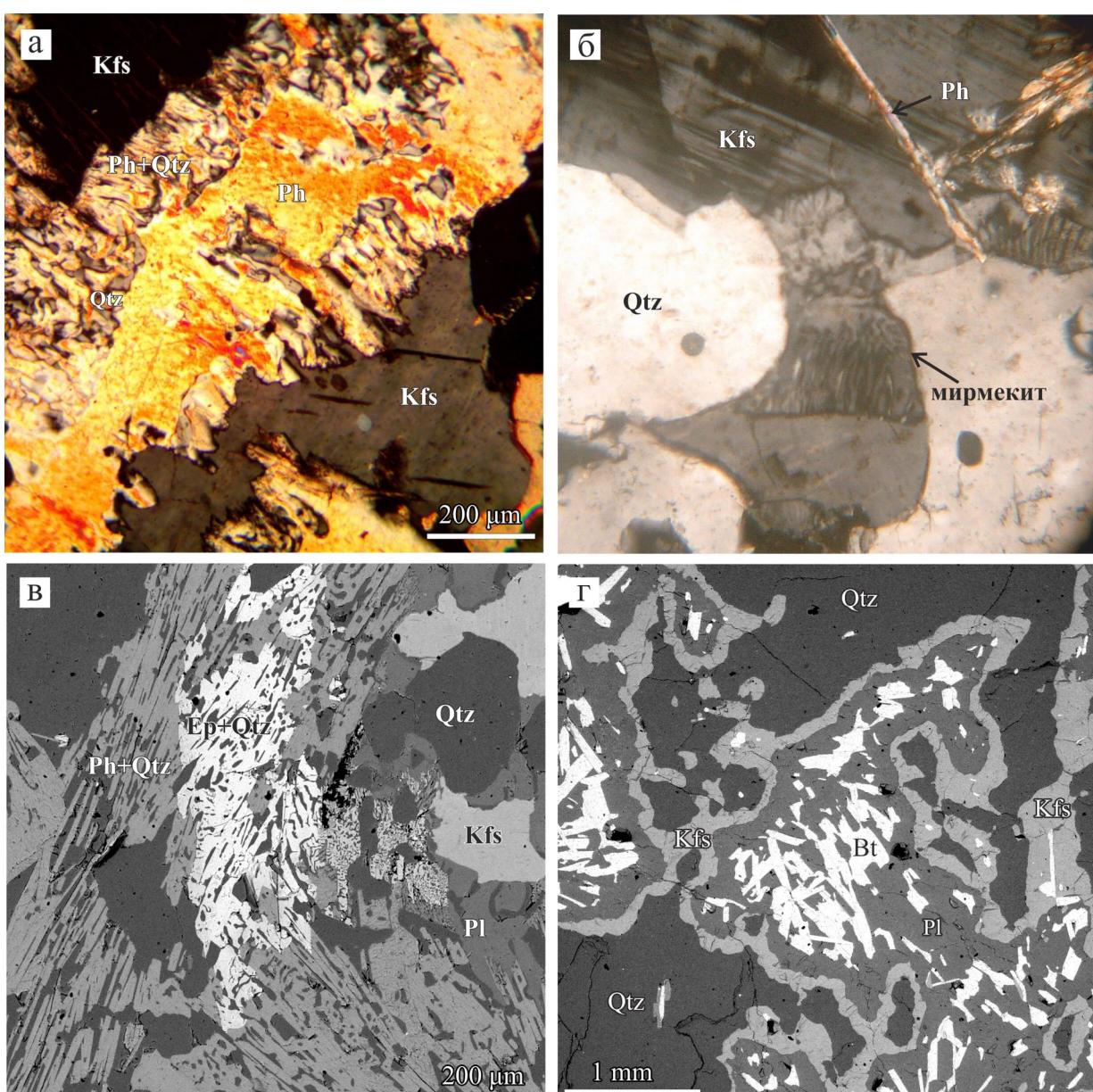


Рис. 5. Микрофотографии и BSE изображения реакционных микроструктур в лейкосоме (а) широкая пластина фенгита, обрастающая скелетными фенгит-кварцевыми срастаниями, микрофотография в скрещенных николях; (б) мирмекиты, микрофотография в скрещенных николях (с) вермикулярные симплектиты клиноцизита и кварца в равновесии с фенгит-кварцевыми срастаниями, BSE изображение; (д) срастания плагиоклаза и биотита, окруженные непрерывным «рвом» калиевого полевого шпата на границе с кварцем, BSE изображение.

Аббревиатура минералов дана по (Whitney, Evans, 2010).

Лейкограниты состоят из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, биотита и кварца. В редких случаях в лейкогранитах также обнаруживается фенгит и клиноцизит-кварцевые симплектиты. Аксессорные минералы представлены гранатом ($\text{Alm}^{49-63}\text{Prp}^{4-9}\text{Grs}^{30-37}\text{Sps}^{5-21}$), цирконом, апатитом и магнетитом. Недеформированные лейкогранитные тела имеют характерную внутреннюю

структурную: пленки калиевого полевого шпата разделяют овальные зерна кварца и натриевый плагиоклаз. В деформированных и разгнейсовых лейкогранитных телах вокруг пластинок биотита формируется новый гранат.

Геохимия

Плагиогнейсы имеют тоналитовый (Рис. 6а) гранитный

состав ($A/CNK = 1.05-1.08$, Рис. 6б), повышенными содержаниями Ba и Sr, повышенные содержания ЛРЭ и незначительные положительные и отрицательные аномалии по Eu ($Eu/Eu^* = 0.5-1.2$) (Рис. 7).

Мафические породы различаются по магнезиальности $Mg \# = 0.47-0.60$. Регрессивно измененные эклогиты и амфиболиты в гнейсах характеризуются низкими содержаниями и плоским распределением РЭ с отрицательными аномалиями по Eu (24–82 ppm, $La_N/Lu_N = 0.7-0.8$, $Lu_N/Sm_N = 0.9-1.7$). Дайки метагаббро незначительно обогащены в содержании РЭ (46–120 ppm, $La_N/Lu_N = 1.5-6.7$) и имеют отрицательные Eu и Sr аномалии ($Sr/Sr^* = 0.5-0.6$; $Eu/Eu^* = 0.8-0.9$) (Рис. 7).

Лейкосома относится к субщелочным пералюминевым гранитам с калиевой спецификой ($Na_2O 2.18-3.2$, $K_2O 3.8-4.9$ вес. %, Рис. 6), имеет высокое содержание SiO_2 (69.8-77 вес.%); аномально высокие содержания Ba (1548-3533 ppm) при низких содержаниях всех остальных рассеянных элементов. Лейкосома имеет обогащенный в ЛРЭ ($La_N/Lu_N = 6.7-68.9$, $Lu_N/Sm_N = 0.06-0.82$) или W-образный ($La_N/Lu_N = 2.97-3.27$, $Lu_N/Sm_N = 1.43-2.26$) РЭ спектр (Рис. 7) с положительной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*=1.1-12.4$) и низкие валовые содержание РЭ (6-29 ppm), что в совокупности является признаками эвтектической природы лейкосомы (например, Skjerlie, Johnston, 1996).

Лейкограниты пералюминевые характеризуются калиевой спецификой ($Na_2O 2.76-3.9$, $K_2O 3.1-4.91$ вес. %, Рис. 6), нормальным содержанием SiO_2 (66.6-74.5 wt. %), пониженным содержанием бария (Ba 429-858 ppm), ЛРЭ обогащенным спектром ($La_N/Lu_N = 9.7-55$, $Lu_N/Sm_N = 0.13-0.46$) (Рис. 7) с отрицательной европиевой аномалией (0.3-0.6) и суммой РЭ 110-300 ppm.

Дискуссия и выводы

Интерпретация реакционных структур

Скелетные и симплектитовые срастания Ba-фенгита, кварца и плагиоклаза формируется за счет калиевого полевого шпата и Ba- и CO_2 - и H_2O -содержащего расплава или флюида: $Ksp + melt/fluid \pm Ky = Ph + Pl + Qtz$. Две генерации фенгита в лейкосоме можно объяснить с использованием выводов из работы (Waters, 2001): широкие чешуйки фенгита первой генерации вероятнее всего представляют собой продукт кристаллизации непосредственно из расплава. Скелетные и симплектитовые кварцсодержащие срастания фенгита и плагиоклаза с кварцем наоборот развивались за счет твердой фазы (в данном случае калиевого полевого шпата) в субсолидусных условиях.

Эпидот-кварцевые симплектиты известны в магматических породах как продукты субсолидусной кристаллизации из расплава (Schmidt, Poli, 2004 и ссылки в ней), в метаморфических породах при реакциях распада Ca- и Al-содержащих минералов, таких как плагиоклаз, гранат, амфибол и пироксен (Enami et al., 2004; Ravna, Roux, 2006). В условиях дефицита воды в высокобарных (Schmidt, Poli, 2004 и ссылки в ней) и ультравысокобарных мигматитовых террейнах (Korsakov et al., 2002, 2006). Гранат и клинопироксен очевидно являются реститовыми фазами реакции $Grt + Pl + melt = Czo + Qtz$ и $Cpx + Pl + melt = Czo + Qtz$. Фазе расплава по-видимому отвечает плагиоклаз-антипертит.

Короны полевого шпата между кварцем и биотит-плагиоклазовыми срастаниями по-видимому представляют собой реакцию инконгруэнтного плавления фенгит + кварц: $Ph + Qtz = Bt + Kfs + melt \pm Ky$, где калиевый полевой шпат является перитектической фазой, а плагиоклаз по-видимому отвечает расплаву.

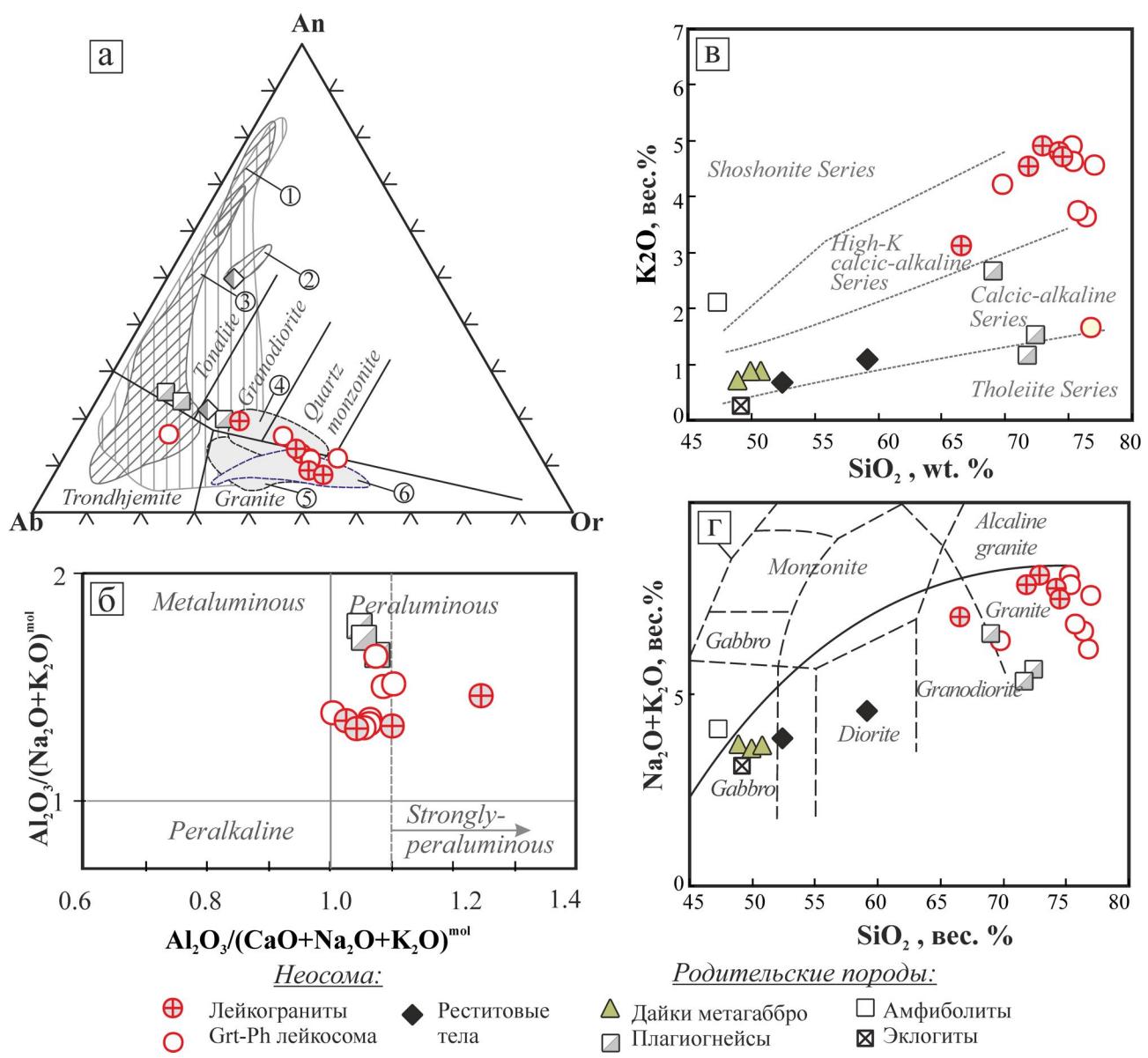


Рис. 6. Составы кварц-полевошпатовых пород мыса Варгас на классификационных диаграммах. (а) Нормативные составы кислых пород мыса Варгас на классификационной диаграмме Ab-An-Or (а) Показаны поля экспериментальных стекол, полученных в результате плавления амфиболов (косая штриховка), цоизитовых эклогитов (вертикальная штриховка) по Skjerlie & Patiño Douce (2002), и плавления ТТГ гнейсов (серое поле). Номерами в кружках показаны результаты экспериментов по плавлению: (1) Wolf & Wyllie (1994); (2) Rushmer (1991); (3) Winther (1996); (4) Watkins et al. (2007), sample SC4; (5) Watkins et al. (2007), sample SC5; and (6) Patiño Douce (2005); (6) A/NK vs. A/CNK (Shand, 1943), (в) K₂O vs. SiO₂ (Peccerillo & Taylor, 2011), и (г) Na₂O + K₂O vs. SiO₂ (Cox et al., 1979).

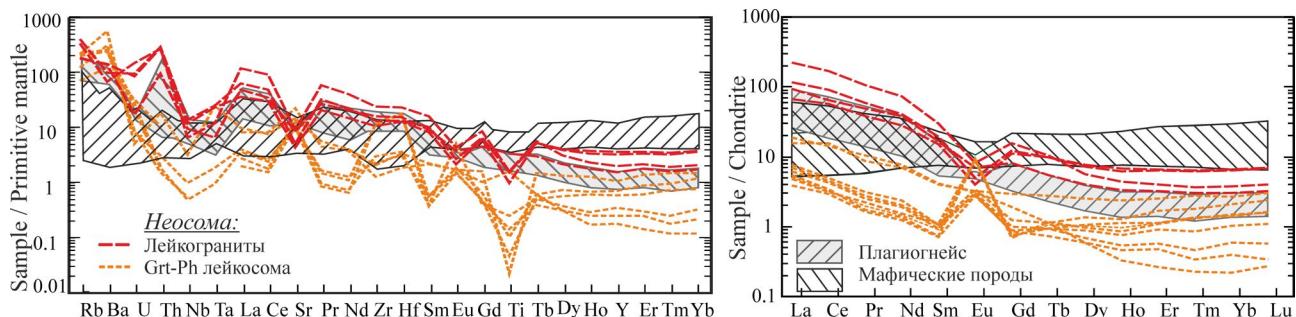


Рис. 7. Спайдер и РЗЭ диаграммы пород мыса Варгас. Примитивная мантия по (Hofmann, 1988), хондрит по (Sun & McDonough, 1989).

Эта реакция хорошо изучена в экспериментальных работах (см, например, Brearley A. J., Rubie, 1990), а продукты этой реакции известны в разных метаморфических террейнах

Определение РТ условий плавления

Ранее были проведены оценки РТ условий формирования фенгита в лейкосоме (Dokukina, Konilov, 2011). Фенгитовый геобарометр (Caddick, Thompson, 2008) дал высокобарные условия формирования достигающие 25 кбар при заданной температуре 750 °C (2). РТ оценки проводились по фенгиту, сформированному по калиевому полевому шпату в равновесии с клиноцизит-кварцевыми срастаниями. Большинство исследователей рассматривают клиноцизит-кварцевые симплектиты, как высокотемпературные структуры, сформированные из расплава или флюида при температурах > 850 °C (Ravna, Roux, 2006; Korsakov et al., 2002; Beard, 2005). Минеральный парагенезис фенгита, клиноцизита и кварца отвечает плавлению более высокобарной ассоциации в лейкосоме, частью которой был калиевый полевой шпат, а оценки формирования этой ассоциации соответствуют экспериментальным данным. Минеральные ассоциации, наблюдаемые в шлифах на границе между ретроградно измененными эклогитами и гранат-фенгитовой лейкосомой, вероятно отвечают пиковой реакции плавления $Zo + Kfs + Qtz = Ph + Grt + Mel$.

Дальнейшее плавление пород, формирование гранитного расплава и переплавление уже сформированной лейкосомы происходило при перемещении пород до при снижении давления до нижнекоровых и среднекоровых уровней в поле гранулитовой фации повышенных давлений. Внутри кианитового поля, дегидратационное плавление фенгита происходит при температуре более

785 °C (Thompson, 1982; Vielzeuf, Schmidt, 2001). Калиевый полевой шпат представляет здесь перитектической фазой и является важным свидетельством, что процессы плавления происходили в отсутствии воды (Brearley, Rubie, 1990; Thompson, 1982).

Bt-Grt и Grt-Cpx геотермометры и Grt-Cpx-Pl-Qtz геобарометр (Fonarev et al., 1991) также дают условия гранулитовой фации повышенных давлений: 750-800 °C and 10-12 kbar (Dokukina, Konilov, 2011). Такие же оценки давления и температуры дали гранулитовые минеральные парагенезисы в породах основного состава (Dokukina, Konilov, 2011). Равновесная гранат-клинопироксен-плахиоклазовая минеральная ассоциация формировалась 840-870 °C (Grt-Cpx геотермометр, Powell, 1985) и 13.4-13.6 кбар (TPF-согласованный Grt-Cpx-Pl-Qtz геобарометр, Fonarev et al., 1991) или 12.7-15.5 кбар при заданной температуре 800 °C (Cpx-Pl-Qtz геобарометр, McCarthy, Patiño Douce, 1998).

Формирование лейкосомы

Два типа гранитной лейкосомы с контрастными геохимическими свойствами встречаются в метаморфических террейнах, которые испытали частичное плавление, и характеризуют разные стадии процесса. Лейкосома отвечает стадии сегрегации и экстракции расплава (Brown, 2013; Sawyer, 1987, 1998; Solar & Brown, 2001a, 2001b; Hinckley & Carr, 2006; Korhonen et al., 2010; White & Powell, 2010). Позитивные Eu и Sr аномалии в лейкосоме могут быть связаны с ранней кристаллизацией полевых шпатов или отсутствием полевых шпатов в источнике. Граниты напротив характеризуют позднюю стадию плавления и формируются из эволюционирующих порций расплава, просачивающихся и застывших на поздних стадиях процесса.

Новообразованные граниты по составу попадают в поле синтетических стекол, полученных в экспериментах по частичному плавлению архейских тоналитов и метатоналитов в сухих условиях при 6-12 кбар и 15-32 кбар (Patiño Douce, 2005; Watkins *et al.*, 2007) (Рис. 6а). Содержание РЗЭ, значения Eu/Eu* и Sr/Sr* в лейкосоме, лейкогранитах и ТТГ гнейсах хорошо коррелируют (Рис. 7). Такая корреляция характеризует ТТГ гнейсы как источник кислого расплава.

Результаты геохимического моделирования, проведенного для проверки гипотезы, что гранитная магма эволюционировала через частичное плавление ТТГ гнейсов с последующей сепарацией и фракционной кристаллизации расплава в целом воспроизвели плавление гнейсов с формированием небольших объемов лейкогранитов и лейкосомы, которая представляет собой остаточный полевошпатовый кумулат при степени плавления $F = 40\%$.

Локализация процессов плавления на границах контрастных по составу пород по-видимому не случайно. Как следует из результатов экспериментального плавления расслоенных кристаллических протолитов в сухих условиях (Skjerlie *et al.*, 1993; Skjerlie, Patiño-Douce, 1995), породы, истощенные в подвижных компонентах, неспособные произвести расплав в нормальных условиях становятся более способными на контактах с породами, которые содержат компоненты, дестабилизирующие водные фазы и инициирующие дегидратационное плавление. В таком случае, анатектические граниты могут включать элементы из двух или более источников, которые участвуют в плавлении (Skjerlie *et al.*, 1993; Skjerlie, Patiño-Douce, 1995).

Полевые наблюдения и микроструктурные особенности исследованных мигматитов

показывают, что породы основного состава также вовлекались в плавление и становились источником элементов для новообразованных гранитов (Рис. 2). Соотношение между элементами в гранитах, гнейсах и основных породах демонстрируют повышенные концентрации ТРЗЭ в лейкогранитах, относительно плагиогнейсов (Рис. 7). По-видимому, основные породы могли быть дополнительным источником ТРЗЭ в лейкосоме.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-01214 и при поддержке Министерства образования и науки РФ по Программе повышения конкурентоспособности РУДН «5-100» среди ведущих мировых научно-образовательных центров на 2016-2020 гг.

Литература

1. Володичев О.И., Парфенова О.В., Кузенко Т.И. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса лерцолитов-габброноритов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 37-61.
2. Володичев О. И., Слабунов А. И., Сибелев О. С., Лепехина Е. Н. Геохронология (SHRIMP-II) цирконов из палеопротерозойских эклогитов района с. Гридино (Беломорская провинция) // Изотопные системы и время геологических процессов: Материалы IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. Т. II. СПб., 2009. С. 110-112.
3. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609-631.
4. Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанов В.С., Сибелев О.С., Травин В.В., Степанова А.В., Бабарина И.И. Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с. Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (путеводитель и материалы конференции). Институт геологии КарНЦ РАН, 2005. С. 60-74.
5. Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Конилов А.Н. Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская

- эклогитовая провинция) // Доклады РАН, 2010. Т. 432. № 3. С. 370–375.
6. Докукина К.А., Каулина Т.В., Конилов А.Н. Датировка реперных событий в истории докембрийских сложнодислоцированных комплексов (на примере Беломорской эклогитовой провинции) // Доклады АН, 2009. Т. 425. № 1. С. 83-88.
 7. Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Минц М.В., Конилов А.Н., Серов П.А. Беломорская эклогитовая провинция: последовательность и возраст событий в истории эклогитовой ассоциации Гридино // Геология и геофизика, 2012а. № 10. С. 1338-1371.
 8. К.А. Докукина, Конилов А.Н., Ван К.В., Минц М.В., Симакин С.Г. Происхождение раннепалеопротерозойских цирконов в породах архейской эклогитовой ассоциации Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // Доклады Академии наук, 2012б. Том 445. № 1. С. 72-79.
 9. Докукина К.А., Каулина Т.В. Конилов А.Н., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Ван К.В., Симакин С.Г., Лепехина Е.Н., 2014. Мезоархейские мafические дайки Беломорской эклогитовой провинции (район села Гридино). Доклады Академии Наук. Т.457, № 1. С. 74-80.
 10. Докукина К.А., Докукин П.А. Тектонические брекчии Беломорской эклогитовой провинции (район с. Гридино): свидетельства палеосейсмических дислокаций в зоне мезоархейской субдукции // Международный научно-технический и производственный журнал «Науки о Земле», 2015. №2. С. 17-39. <http://geo-science.ru/?p=866>
 11. Каулина Т.В., Япаскурт В.О., Пресняков С.А., Савченко Е.С., Симакин С.Г. Метаморфическая эволюция архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский п-ов): геохимические особенности цирконов, состав включений и возраст // Геохимия, 2010, № 9, с. 926—945.
 12. Козловский В. М., Аранович Л. Я. Геологоструктурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса // Геотектоника, 2008. № 4. С. 70-84.
 13. Козловский В. М., Аранович Л. Я. Петрология и термобарометрия эклогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс // Петрология, 2010. Том 18. № 1. С. 29-52.
 14. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., Каулина Т.В., Белоусова Е.А., Натапов Л.М., Гриффин У.Л., О'Рейлли С. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // Доклады РАН. 2010а. Т. 434, № 6. С. 776-781.
 15. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. + комплект цветных приложений. // Серия аналитических обзоров, 2010б. - Очерки по региональной геологии России-. Вып. 4. М.: Т. 1. 408 с. + 48 с. цв. вкл. ГЕОКАРТ: ГЕОС. — Т. 2. 400 с. + 36 с. цв. вкл. (РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ)
 16. Моргунова А.А., Перчук А.Л. Ультравысокобарный метаморфизм в архейско-протерозойском подвижном поясе (Гридинский комплекс, Карелия, Россия) // Доклады РАН. 2012. Т. 443, № 3. С..
 17. Сибilev O.C., Babarina I.I., Slabunov A.I., Konilov A.N. Архейский эклогитодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, Кар. НЦ РАН, 2004. Вып. 7. С. 5-20.
 18. Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Пресняков С.Л. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // Доклады АН. 2011а. Т. 439. № 6. С. 795-802.
 19. Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма // Петрология. 2011б. Т. 19. № 5. С. 493-519.
 20. Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Степанов В.С., Володичев О.И., Балаганский В.В., Степанова А.В., Сибilev O.C. Неоархейский Беломорский подвижный пояс. // В кн.: Строение и динамика литосферы Восточной Европы (А.Ф. Морозов, Н.В. Межеловский, Н.И.Павленкова - ред.). Разд. 1.10. Москва, ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006а. С. 143-151.
 21. Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских

- эклогитизированных габбро-норитов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // Доклады академии наук, 2011. Т. 437. № 2. С. 238–242.
22. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., Соръенен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология и геодинамика // Геотектоника. 2006б. № 6. С. 3–32.
23. Слабунов А.И., Степанова А.В., Бибикова Е.В., Бабарина И.И., Матуков Д.И. Неоархейские габброиды Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: геология, состав, геохронология // Доклады РАН. 2008. Т.422, № 6. С. 793–797.
24. Степанов В.С., Степанова А.В. Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика. минерагения (Материалы научной конференции и путеводитель экскурсии). Петрозаводск, 2005. С. 285–288.
25. Степанов В.С., Степанова А.В. Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. С. 55–71.
26. Степанова А.В., Степанов В.С. Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 29–39.
27. Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс) // Доклады РАН, 2005. Т.405. №3. С.376–380.
28. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 1. С. 3–29.
29. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства осубдукционной архейской океанической коре // Геология и геофизика, 2012, т. 53, №3. С. 341–364.
30. Хиллер В. В., Докукина К. А. Химическое Th- U -Pb изохронное (CHIME) датирование цирконов из высокобарной кислой лейкосомы района с. Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // Международный научно-технический и производственный журнал «Науки о Земле», 2016. № 3. С. 17–39.
31. Beard, J.S., Ragland, P.C., & Crawford, M.L. (2005). Using incongruent, equilibrium hydration reactions to model latter-stage crystallization in plutons: examples from the Bell Island tonalite, Alaska. *Journal of Geology* **113**, 589–599.
32. Brearley, A. J., Rubie, D. C. (1990). Effects of H₂O on the disequilibrium breakdown of muscovite + quartz. *Journal of Petrology* **31**, 925–956.
33. Brown, M. (2013). Granite: from genesis to emplacement. *Geological Society of America Bulletin* **125**, 1079–1113.
34. Caddick, M.J., Thompson, A.B. (2008). Quantifying the tectono-metamorphic evolution of pelitic rocks from a wide range of tectonic settings: mineral compositions in equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **156**, 177–195.
35. Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin. Ltd. London, 450 pp.
36. Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mints M.V., Van K.V., Natapov L., Belousova E., Simakin S.G., & Lepekhina E.N. (2014). Archaean to Paleoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in Fennoscandian shield (Gridino area): geochronological evidences. *Gondwana Research* **25**, 585–613. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.014>.
37. Dokukina, K.A., & Konilov, A.N. (2011). Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia). In: *Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 5 Years After the Discovery of Coesite and Diamond* (eds Dobrzhinetskaya, L.F., Faryad, S.W., & Wallis, S.), pp. 579–621. Elsevier.
38. Enami, M., Liou, J.G., Mattinson, C. (2004). Epidote minerals in high- and ultrahigh-pressure metamorphism. In: Liebscher, A., Franz, G. (Eds.), *Epidotes. Review in Mineralogy and Geochemistry* **56**, 347–398.
39. Fonarev, V.I., Graphchikov, A.A., & Konilov, A.N. (1991). A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes. *International Geology Review* **33**, 743–783.
40. Hinchen, A.M., & Carr, S.D. (2006). The S-type Ladybird leucogranite suite of southeastern British Columbia: Geochemical and isotopic evidence for a genetic link with migmatite formation in the North American basement gneisses of the Monashee complex. *Lithos* **90**, 223–248. Doi:10.1016/j.lithos.2006.03.003.
41. Hofmann, A.W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* **90**, 297–314.

42. Konilov, A.N., Shchipansky, A.A., Mints, M.V., Dokukina, K.A., Kaulina, T.V., Bayanova, T.B., Natapov, L.M., Belousova, E.A., Griffin, W.L., & O'Reilly, S.Y. (2011). The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of Mesoarchean oceanic crust. In: *Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 5 Years After the Discovery of Coesite and Diamond* (eds Dobrzhinetskaya, L.F., Faryad, S.W., & Wallis, S.), pp. 623–670. Elsevier.
43. Korhonen, F.J., Saito, S., Brown, M., Siddoway, C.S. & Day, J.M.D. (2010b). Multiple generations of granite in the Fosdick Mountains, Marie Byrd Land, West Antarctica: Implications for 14olyphaser intracrustal differentiation in a continental margin setting. *Journal of Petrology*, **51**, 627–670.
44. Korsakov, A.V., Shatsky, V.S., Sobolev, N.V., & Zayachkovsky, A.A. (2002). Garnet-biotite-clinozoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav massif. *European Journal of Mineralogy* **14**, 915–929.
45. Korsakov, A.V., Theunissen, K., Kozmenko, O.A., & Ovchinnikov Yu.I. (2006). Reaction textures in clinozoisite gneisses. *Russian Geology and Geophysics* **47** (4), 497-510.
46. McCarthy, T.C., Patiño Douce, A.E. (1998). Empirical calibration of the silica-Catschermak's-anorthite (SCAn geobarometer). *Journal of Metamorphic Geology* **6**, 671-682.
47. Mints, M.V., Belousova, E.A., Konilov, A.N., Natapov, L.M., Shchipansky, A.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Dokukina, K.A., & Kaulina, T.V. (2010). Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology* **38** (8), 739-742. doi: 10.1130/G31219.1
48. Mints, M.V., Dokukina, K.A., & Konilov, A.N. (2014). The Meso-Neoarchaeon Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution. *Gondwana Research* **25**, 561–584.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.010>
49. Mints, M.V., Dokukina, K.A., Konilov, A.N., Philippova, I.B., Zlobin, V.L., Babayants, P.S., Belousova, E.A., Blokh, Yu.I., Bogina, M.M., Bush, W.A., Dokukin, P.A., Kaulina, T.V., Natapov, L.M., Piip, V.B., Stupak, V.M., Suleimanov, A.K., Trusov, A.A., Van, K.V., Zamozhniaya, N.G. 2015. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 510.
50. Patiño Douce, A. E., (2005). Vapor-absent melting of tonalite at 15 - 32 kbar. *Journal of Petrology* **46**, 275-290.
51. Peccerillo, A. & Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-Alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution Mineralogy and Petrology* **58**, 63–81.
52. Perchuk, A.L., Morgunova, A.A. (2014). Variable P-T paths and HP-UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications. *Gondwana Research* **25**, 614–629.
53. Powell, R. (1985). Regression diagnostic and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised. *Journal of Metamorphic Geology* **3**, 231-243.
54. Ravna, E. J. K., & Roux, M. R. M. (2006). Metamorphic evolution of the Tønsvika Eclogite, Tromsø Nappe - evidence for a new UHPM province in the Scandinavian Caledonides. *International Geology Review* **48**, 861–881.
55. Rushmer, T. (1991). Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **107**, 41-59.
56. Sawyer, E.W. (1987). The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology* **28**, 445-73.
57. Shand, S. J. (1949). Eruptive Rocks. New York: Wiley. 488 pp.
58. Schmidt, M.W., Poli, S. (2004). In: Liebscher, A., Franz, G. (Eds.), Epidotes. Magmatic epidote. *Review in Mineralogy and Geochemistry* **56**, 399-430.
59. Skjerlie, K. P., Johnston, A. D. (1992). Vapourabsent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: implication for the generation of A-type granites. *Geology* **20**, 263–266.
60. Skjerlie, K. P. & Patiño Douce, A. E. (2002). The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa; implications for melting in thickened continental crust and for subduction zone processes. *Journal of Petrology* **43**, 291–314.
61. Skjerlie, K. P., Patiño Douce, A. E., & Johnston, D. A. (1993). Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatexic granites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **114**, 365-378
62. Skjerlie, K. P. & Patiño-Douce, A. E. (1995). Anatexis of interlayered amphibolite and pelite at 10 kbar effect of diffusion of major components on phase-relations and melt fraction. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **122**, 62-78.
63. Solar, G.S., & Brown, M. (2001a). Deformation partitioning during transpression in response to Early Devonian oblique convergence, northern Appalachian orogen, USA. *Journal of Structural Geology* **23**, 1043-1065.

64. Solar, G.S., & Brown, M. (2001b). Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leucogranite in plutons? *Journal of Petrology* **42**, 789-823.
65. Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: (Saunders, A.D., Norry, M.J., Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, pp. 313-345.
66. Thompson, A. B. (1982). Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science* **282**, 1567-1595.
67. Vielzeuf, D. & Schmidt, M. W. (2001). Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **141**, 251-267.
68. Waters, D.J. (2001). The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially-melted granulite-facies rocks. In: Kriegsman, L. (ed.) Prograde and retrograde processes in crustal melting. *Lithos* **56**, 97-110.
69. Watkins, J., Clemens, J. & Treloar, P. (2007). Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6-1.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **154**, 91-110.
70. White, R.W., & Powell, R. (2010). Retrograde melt-residue inter action and the formation of near-anhydrous leucosomes in migmatites. *Journal of Metamorphic Geology* **28**, 579-597. doi:10.1111/j.1525-1314.2010.00881.x.
71. Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am Mineral* **95**, 185-187.
72. Winther, K. T. (1996). An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chemical Geology* **127**, 43-59.
73. Wolf, M. B. & Wyllie, P. J. (1994). Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **115**, 369-383.
3. Volodichev OI, Slabunov AI, Bibikova et al. Archean eclogites of the Belomorian mobile belt (Baltic Shield) // *Petrology*. 12. 12. № 6. P. 609-631.
4. Volodichev OI, Slabunov AI, Stepanov VS, Sibelev OS, Travin VV, Stepanova AV, Babarina I.I. Archean and Paleoproterozoic eclogites and paleoproterozoic friends of the district p. Gridino (White Sea) // Belomorsky mobile belt and its analogues: geology, geochronology, geodynamics, mineralogy (guide and conference materials). Institute of Geology, KarRC RAS, 2005. S. 60-74.
5. Dokukina K.A., Bayanova TB, Kaulina TV, Travin A.V. Konilov A.N. New geochronological data for metamorphic and igneous rocks in the area of the village of Gridino (White Sea eclogite province) // Reports of the Russian Academy of Sciences, 2010. P. 432. No. 3. P. 370-375.
6. Dokukina K.A., Kaulina TV, Konilov A.N. Dating of reference events in the history of Precambrian complex-dislocated complexes (on the example of the White Sea eclogite province) // Reports of the Academy of Sciences, 2009. Vol. 425. No. 1. P. 83-88.
7. Dokukina K.A., Bayanova TB, Kaulina TV, Travin A.V., Mints M.V., Konilov A.N., Serov P.A. White Sea eclogite province: sequence and age of events in the history of the eclogite association Gridino // *Geology and Geophysics*, 2012a. № 10. P. 1338-1371.
8. K.A. Dokukina, Konilov AN, Van KV, Mints MV, Simakin SG Origin of Early Paleoproterozoic zircons in the rocks of the Archean eclogite association Gridino (Belomorsk eclogite province) // Reports of the Academy of Sciences, 2012b. Volume 445. No. 1. P. 72-79.
9. Dokukina K.A., Kaulina T.V. Konilov AN, Natapov LM, Belousova EA, Van KV, Simakin SG, Lepekhina EN, 2014. Mesoarcheane mafic dikes of the White Sea eclogite province (the area of the village of Gridino). Reports of the Academy of Sciences. T.457, No. 1. P. 74-80.
10. Dokukina K.A., Dokukin P.A. Tectonic breccias of the Belomorian eclogite province (region Gridino): evidence of paleoseismic dislocations in the mesoarcheane subduction zone // International Scientific and Technical and Industrial Journal "Earth Sciences", 2015. №2. Pp. 17-39. <http://geoscience.ru/?p=866>
11. Kaulina TV, Yapaskurt VO, Presnyakov SA, Savchenko ES, Simakin SG Metamorphic evolution of Archean eclogite-like rocks of the Wide and Narrow Salma region (Kola Peninsula): geochemical features of zircons, composition of inclusions and age // *Geochemistry*, 2010, No. 9, p. 926-945.
12. Kozlovsky VM, Aranovich L. Ya. Geological and structural conditions of eclogitization of the Paleoproterozoic basite dikes in the eastern part of the Belomorian mobile belt. *Geotektonika*, 2008. No. 4. P. 70-84.
13. Kozlovsky VM, Aranovich L. Ya. Petrology and thermobarometry of eclogite rocks of the Krasnogubsky dike field, Belomorsky mobile belt // *Petrology*, 2010. Volume 18. № 1. P. 29-52.
14. Mints MV, Konilov AN, Dokukina KA, Kaulina TV, Belousova EA, Natapov LM, Griffin UL, O'Reilly S. Belomorskaya eclogite province: unique evidence of meso-neo-Archean subduction and collision // Reports of the Russian Academy of Sciences. 2010a. P. 434, No. 6. P. 776-781.

Reference

1. Volodichev OI, Parfenova OV, Kuzenko TI Paleoproterozoic eclogites of the Belomorian mobile belt (on eclogitization of gabbro in the dike of the lherzolite-gabbronorite complex) // *Geology and minerals of Karelia*. Issue. 11. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2008. P. 37-61.
2. Volodichev OI, Slabunov AI, Sibelev OS, Lepekhina Ye. N. Geochronology (SHRIMP-II) of zircons from the Paleoproterozoic eclogites of the area (in russian) p. Gridino (Belomorskaya province) // Isotopic systems and time of geological processes: Materials IV Ros. Conf. by isotope geochronology. T. II. St. Petersburg, 2009. pp. 110-112.

15. Mints MV, Suleimanov AK, Babayants PS, Belousova EA, Blokh Yu.I., Bogina MM, Bush VA, Dokukina K.A., Zamozhnaya NG, Zlobin VL, Kaulina TV, Konilov AN, Mikhailov VO, Natapov LM, Piip VB, Stupak VM, Tikotsky S A.A., Trusov AA, Filippova IB, Shur D.Yu. Deep structure, evolution and minerals of the Early Precambrian basement of the East European Platform: Interpretation of materials based on the 1-EB profile, profiles 4B and TATSEYS: In 2 tons + a set of color applications. // A series of analytical reviews, 2010b. - Essays on regional geology of Russia. Issue. 4. Moscow: T. 1. 408 pp. + 48 sec. color. incl. GEOKART: GEOS. - T. 2. 2. 400 with. + 36 seconds. color. incl. (ROSNEFRA, RAS, GEOKART)
16. Morgunova AA, Perchuk A.L. Ultrahigh-barometric metamorphism in the Archean-Proterozoic mobile belt (Gridinsky Complex, Karelia, Russia) // Reports of the Russian Academy of Sciences. 2012. T. 443, No. 3. With ..
17. Sibilev OS, Babarina II, Slabunov AI, Konilov AN Archean eclogite-containing melange of the Gridin zone (Belomorskii mobile belt) on. Stolbikha: structure and metamorphism // Geology and minerals of Karelia. Petrozavodsk, Kar. SC RAS, 2004. Issue. 7. P. 5-20.
18. Skublov SG, Astafyev B.Yu., Marin Yu.B., Berezin AV, Melnik AE, Presnyakov S.L. New data on the age of the eclogites of the Belomorian mobile belt in the c. Gridino // Reports of the Academy of Sciences. 2011a. P. 439. № 6. P. 795-802.
19. Skublov SG, Berezin AV, Melnik AE Paleoproterozoic eclogites of the northwestern part of the White Sea mobile belt, the Salma region: composition and isotope-geochemical characteristics of minerals, the age of metamorphism // Petrology. 2011b. T. 19. № 5. S. 493-519.
20. Slabunov AI, Bibikova EV, Stepanov VS, Volodichev OI, Balaganskiy VV, Stepanova AV, Sibilev O.S. Neo-Archaic Belomorian mobile belt. // In: The Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe (AF Morozov, NV Mezhelevsky, NI Pavlenkova - Ed.). Div. 1.10. Moscow, GEOKART, GEOS, 2006a. Pp. 143-151.
21. Slabunov AI, Volodichev OI, Skublov SG, Berezin AV The main stages of the formation of Paleoproterozoic eclogitized gabbro-norites according to the results of U-Pb (SHRIMP) dating of zircons and the study of their genesis // Reports of the Academy of Sciences, 2011. P. 437. № 2. P. 238-242.
22. Slabunov AI, Lobach-Zhuchenko SB, Bibikova EV, Balaganskiy VV, Sorynenen-Ward P., Volodichev OI, Shchipansky AA, Svetov S.A. , Chekulaev VP, Arestova NA, Stepanov VS Archei of the Baltic Shield: Geology, Geochronology and Geodynamics // Geotectonics. 2006b. № 6. P. 3-32.
23. Slabunov AI, Stepanova AV, Bibikova EV, Babarina II, Matukov DI Neo-Archaean gabbroids of the White Sea province of the Fennoscandian shield: geology, composition, geochronology // Reports of the Russian Academy of Sciences. 2008. T.422, No. 6. P. 793-797.
24. Stepanov VS, Stepanova A.V. Gridinskoye dike field: geology, geochemistry, petrology // Belomorsky mobile belt and its analogues: geology, geochronology, geodynamics. Mining (Materials of the scientific conference and guide of the excursion). Petrozavodsk, 2005. pp. 285-288.
25. Stepanov VS, Stepanova A.V. Early Paleoproterozoic metagabbro of the area with. Gridino (Belomorsky mobile belt) // Geology and minerals of Karelia. Issue. 9. Petrozavodsk: Karelian Research Center of the Russian Academy of Sciences, 2006. P. 55-71.
26. Stepanova A.V., Stepanov V.S. Coronite gabbros of the Belomorian mobile belt // Geology and minerals of Karelia. Issue. 8. Petrozavodsk, 2005. pp. 29-39.
27. Travin VV, Kozlova N.E. Local shear deformations as the cause of eclogitization (on the example of structures of the Gridin zone of melange, Belomorsky mobile belt) // Doklady RAN, 2005. T.405. No. 3. P.376-380.
28. Shchipansky AA, Khodorevskaya LI, Konilov AN, Slabunov AI Eclogites of the Belomorian belt (Kola Peninsula): geology and petrology // Geology, Geoeophysics, 2012, v. 53, No. 1. P. 3-29.
29. Shchipansky AA, Khodorevskaya LI, Slabunov AI Geochemistry and isotopic aging of the eclogites of the Belomorian belt (Kola Peninsula): evidence of the depleted archaean oceanic crust, Geologiya i Geophysika, 2012, v. 53, No. 3. Pp. 341-364.
30. Hiller V. V., Dokukina K. A. Chemical Th-u-Pb isochronous (CHIME) dating of zircons from the high-baric acid leucosome of the region p. Gridino (White Sea eclogite province) // International scientific and technical and industrial journal "Earth Sciences", 2016. № 3. P. 17-39.
31. Beard, J.S., Ragland, P.C., & Crawford, M.L. (2005). Using incongruent, the hydration of hydration, the process of the synthesis of the latter-stage crystallization in plutons: examples from the Bell Island tonalite, Alaska. Journal of Geology 113, 589-599.
32. Brearley, A. J., Rubie, D. C. (1990). Effects of H₂O on the disequilibrium breakdown of muscovite + quartz. Journal of Petrology 31, 925-956.
33. Brown, M. (2013). Granite: from genesis to emplacement. Geological Society of America Bulletin 125, 1079-1113.
34. Caddick, M.J., Thompson, A.B. (2008). Quantifying the tectono-metamorphic evolution of the pelitic rocks from a wide range of tectonic settings: mineral compositions in equilibrium. Contributions to Mineralogy and Petrology 156, 177-195.
35. Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (1979). The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin. Ltd, London, 450 pp.
36. Dokukina K. A., Kaulina T.V. , Konilov A.N., Mints M.V., Van K.V., Natapov L., Belousova E., Simakin S.G., & Lepekhina E.N. (2014). Archaean to Paleoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Fennoscandian shield (Gridino area): geochronological evidences. Gondvana Research 25, 585-613. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.014>.
37. Dokukina, K.A., & Konilov, A.N. (2011). Metamorphic evolution of the Gridino mafic dyke swarm (Belomorian eclogite province, Russia). In: Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 5 Years After the Discovery of Coesite and Diamond (eds Dobrzhinetskaya, L.F., Faryad, S.W., & Wallis, S.), pp. 579-621. Elsevier.
38. Enami, M., Liou, J.G., Mattinson, C. (2004). Epidote minerals in high- and ultrahighpressure metamorphism. In: Liebscher, A., Franz, G. (Eds.), Epidotes. Review in Mineralogy and Geochemistry 56, 347-398.

39. Fonarev, V.I., Graphchikov, A.A., & Konilov, A.N. (1991). A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes. *International Geology Review* 33, 743-783.
40. Hincheny, A.M., & Carr, S.D. (2006). The S-type Ladybird leucogranite suite of southeastern British Columbia: Geochemical and isotopic evidence for a genetic link with migmatite formation in the North American basement gneisses of the Monashee complex. *Lithos* 90, 223-248. DOI:10.1016/j.lithos.2006.03.003.
41. Hofmann, A.W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297-314.
42. Konilov, A.N., Shchipansky, A.A., Mints, M.V., Dokukina, K.A., Kaulina, T.V., Bayanova, T.B., Natapov, L.M., Belousova, E.A., Griffin, W.L., & O'Reilly, S.Y. (2011). The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of Mesoarchean oceanic crust. In: *Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 5 Years After the Discovery of Coesite and Diamond* (eds Dobrzhinetskaya, L.F., Faryad, S.W., & Wallis, S.), pp. 623-670. Elsevier.
43. Korhonen, F.J., Saito, S., Brown, M., Siddoway, C.S. & Day, J.M.D. (2010b). Multiple generations of granite in the Fosdick Mountains, Marie Byrd Land, West Antarctica: Implications for 17olyphaser intracrystalline differentiation in a continental margin setting. *Journal of Petrology*, 51, 627-670.
44. Korsakov, A.V., Shatsky, V.S., Sobolev, N.V., & Zayachkovsky, A.A. (2002). Garnet-biotite-clinozoisite gneisses: a new type of diamondiferous metamorphic rocks of the Kokchetav massif. *European Journal of Mineralogy* 14, 915-929.
45. Korsakov, A.V., Theunissen, K., Kozmenko, O.A., & Ovchinnikov Yu.I. (2006). Reaction textures in clinozoisite gneisses. *Russian Geology and Geophysics* 47 (4), 497-510.
46. McCarthy, T.C., Patiño Douce, A.E. (1998). Empirical calibration of the silica-Ca-tschermark's-anorthite (SCAn geobarometer). *Journal of Metamorphic Geology* 6, 671-682.
47. Mints, M.V., Belousova, E.A., Konilov, A.N., Natapov, L.M., Shchipansky, A.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Dokukina, K.A., & Kaulina, T.V. (2010). Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology* 38 (8), 739-742. doi: 10.1130/G31219.1
48. Mints, M.V., Dokukina, K.A., & Konilov, A.N. (2014). The Meso-Neoarchean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution. *Gondwana Research* 25, 561-584. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.010>
49. Mints, M.V., Dokukina, K.A., Konilov, A.N., Philippova, I.B., Zlobin, V.L., Babayants, P.S., Belousova, E.A., Blokh, Yu.I., Bogina, M.M., Bush, W.A., Dokukin, P.A., Kaulina, T.V., Natapov, L.M., Piip, V.B., Stupak, V.M., Suleimanov, A.K., Trusov, A.A., Van, K.V., Zamozhniaya, N.G. 2015. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 510.
50. Patiño Douce, A. E., (2005). Vapor-absent melting of tonalite at 15 - 32 kbar. *Journal of Petrology* 46, 275-290.
51. Peccerillo, A. & Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-Alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution Mineralogy and Petrology* 58, 63-81.
52. Perchuk, A.L., Morgunova, A.A. (2014). Variable P-T paths and HP-UHP metamorphism in a Precambrian terrane, Gridino, Russia: Petrological evidence and geodynamic implications. *Gondwana Research* 25, 614-629.
53. Powell, R. (1985). Regression diagnostic and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised. *Journal of Metamorphic Geology* 3, 231-243.
54. Ravna, E. J. K., & Roux, M. R. M. (2006). Metamorphic evolution of the Tønsvika Eclogite, Tromsø Nappe - evidence for a new UHPM province in the Scandinavian Caledonides. *International Geology Review* 48, 861-881.
55. Rushmer, T. (1991). Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 41-59.
56. Sawyer, E.W. (1987). The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology* 28, 445-73.
57. Shand, S. J. (1949). Eruptive Rocks. New York: Wiley. 488 pp.
58. Schmidt, M.W., Poli, S. (2004). In: Liebscher, A., Franz, G. (Eds.), Epidotes. Magmatic epidote. *Review in Mineralogy and Geochemistry* 56, 399-430.
59. Skjerlie, K. P., Johnston, A. D. (1992). Vapourabsent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: implication for the generation of A-type granites. *Geology*: 20, 263-266.
60. Skjerlie, K. P. & Patiño Douce, A. E. (2002). The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa; implications for melting in thickened continental crust and for subduction zone processes. *Journal of Petrology* 43, 291-314.
61. Skjerlie, K. P., Patiño Douce, A. E., & Johnston, D. A. (1993). Fluid absent melting of a layered crustal protolith: implications for the generation of anatexic granites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 114, 365-378.
62. Skjerlie, K. P. & Patiño-Douce, A. E. (1995). Anatexis of interlayered amphibolite and pelite at 10 kbar effect of diffusion of major components on phase-relations and melt fraction. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 122, 62-78.
63. Solar, G.S., & Brown, M. (2001a). Deformation partitioning during transpression in response to Early Devonian oblique convergence, northern Appalachian orogen, USA. *Journal of Structural Geology* 23, 1043-1065.
64. Solar, G.S., & Brown, M. (2001b). Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leucogranite in plutons? *Journal of Petrology* 42, 789-823.
65. Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: (Saunders, A.D., Norry, M.J., Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, pp. 313-345.
66. Thompson, A. B. (1982). Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O

- undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science* **282**, 1567–1595.
67. Vielzeuf, D. & Schmidt, M. W. (2001). Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **141**, 251–267.
 68. Waters, D.J. (2001). The significance of prograde and retrograde quartz-bearing intergrowth microstructures in partially-melted granulite-facies rocks. In: Kriegsman, L. (ed.) Prograde and retrograde processes in crustal melting. *Lithos* **56**, 97–110.
 69. Watkins, J., Clemens, J. & Treloar, P. (2007). Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0·6–1·2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **154**, 91–110.
 70. White, R.W., & Powell, R. (2010). Retrograde melt-residue inter action and the formation of near-anhydrous leucosomes in migmatites. *Journal of Metamorphic Geology* **28**, 579–597. doi:10.1111/j.1525-1314.2010.00881.x.
 71. Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am Mineral* **95**, 185–187.
 72. Winther, K. T. (1996). An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemite melts. *Chemical Geology* **127**, 43–59.
 73. Wolf, M. B. & Wyllie, P. J. (1994). Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **115**, 369–383.



GRANITE MELTS FORMING IN HIGH-PRESSURE CONDITIONS (BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE, EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD)

Dokukina K.A.

PhD in Geology, Senior Researcher,
Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

e-mail: dokukina@mail.ru

Abstract: The eclogites exposed along northeastern boundary of the Belomorian orogen in the eastern Fennoscandian Shield were formed as a result of Mesoarchean–Neoarchean subduction and collision. The ultrahigh-pressure and high-pressure association of Gridino rocks consists of TTG gneisses with interlayers, fragments and dykes of mafic–ultramafic rocks. The Neoarchean decompression of high-pressure rocks was accompanied by TTG partial melting. The reaction structures in migmatites make it possible to trace variation of PT parameters during transfer of rocks from the peak eclogite-facies conditions to the conditions of high-pressure granulite facies (10–13 kbar, 800–850°C). Studied migmatites are related to the boundaries between felsic and mafic rocks, which are the most suitable for partial melting, fluid migration, and component diffusion. The initial stage of melting is marked by formation of minimum-melt potassic granitic leucosome that replaces gneiss and percolates mafic rocks. High-pressure garnet- and phengite-bearing leucosome is distinguished by a high Ba content, striking positive Eu and Sr anomalies along with very low concentrations of all other trace elements. The mature stage of melting is represented by small-volume leucogranitic intrusions, which are characterized by high contents of trace elements and negative Eu and Sr anomalies.

Keywords: Belomorian eclogite province, continental crust, eclogite, granulite, partial melting, leucosome, symplectite.

© Докукина К.А., 2017

О НАХОДКЕ ТВЕРДОГО БИТУМА (АНТРАКСОЛИТА) В ПЛАГИОРИОЛИТАХ ТРИАСА НА ГРАНИЦЕ УРАЛА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

<i>Ерохин Ю.В.</i>	<i>Иванов К.С.</i>
Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия	Доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией, Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
e-mail: erokhin-yu@yandex.ru	e-mail: ivanovks@igg.uran.ru

Аннотация. В работе описана первая находка твердых битумов в плахиориолитах р. Синары (Катайский район, Курганская область), входящих в состав раннетриасовой туринской вулканогенно-осадочной серии на границе Урала и Западной Сибири. По данным комплексных аналитических исследований установлена их принадлежность к группе низших антраксолитов. Образование твердого битума в кислых вулканитах р. Синары происходило на поздней стадии становления тела плахиориолитов в момент формирования халцедоновых (агатовых) миндалин и секреций. Затвердевание и выпадение антраксолита из гидротермальных растворов, по всей видимости, произошло при резком преобладании карбонат-иона, т.е. в миндалинах при кристаллизации кальцита, а в краевых зонах брекчирования плахиориолитов – другого карбоната, сидерита. Источником вещества для формирования антраксолита в плахиориолитах р. Синары могли послужить, как вмещающие осадочные породы, так и глубинные (мантийные) углеводородные флюиды.

Ключевые слова: антраксолит, халцедон, плахиориолит, туринская серия, ранний триас, Зауралье, Западная Сибирь.

Введение

Туринская серия раннего триаса, представленная преимущественно кайнотипными породами риолит-базальтового состава с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов, широко распространена вдоль восточного склона Урала и в Западной Сибири, где, главным образом, выполняет крупные субмеридианальные грабены в доюрском фундаменте. Разрез нижнемезозойских образований по реке Синара считается одним из опорных (Kirichkova, Kulikova, 2005 и др.) для понимания характера строения и состава туринской вулканогенно-осадочной серии и принимается в качестве парагенетического для ее нижней (существенно вулканогенной) бичурской свиты (Иванов, 1974; и др.). Значимость этого разреза проявлена в двух аспектах. Прежде всего, это почти единственный разрез серии, образования которой выходят на дневную поверхность, в отличие от других разрезов вулканитов Западной

Сибири полностью перекрытыми осадочными чехлом юрских и более молодых отложений. От устья реки Черная на западе до юго-восточной окраины деревни Борисово (Катайский район, Курганская область) на востоке, на протяжении 5 км наблюдается практически непрерывный разрез, где можно наблюдать все члены и петротипы серии и их соотношения друг с другом. Другой значимой чертой разреза является наличие в нем плахиориолитов. В разрезе реки Синары (по обнажениям ее левого северного берега) выявлены и выделены три характерных компонента (с запада на восток): 1) вулканогенно-осадочная толща, мощностью до 300 м, полого падающая на восток; 2) субвулканические тела плахиориолитов, секущие по отношению к этой толще; 3) дайки долеритов, прорывающие все предыдущие компоненты, включая плахиориолиты (Иванов, Расулов, 2006). По особенностям своего минерало-петрографического и химического

состава вулканогенные образования р. Синары (и сама туринская серия в целом) – это типичный представитель континентальной толеит-базальтовой формации, ее контрастного риолит-базальтового типа.

Кроме того, именно здесь вдоль всего вулканогенно-осадочного разреза, фактически на границе Урала и Западной Сибири, обнаруживаются находки углеводородов и битумов. Очевидно, что их скопления могут быть связаны с углеводородными залежами Западно-Сибирского мегабассейна, который являлся и является главным поставщиком нефти и газа в России. О такой находке твердых битумов мы и расскажем в настоящей работе.

Методы исследования

Аналитические исследования проводились в разных научных и образовательных учреждениях г. Екатеринбурга и являются вполне стандартными при изучении твердых углеводородов (Филиппов, 2013). В Уральском государственном горном университете на дифрактометре ДРОН-2.0 (аналитик Н.Г. Сапожникова) проводились исследования рентгенофазового состава твердых битумов и углистых сланцев. Изучение химического состава битума проводилось в Институте органического синтеза (ИОС) УрО РАН (аналитик Ю.Г. Ятлук) с использованием автоматического CHN-анализатора модели PE-2400, фирмы "Perkin Elmer", определение C, H, N проводилось с погрешностью 0,3%. Здесь же в ИОС УрО РАН проба битума изучалась в инфракрасной области спектра на ИК Фурье-спектрометре Spectrum One B, фирмы "Perkin Elmer" (аналитик Ю.Г. Ятлук). В Институте геологии и геохимии УрО РАН проводились микрозондовые исследования на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-5 фирмы "JEOL" (аналитик Е.С. Шагалов) и сделан

дифференциальный термический анализ (DTA) на дериватографе Q-500D (аналитик В.Г. Петрищева).

Геологическое положение и возраст плахиориолитов

Изученный разрез расположен в Зауральской мегазоне, которая является самой восточной структурой обнаженной части Уральского складчатого пояса и имеет, по всей видимости, аккреционную природу. В этой мегазоне развиты весьма пестрые по составу палеозойские вулканогенные и осадочные толщи. В поздней перми и начале триасового периода во время ограниченного пост-коллизионного растяжения и суперплюмового магматизма (Ivanov et al., 2013) в Зауральской мегазоне сформировалась система сбросов и молодых грабенов с интенсивным проявлением риолит-базальтового магматизма. По последним изотопным данным, мощный трапповый вулканизм начался практически одновременно на огромной территории от Урала до Центральной Сибири (около 250 млн лет), и продолжался в виде затухающих импульсов еще около 20 млн лет (Reichow et al., 2009b; и др.).

Изученные нами риолиты залегают в породах бичурской свиты триасового периода, которая сложена конгломератами, туфопесчаниками основного состава, песчаниками с прослоями углисто-глинистых аргиллитов и мощными пластами базальтов (Малютин и др., 1977). Вдоль берега реки Синары обнажения кислые вулканиты наблюдаются на протяжении 1-1,5 км. Они слагают две крупные экструзии мощностью от 200 до 500 м, контакты с вмещающими породами, как правило, резкие и рвущие. Общее падение риолит-базальтового комплекса и вмещающих пород восточное, с углами 40-50°, породы разреза омолаживаются в восточном направлении (рис. 1).

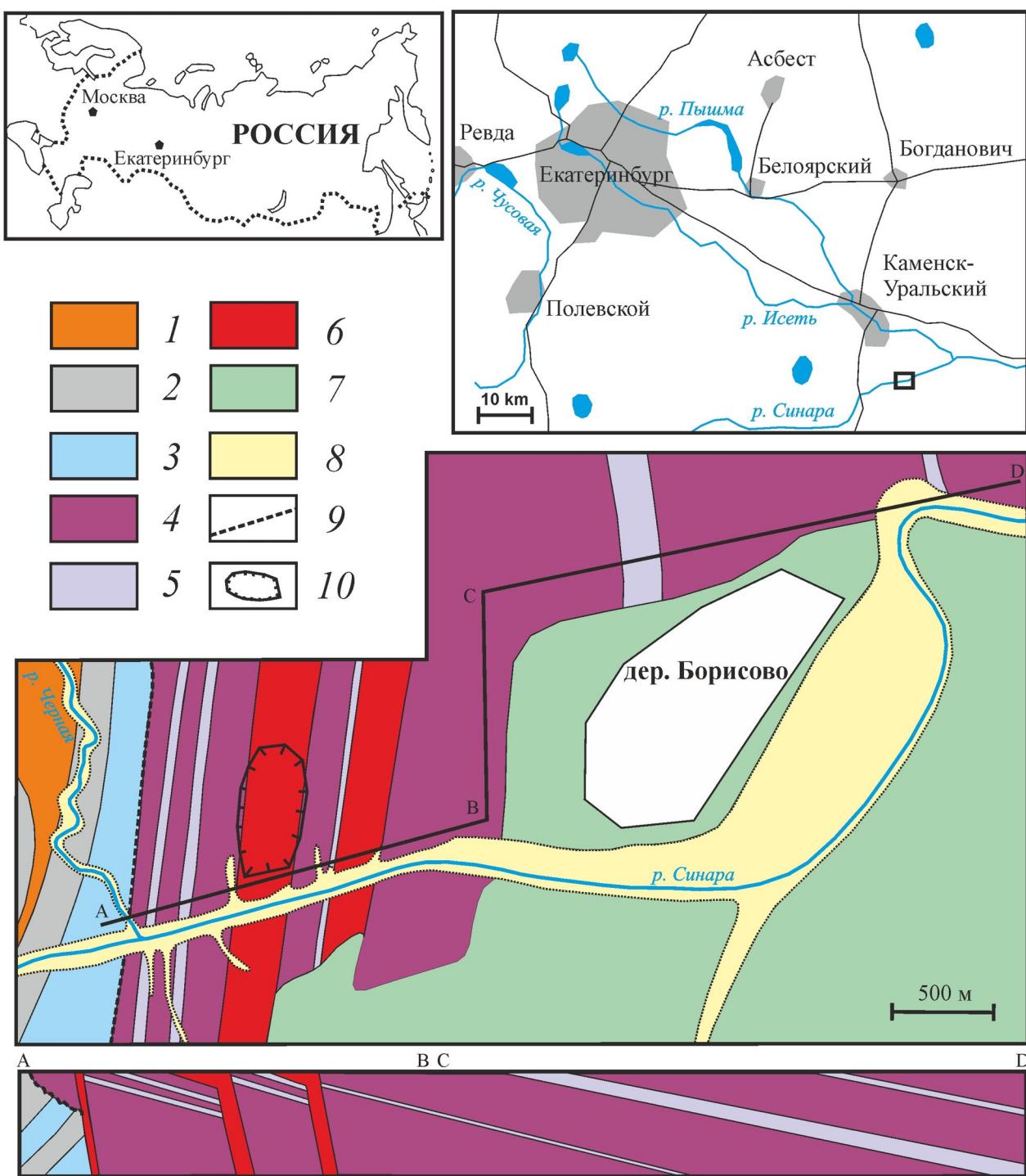


Рис. 1. Место расположения и характер залегания плагиориолитов на р. Сынара (по (Иванов, 1974) с упрощениями и дополнениями авторов). Условные обозначения: 1 – гранит-порфиры карбона; 2 – известняки карбона; 3 – глинистые сланцы карбона; 4 – базальты и гиалокластиты триаса; 5 – аргиллиты, алевролиты и песчаники триаса; 6 – плагиориолиты триаса; 7 – покровные отложения мела и палеогена; 8 – современные четвертичные отложения; 9 – тектонические нарушения; 10 – щебеночный карьер.

В самом крупном теле риолитов заложен действующий щебеночный карьер (рис. 2А). Вулканиты иногда прорваны дайками диабазов, мощностью до 10 метров, которые хорошо выделяются темной окраской

(рис. 2В). В риолитах отмечаются текстуры течения и зоны дробления, залеченные агрегатом сидерита с включениями твердых битумов (рис. 2С).

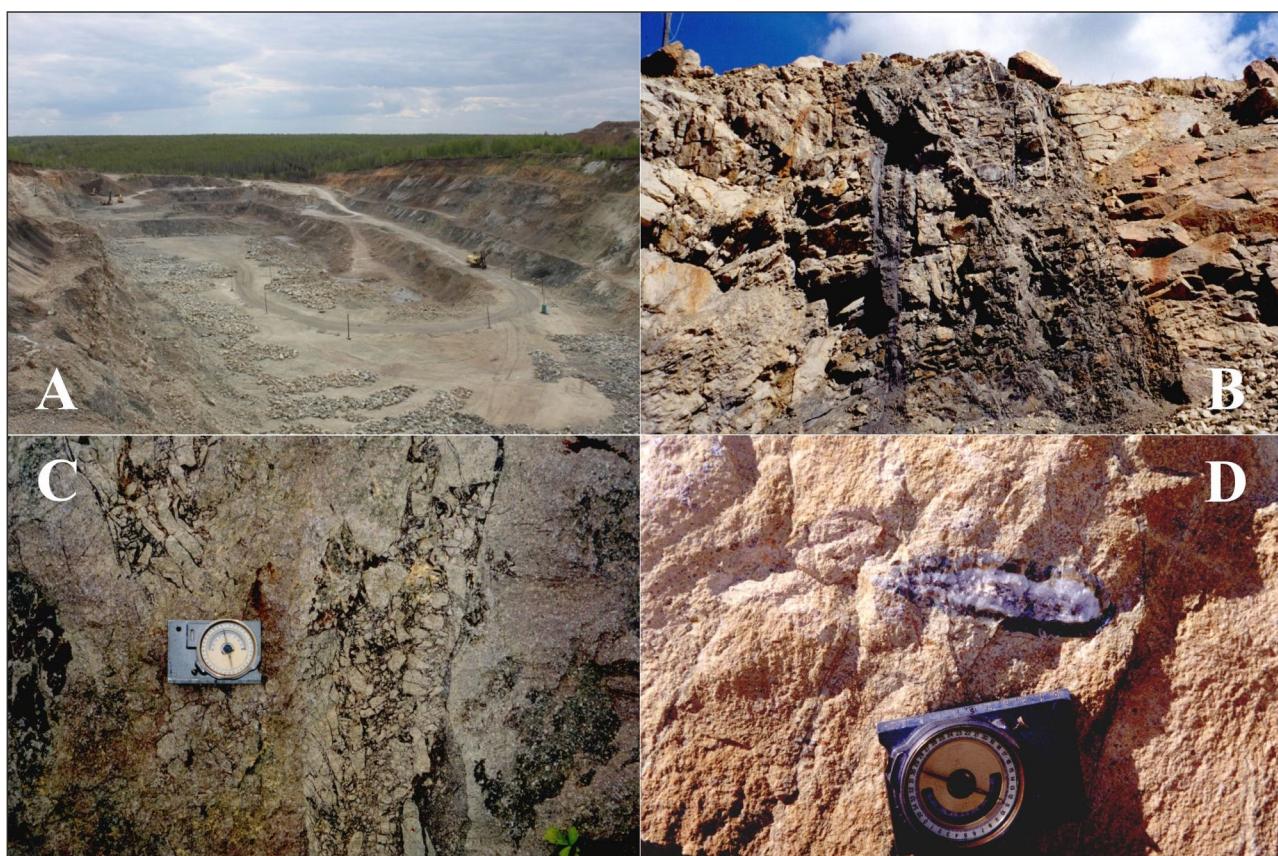


Рис. 2. А – внешний вид щебеночного карьера близ дер. Борисово на р. Синара, В – дайка диабазов прорывающая тело плахиориолитов, С – раздробленные и брекчированные плахиориолиты с включениями твердых битумов, В – миндалина агата в плахиориолите.

По химическому составу кислые вулканиты относятся к плахиориолитам, иногда переходя в дациты. Плахиориолиты сложены слабоизмененным стеклом с крупными вкрапленниками анортоклаза (до 0,5 см); кроме того, отмечались фторапатит, шамозит-сидеритовые агрегаты (возможно, псевдоморфозы по первичному железистому пироксену), ферроалюминоселадонит и железистый рутил (Иванов и др., 2002).

В плахиориолитах наблюдаются частые агатовые миндалины и секреции (размером от первых см до 20-30 см), выполненные как чисто халцедоном (рис. 2D), так и карбонат-халцедоновым агрегатом. Количество миндалин в плахиориолитах увеличивается к восточному контакту, т.е. к верхней части экструзивного тела, и именно в них нами были обнаружены незначительные скопления твердых битумов. Интересно, что в коре

выветривания располагалось небольшое месторождение агатов, ныне скрытое щебеночным карьером. GPS-координаты места отбора образцов плахиориолитов с битумом – N 56°22.565', E 62°11.202'.

В силу высокой значимости объекта для региональной геологии, обнажающиеся здесь вулканиты неоднократно датировались. К началу 1970-х годов имелось не более десятка K-Ar-определений, главным образом по кислым вулканитам, давших цифры в интервале 235-162 млн лет (Иванов, 1974). Более современная аналитика показала, что Ar-Ar возраст плахиоклаза из толщи базальтов равняется $244,9 \pm 1,2$ млн лет, а плахиориолиты, датированные U-Pb методом по цирконам, имеют возраст около 250 млн лет (Reichow et al., 2009a; Пучков, 2010). Недавно полученные изотопные U-Pb-датировки (SHRIMP-II) цирконов из

плагиориолитов, показали неоднозначные возраста с разбегом от 284 до 229 млн лет и значительной популяцией в области 235 ± 2 млн лет, а также с присутствием явно реликтового зерна с датировкой более 2 млрд лет (Chuvashov et al., 2013). На данный момент в региональных геологических картах возраст риолит-базальтовой толщи принимается как раннетриасовый.

Результаты изучения твердого битума

В многочисленных миндалинах агата, особенно в карбонат-халцедоновых агрегатах, часто отмечаются черные шарики и эллипсы твердого битума, размером до 1,5 см, иногда вытянутые вплоть до образования червеобразных выделений, достигающих 5 см в длину и 1 см в сечении (рис. 3).

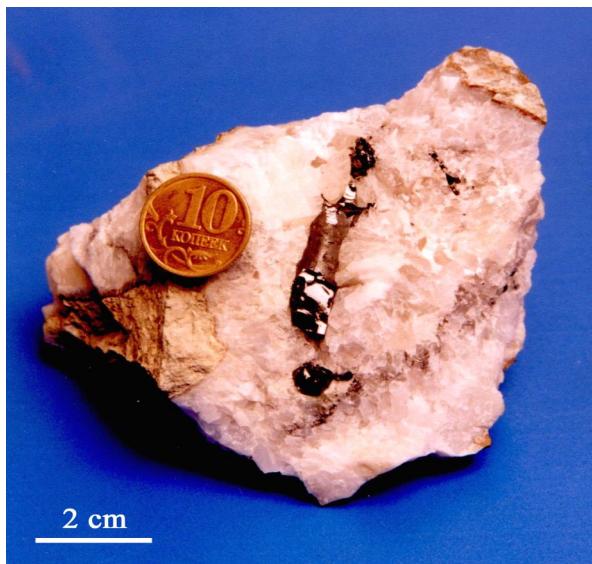


Рис. 3. Выделение черного антраксолита в карбонат-халцедоновой секреции. р. Синара, дер. Борисово.

Наибольшее их скопление наблюдается на границе халцедона с карбонатом, в котором они слагают тонко рассеянную вкрапленность в виде мельчайших сфероидов, размером в доли мм. Благодаря этому карбонат приобретает серую окраску. В некоторых случаях подобные

выделения наблюдались в краевых зонах экструзии среди брекчированных плагиориолитов (со следами хрупко-пластичного течения) в интерстициях обломков породы. Здесь они слагают ксеноморфные зерна в массе тонкозернистого сидерита. Черное вещество имеет сильный блеск, не просвечивает в тонких сколах, излом раковистый. Твердость около 3 по шкале Мооса. При нагревании не плавится. Рентгенофазовое изучение битума показало наличие двух размытых больших отражений 27,6 и 3,58 (в ангстремах), что позволило отнести их к угольным стеклам, так называемым витринитам. Более всего они подходили к эувитринитам (гелифицированные целлюлозные компоненты каменных углей), но эталонные эувитриниты относятся к легкоплавким материалам в отличие от наших образцов.

ИК-спектр битума показал большое количество полос поглощения (см^{-1}): 3047, 2922, 2853, 1907, 1600, 1496, 1439, 1372, 1211, 1033, 948, 872, 830, 809, 751, 647, 582, 470 (рис. 4).

Расшифровка спектра проводилась нами по справочным данным (Еремин и др., 1980; Химия..., 1988). На спектре отчетливо выделяется полоса поглощения 3047 см^{-1} , которая относится к валентным колебаниям ароматических и олефиновых C-H связей, а полосы 872, 809, 751 см^{-1} являются деформационными колебаниями этих связей. Область спектра $2700\text{-}3000 \text{ см}^{-1}$ обусловлена валентными колебаниями алифатических C-H связей с максимумами 2922 и 2853 см^{-1} , а полосы 1439, 1372 см^{-1} относятся к деформационным колебаниям указанных структур (хотя возможно они вызваны присутствием карбонатного материала). Небольшая область поглощения в 1907 см^{-1} обусловлена колебанием группы C=O. Наиболее сильная полоса поглощения расположена в области 1600 см^{-1} и чаще

всего относится к валентным колебаниям ароматических C=C связей. Полосы поглощения 1211, 1033, 948 см⁻¹ характерны для колебаний углерод-кислородных связей в простых эфирных группах, при этом пик при 1033 см⁻¹

может говорить о наличии групп S=O. Небольшое поглощение в области 3400 см⁻¹ связывается с колебанием N-H. В целом образец показал стандартный набор полос поглощения характерный для многих углеводородов и углей.

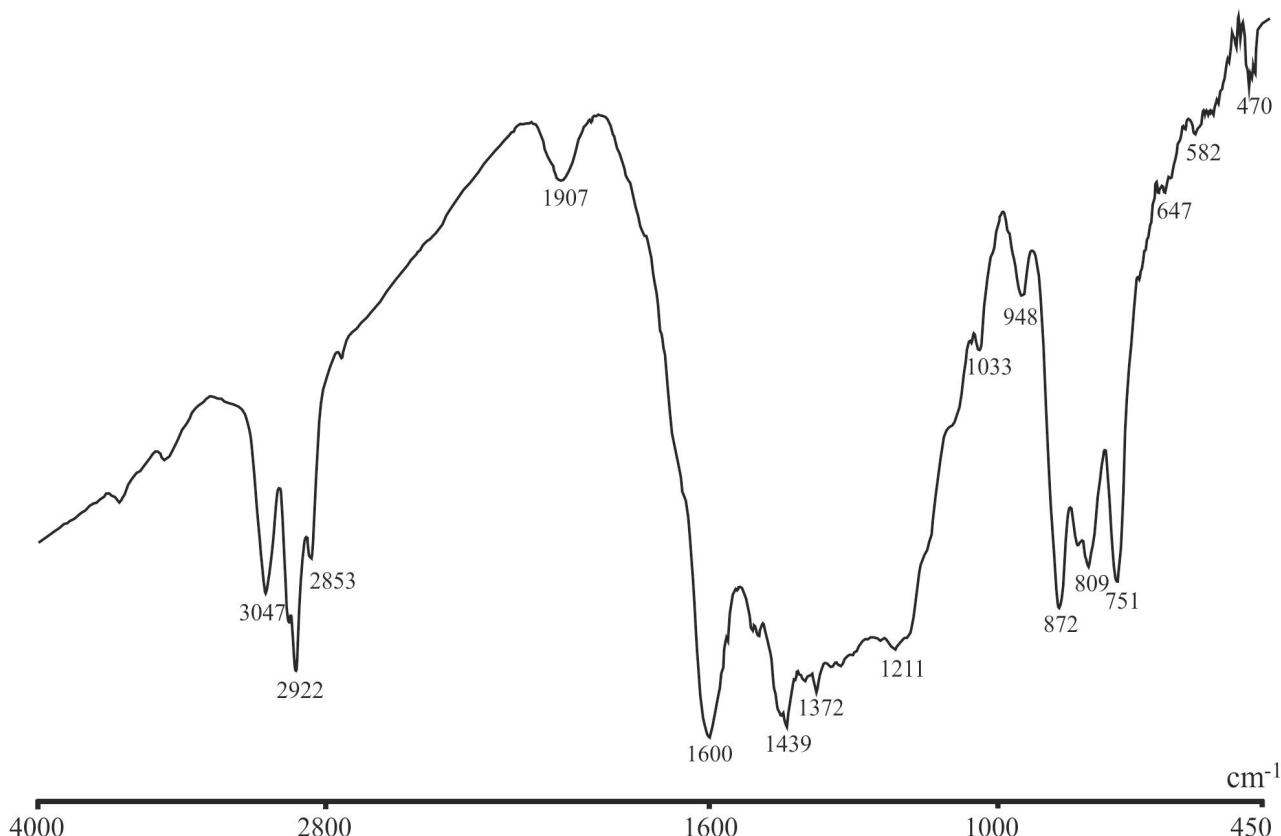


Рис. 4. ИК-спектр антраксолита из агатовой секреции в плахиориолитах.

Исследование вещества методом дифференциального термического анализа в одном случае дало хорошо выраженный экзотермический эффект в области 565°C, другом случае более размытый эффект с максимумом в области 580°C, но с большим количеством пиков в интервале 380-630°C (рис. 5), что позволяет относить вещество к керитам или низшим антраксолитам (Черевко, 1999). Химический состав битума следующий (по двум замерам): С – 90,06-90,57%; Н – 3,98-4,09%; N – 0,99-1,53%. Средний показатель (Н/C)_{ат} равняется 0,53. Кроме того, микрозондовыми исследованиями в нем обнаружены примеси серы на уровне первых процентов (от следов до 2,1 мас.%). По всем выше приведенным

аналитическим признакам, твердые битумы обнаруженные в плахиориолитах р. Синары относятся к антраксолитам (Hunt, 1978; Филиппов, 2013; и мн. др.). Причем по количественным характеристикам, в классификации каустобиолитов, они попадают в группу низших антраксолитов (Орлов, Успенский, 1936; Филиппов, 2011). При этом сами антраксолиты относят к так называемым пиробитумам (Landis, Castano, 1995), а все твердые углеводороды Международный Комитет по Угольной и Органической петрологии рекомендует относить к миграбитумам и помещает их в группу эксудатинита (Филиппов, 2013).

Интересно, что подобные находки твердых углеводородов в кислых

осадочные породы (Stasiuk, 1997 и мн. др.) или гидротермально-сульфидные месторождения (Rasmussen, Buick, 2000 и мн. др.). Наиболее похожая (с изученным нами объектом) ситуация отмечается на медно-сульфидных месторождениях Чили, где риолит-андезитовые потоки мелового возраста переслаиваются с углеродсодержащими осадками и антраксолит встречается

там в гидротермальных карбонатных жилах (Wilson, 2000). Кроме того, отмечаются немногочисленные находки антраксолитов связанные с эффузивными породами (Богемия, п-ов Крым, Урал, Карелия), в которых битумы обычно концентрируются в миндалинах и в межподушечном пространстве (Филиппов, 2013; Jehlička et al., 2003 и др.).

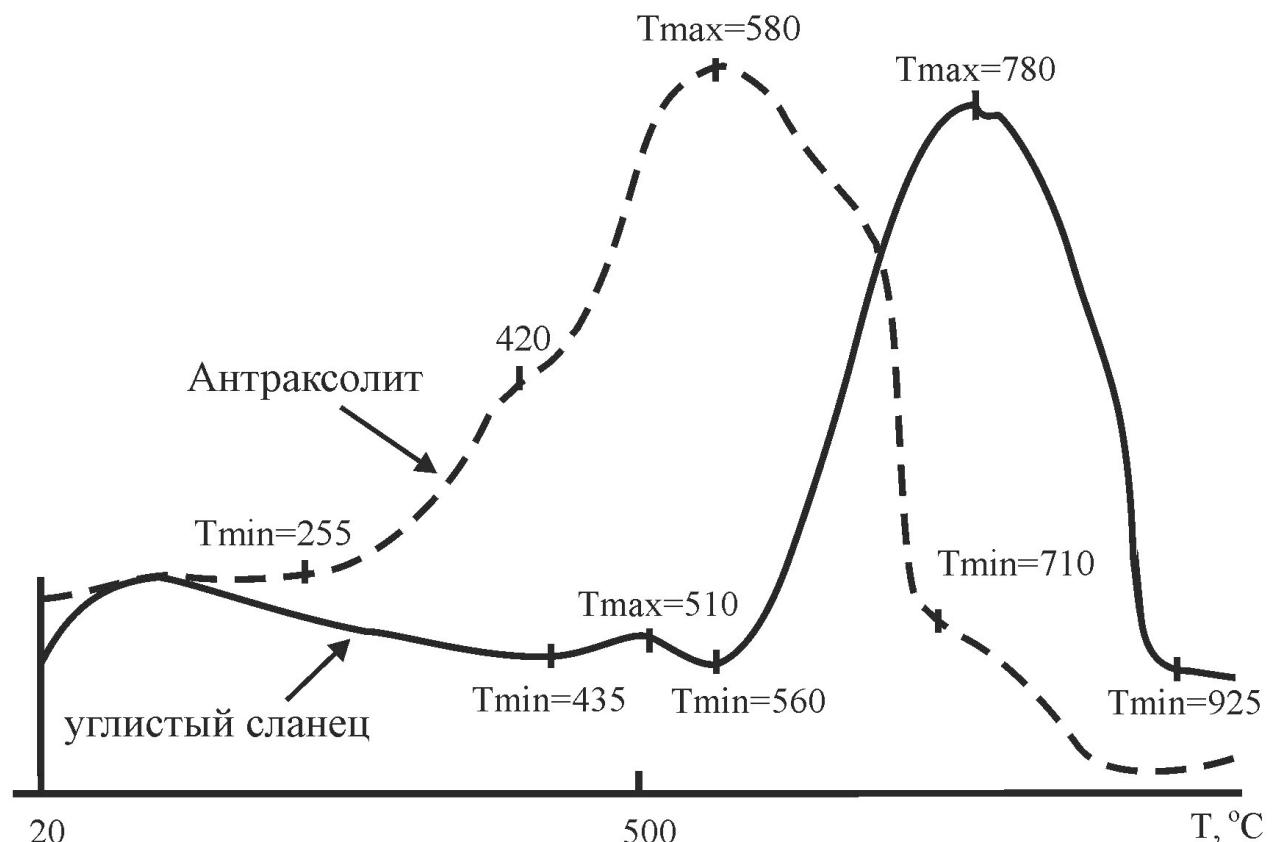


Рис. 5. Термограммы антраксолита и углистого сланца из плахиориолитов.

Обсуждение результатов

Происхождение твердых битумов в телах плахиориолитов может объясняться двумя, по-видимому, равновероятными гипотезами.

По первой (и наиболее распространенной) гипотезе, субстратом для образования этих битумов послужили вмещающие песчаники с прослойями углистоглинистых сланцев. В краевой зоне экструзивного тела плахиориолитов нами отмечались ксенолиты углистых сланцев, размером до 5-10 см. Их

минеральный состав по данным рентгеноструктурного анализа не сильно отличается от окружающих их вулканитов: кварц, калиевый полевой шпат, плахиоклаз и слюда. Очевидно, что углистые сланцы испытали метасоматические и температурные преобразования в процессе нахождения в кислой лаве. Органическое вещество удалось установить только методом ДТА, его содержание составляет около 1% и экзотермический пик находится в интервале 435-560°C с максимумом в 510°C (см. рис. 5). Эти следы углеводорода можно соотнести с

сланцев. Кроме того, по данным ДТА в углистом сланце содержится 8,5% мелкочешуйчатого (0,001-0,005 мм) графита, видимо часть органического вещества все же подверглась метаморфическим преобразованиям. Вполне вероятно, что при внедрении плагиориолитов прорывались толщи песчаников и глинистых сланцев с органическими остатками, вследствие чего в вулканитах сформировалось большое количество углистых ксенолитов. При прогреве этих ксенолитов (как и вмещающих осадочных пород), часть органического вещества возгонялось и циркулировало с гидротермальными растворами в краевой части плагиориолитового массива, а часть – испытав метаморфизм, перешло в графит. По всей видимости, углеводороды постоянно находились в гидротермальной системе, но отмечаться они стали только на карбонатной стадии. Скорей всего, при образовании карбоната они резко приобрели твердое состояние в виде антраксолита, а до этого находились в газово-жидком состоянии, что и объясняет их сферическую форму. Толчком к этому процессу послужило резкое преобладание в гидротермальной системе карбонат-иона; в миндалинах при росте кальцита, а в брекчированных плагиориолитах при формировании тонкозернистого сидерита, т.е. также карбоната.

По второй гипотезе, формирование твердых углеводородов могло происходить за счет глубинных флюидных источников. Если рассматривать риолит-базальтовую формацию Зауральской зоны, как результат влияния мантийного суперплюма, приведшего к формированию грабенов по всей Западной Сибири (Dobretsov, 2003 и др.), то антраксолит мог сформироваться за счет привноса глубинных (мантийных) углеводородов. Теория абиогенного происхождения

нефти и газа в последнее время набирает большое количество сторонников (Кудрявцев, 1973; Kuchеров et al., 2002; Glashby, 2006; Ivanov et al., 2010; и мн. др.), в том числе и по данным изучения месторождений Западной Сибири (Fedorov et al., 2007; Тимурзиев, 2014; и др.). Кроме того, абиогенные углеводороды недавно были обнаружены в продуктах современного вулканизма на Камчатке (Силаев и др., 2016).

Какая из представленных гипотез является правильной, сказать достаточно затруднительно. Для уверенного определения источника вещества твердых углеводородов, по всей видимости, потребуется провести дополнительные изыскания в виде изотопии углерода и кислорода.

Заключение

Таким образом, нами сделана первая находка твердых битумов в плагиориолитах р. Синары (Катайский район, Курганская область), входящих в состав раннетриасовой туринской вулканогенно-осадочной серии на границе Урала и Западной Сибири. По данным комплексных аналитических исследований (химический, ДТА, ИК и рентгенофазовый анализ) установлена их принадлежность к группе низших антраксолитов. Образование твердого битума в кислых вулканитах р. Синара происходило на поздней стадии становления тела плагиориолитов в момент формирования многочисленных халцедоновых (агатовых) миндалин и секреций. Затвердевание и выпадение антраксолита из гидротермальных растворов произошло при резком преобладании карбонат-иона, т.е. в миндалинах при кристаллизации кальцита, а в краевых зонах брекчирования плагиориолитов – сидерита. Источником для формирования синарского антраксолита могли послужить, как вмещающие осадочные породы, так и

глубинные (мантийные) углеводородные флюиды. Находки твердых битумов в кислых вулканитах р. Синара редки и не имеют промышленного значения, но они, благодаря своим крупным размерам, могут являться прекрасным коллекционным и музейным материалом.

Благодарности

Авторы благодарны всем упомянутым в рукописи аналитикам за выполненные исследования битума. Кроме того, отдельное спасибо мы выражаем нашим коллегам и, к сожалению, ныне покойным друзьям, К.П. Иванову и А.Т. Расулову за помощь в проведенных работах.

Исследования проводятся при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10201 "Фундамент Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна: геодинамическая история, оценка перспектив нефтеносности").

Литература

1. Еремин И.В., Лебедев В.В., Цикареев Д.А. Петрография и физические свойства углей. М.: Недра, 1980. 183 с.
2. Иванов К.П. Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 155 с.
3. Иванов К.П., Расулов А.Т. О фациальной природе тел кислых вулканитов триаса Урала // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 53-56.
4. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Смирнов В.Н., Слободчиков Е.А. Рифтогенез на Среднем Урале (комплексы и структуры растяжения в истории развития Среднего Урала). Путеводитель геологических экскурсий Международной научной конференции "Рифты литосферы". Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 91 с.
5. Кудрявцев Н.А. Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1973. 216 с.
6. Малютин Н.Б., Смирнов Е.П., Дегтева М.Н. Геологическое строение складчатого фундамента в Среднем Зауралье. М.: Недра, 1977. 223 с.
7. Орлов Н.А., Успенский В.А. Минералогия каустобиолитов. М.: Изд-во АН СССР, 1936. 198 с.
8. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
9. Силаев В.И., Аникин Л.П., Вергасова Л.П., Васильев Е.А., Мартиросян О.В., Смолева И.В., Чубаров В.М., Петровский В.А. Абиогенные органические полимеры в продуктах современного вулканизма // Вестник Пермского университета, 2016. Серия: геология. Вып. 3 (32). С. 21-33.
10. Тимурзиев А.И. Мантийные очаги генерации углеводородов: геолого-физические признаки и прогнозно-поисковые критерии картирования; закономерности нефтегазоносности недр как отражение разгрузки в земной коре мантийных УВ-систем // Горные ведомости, 2014. №4 (119). С. 8-30.
11. Филиппов М.М. Актуальные проблемы изучения антраксолитов // Записки РМО, 2011. № 3. С. 109-120.
12. Филиппов М.М. Антраксолиты. СПб.: ФГУП "ВНИГРИ", 2013. 296 с.
13. Химия и переработка угля. Под ред. В.Г. Липовича. М.: Химия, 1988. 216 с.
14. Черевко Н.К. Твердые битумы Европейского Северо-Востока России. Екатеринбург: КомиНЦ РАН, 1999. 101 с.
15. Chuvashov B.I., Bochkarev V.S., Sobolev N.N., Larionov A.N. New U-Pb data on the age of rhyolite from Middle Zauralye: evidence for change of crustal geodynamic regimes // Doklady Earth Sciences, 2013. Vol. 451. Part 1. P. 775-778.
16. Dobretsov N.L. Evolution of structures of the Urals, Kazakhstan, Tien Shan, and Altai-Sayan region within the Ural-Mongolian fold belt (Paleo-Asian ocean) // Geology and Geophysics, 2003. Vol. 44. № 1-2. P. 5-27. (in Russian)
17. Fedorov Yu.N., Ivanov K.S., Erokhin Yu.V., Ronkin Y.L. Inorganic geochemistry of the oil of West Siberia: first ICP-MS data // Doklady Earth Sciences, 2007. Vol. 414. Part 1. P. 634-637.
18. Glashby G.P. Abiogenic Origin of Hydrocarbons: An Historical Overview // Resourse geology, 2006. Vol. 56. № 1. P. 85-98.
19. Hunt J.M. Characterization of bitumens and coals // AAPG Bull., 1978. Vol. 62/2. P. 301-303.
20. Jehlička J., Svatos A., Frank O. et al. Evidence for fullerenes in bitumen from pillow lavas of proterozoic age from Mitov // Geochim. Cosmochim. Acta, 2003. Vol. 67. № 8. P. 1495-1506.
21. Ivanov K.S., Fedorov Y.N., Petrov L.A., Shishmakov A.B. The nature of biomarkers in oils // Doklady Earth Sciences, 2010. Vol. 432. Part 1. P. 626-630.

22. Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fyodorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E. Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: main features of geology and development // Journal of Asian Earth Sciences, 2013. Geological Evolution of Asia. Vol. 72. Pp. 12-24.
23. Kirichkova A.I., Kulikova N.K. The problem of correlation between Triassic continental sequences of Southern Germany, the Timan-Pechera region, and Eastern Urals // Stratigraphy and Geological Correlation, 2005. Vol. 13. № 4. P. 416-429.
24. Kucherov V.G., Bendeliani N.A., Alekseev V.A., Kenney J.F. Hydrocarbon synthesis from minerals under pressure to 5 GPa // Doklady Earth Sciences, 2002. Vol. 387. № 6. P. 789-792. (in Russian)
25. Landis C.R., Castano J.R. Maturation and bulk chemical properties of a suite of solid hydrocarbons // Organic Geochem., 1995. Vol. 22. № 1. P. 137-149.
26. Rasmussen B., Buick R. Oily old ores: evidence for hydrothermal petroleum generation in an archean volcanogenic massive sulfide deposit // Geology, 2000. Vol. 28. № 8. P. 731-734.
27. Reichow M.K., Barfod D.N., Condon D.J., Mark D.F., Millar I.L., Puchkov V.N., Saunders A.D., Ardislamov F. The Siberian Traps volcanism and its environmental impact through Permian-Triassic times. Portland, USA, 2009a. Vol. 84: Volcanism, Impacts, Mass Extinctions, and Global Environmental Change. 133 p.
28. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Sci. Letters, 2009b. Vol. 277. Is. 1-2. P. 9-20.
29. Stasiuk L.D. The origin of pyrobitumens in upper Devonian Leduc formation gas reservoirs, Alberta, Canada: an optical and EDS study of oil to gas transformation // Marine and petroleum geol., 1997. Vol. 14. № 7/8. P. 915-929.
30. Wilson N.S.F. Organic petrology, chemical composition, and reflectance of pyrobitumen from the El Soldado Cu deposit, Chile // Int. J. Coal Geol., 2000. Vol. 43. P. 52-82.
- Yearbook-2005. Ekaterinburg: IGG UrB RAS, 2006. P. 53-56.
4. Ivanov KS, Erokhin Yu.V., Smirnov VN, Slobodchikov EA Riftogenesis in the Middle Urals (complexes and structures of extension in the history of the Middle Urals). Guide to geological excursions of the International Scientific Conference "Rifts of the lithosphere". Ekaterinburg: UrO RAN, 2002. 91 p.
5. Kudryavtsev NA The genesis of oil and gas. L.: Nedra, 1973. 216 with.
6. Malyutin NB, Smirnov EP, Degteva M.N. The geological structure of the folded basement in the Middle Trans-Urals. M.: Nedra, 1977. 223 p.
7. Orlov NA, Uspensky V.A. Mineralogy of caustobioliths. Moscow: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1936. 198 p.
8. Puchkov V.N. Geology of the Urals and the Urals (actual issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa: DesignPolygraph Service, 2010. 280 c.
9. Silaev VI, Anikin LP, Vergasova LP, Vasiliev EA, Martirosyan OV, Smoleva IV, Chubarov VM, Petrovsky VA Abiogenic organic polymers in products of modern volcanism // Bulletin of Perm University, 2016. Series: geology. Issue. 3 (32). Pp. 21-33.
10. Timurzhev A.I. Mantle foci of hydrocarbon generation: geological and physical features and forecasting and search criteria for mapping regularities of the oil and gas potential of the subsoil as a reflection of unloading in the earth's crust of mantle UV systems // Mining Vedomosti, 2014. №4 (119). Pp. 8-30.
11. Filippov M.M. Actual problems of studying anthraxolites // Zapiski RMO, 2011, No. 3. P. 109-120.
12. Filippov M.M. Anthracolites. St. Petersburg: FGUP VNIGRI, 2013. 296 p.
13. Chemistry and coal processing. Ed. V.G. Lipovich. Moscow: Chemistry, 1988. 216 p.
14. Cherevko NK Solid bitumen of the European North-East of Russia. Ekaterinburg: Kominets RAS, 1999. 101 p.
15. Chuvashov B.I., Bochkarev V.S., Sobolev N.N., Larionov A.N. New U-Pb data on the age of rhyolite from Middle Zauralye: evidence for change of crustal geodynamic regimes // Doklady Earth Sciences, 2013. Vol. 451. Part 1. P. 775-778.
16. Dobretsov N.L. Evolution of the structures of the Urals, Kazakhstan, Tien Shan, and Altai-Sayan region within the Ural-Mongolian fold belt (Paleo-Asian ocean) // Geology and Geophysics, 2003. Vol. 44. № 1-2. P. 5-27. (in English)
17. Fedorov Yu.N., Ivanov K.S., Erokhin Yu.V., Ronkin Y.L. Inorganic geochemistry of the oil of West Siberia: first ICP-MS data // Doklady Earth Sciences, 2007. Vol. 414. Part 1. P. 634-637.
18. Glashby G.P. Abiogenic Origin of Hydrocarbons: An Historical Overview // Resource geology, 2006. Vol. 56. № 1. P. 85-98.
19. Hunt J.M. Characterization of bitumens and coals // AAPG Bull., 1978. Vol. 62/2. P. 301-303.
20. Jehlička J., Svatos A., Frank O. et al. Evidence for fullerenes in bitumen from pillow lavas of proterozoic age from Mitov // Geochim. Cosmochim. Acta, 2003. Vol. 67. № 8. P. 1495-1506.

Reference

1. Eremin IV, Lebedev VV, Tsikaree DA Petrography and physical properties of coals. M.: Nedra, 1980. 183 p.
2. Ivanov K.P. Triassic trap formation of the Urals. M.: Nauka, 1974. 155 p.
3. Ivanov KP, Rasulov AT On the facial nature of the bodies of acidic volcanics of the Urals Triassic //

21. Ivanov K.S., Fedorov Y.N., Petrov L.A., Shishmakov A.B. The nature of biomarkers in oils. *Doklady Earth Sciences*, 2010. Vol. 432. Part 1. P. 626-630.
22. Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fyodorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E. Tectonics of the Urals and the adjacent part of the West-Siberian platform basement: main features of geology and development // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013. *Geological Evolution of Asia*. Vol. 72. Pp. 12-24.
23. Kirichkova A.I., Kulikova N.K. The problem of the correlation between the Triassic continental sequences of Southern Germany, the Timan-Pechera region, and Eastern Urals, Stratigraphy and Geological Correlation, 2005. Vol. 13. № 4. P. 416-429.
24. Kucherov V.G., Bendeliani N.A., Alekseev V.A., Kenney J.F. Hydrocarbon synthesis from minerals under pressure to 5 GPa // *Doklady Earth Sciences*, 2002. Vol. 387. No. 6. P. 789-792. (in English)
25. Landis C.R., Castano J.R. Maturation and bulk chemical properties of a complex of solid hydrocarbons // *Organic Geochem.*, 1995. Vol. 22. No. 1. P. 137-149.
26. Rasmussen B., Buick R. Oily old ores: evidence for hydrothermal petroleum generation in an archean
- volcanogenic bulk sulfide deposit // *Geology*, 2000. Vol. 28. No. 8. P. 731-734.
27. Reichow M.K., Barfod D.N., Condon D.J., Mark D.F., Millar I.L., Puchkov V.N., Saunders A.D., Ardislamov F. The Siberian Traps volcanism and its environmental impact through Permian-Triassic times. Portland, USA, 2009a. Vol. 84: *Volcanism, Impacts, Mass Extinctions, and Global Environmental Change*. 133 p.
28. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N. The timing and extent of the destruction of the Siberian Traps: The Implications for the End-Permian Ecological Crisis // *Earth and Planetary Sci. Letters*, 2009b. Vol. 277. Is. 1-2. P. 9-20.
29. Stasiuk L.D. The origin of pyrobitumens in the upper Devonian Leduc formation gas reservoirs, Alberta, Canada: an optical and EDS study of oil to gas transformation. *Marine and petroleum geol.*, 1997. Vol. 14. № 7/8. P. 915-929.
30. Wilson N.S.F. Organic petrology, chemical composition, and reflectance of pyrobitumen from the El Soldado Cu deposit, Chile // *Int. J. Coal Geol.*, 2000. Vol. 43. P. 52-82.



ON THE FINDING OF THE SOLID BITUMEN (ANTHRAXOLITE) IN THE TRIAS PLAGIORHYOLITES ON THE BORDER OF THE URAL AND WESTERN SIBERIA

<i>Erokhin Yuriy</i>	<i>Ivanov Kirill</i>
PhD in Geology, Leading Researcher, Institute of Geology and Geochemistry, Ural branch, RAS, Russia	Doctor of Science (Geology), professor, Head of Laboratory, Institute of Geology and Geochemistry, Ural branch, RAS, Russia
e-mail: erokhin-yu@yandex.ru	e-mail: ivanovks@igg.uran.ru

Abstract: This paper describes the discovery of the first solid bitumen in the plagioryholites of Sinara River (Kataysky District, Kurgan Oblast), which are part of the Early Triassic Turin volcanic-sedimentary series on the border of the Ural and Western Siberia. According to data provided by complex analytical studies, they were classified as low anthraxolites. It was found that the formation of solid bitumen in acidic volcanic rocks of Sinara River occurred during the late stage of establishment of the plagioryholite body during the formation of chalcedonic (agate) amygdales and secretions. Solidification and sedimentation of anthraxolite from hydrothermal solutions apparently took place under a radical prevalence of the carbonate ion, i.e. in the amygdales during the crystallization of calcite, while in the edge zones of brecciation of plagioryholite – of another carbonate, siderite. The source of the substance for the formation of anthraxolite in plagioryholites of Sinara River could be both the enclosing sedimentary rocks and deep (mantle) carbohydrate fluids.

Keywords: anthraxolite, chalcedony, plagioryholite, Early Triassic period, Trans-Ural.

© Ерохин Ю.В., Иванов К.С., 2017

CARBONATE MICROFACIES ANALYSIS AND MINERAL COMPOSITION OF THE MIDDLE-UPPER ORDOVICIAN SUCCESSION OF THE MOYERO RIVER SECTION, NE OF SIBERIAN PLATFORM

<i>Zaitsev A.</i>	<i>Zivatdinova I.</i>	<i>Kosorukov V.</i>
Geological Institute of the Russian Academy of Science, Moscow, Russia	Department of Lithology and Marine geology, Geological Faculty of M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia	Department of Lithology and Marine geology, Geological Faculty of M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

e-mail: alzaitsev@rambler.ru

Abstract Lithological re-investigation of upper Volginian, Kirensko-Kudrinian, Chertovskian, Baksian and Dolborian regional stages (uppermost Darriwilian, Sandbian and lowermost Katian Global Stages) of Moyero River section results are presented. New data of clay minerals distribution in two outcrop sections have been obtained. Levels with kaolinite and smectite content as perspective stratigraphical markers have been allocated. Composition of heavy minerals in terminal part of Kirensko-Kudrinian deposits was studied. By the expected source of terrigenous material identified Anabar Land. The distribution of the carbonate ramp facies zones in the studied succession reflects development of marine transgression interrupted at the base of Kirensko-Kudrinian regional stage, at the middle of Kirensko-Kudrinaian regional stage (base of the Kudrinian substage) and at the base of the Chertovskian regional stage by regressive events.

Keywords: Ordovician, Siberian platform, clay minerals, heavy minerals, carbonate microfacies.

Introduction

Ordovician outcrops along the Moyero River valley compose one of the most complete and best-exposed Ordovician sections on the entire Siberian Platform. The study of these sections was carried by different researchers starting from mid-20th century (Myagkova et al. 1963; Myagkova et al. 1977; Kanygin et al. 2007). However, the results of these investigations except field description of outcrops and fragmental biostratigraphical and paleontological data have not been published. In modern time, the Ordovician outcrops of the Moyero River valley were studied by paleomagnetic methods (Gallet, Pavlov 1996). As a result of this investigation, in the Ordovician was allocated the Moyero reversed superchron, corresponding to most part of Lower and Middle Ordovician (Pavlov, Gallet 2005; Cooper et al. 2012). In the year 2013, a special expedition was organized in order to re-investigate this key Ordovician section.

The Ordovician deposits are distributed in the midstream of Moyero River to the southwest of the Anabar shield (NE of Siberian Platform, Fig.1, A). Studied interval includes the upper Volginian, Kirensko-Kudrinian, Baksian and Dolborian regional stages (uppermost Darriwilian, Sandbian and lowermost Katian Global Stages). These deposits studied in two sections on the Moyero River right bank (location No 101A, uppermost Baksian and Dolborian regional stages, Fig. 1, C) and on the Moyero River left bank (location No 70, uppermost Volginian – Dolborian regional stages). Generally, the Volginian – Dolborian interval in Moyero River section has 111 meters thickness (Kanygin et al. 2007). The Volginian deposits are presented as an alternation of the light gray bioclastic and algal limestone and dark-gray and greenish-gray clays. The Kirensko-Kudrinian regional stage has a predominantly clayey composition (reddish, green and greenish-gray clays and argillites) with algal and bioclastic calcareous beds.

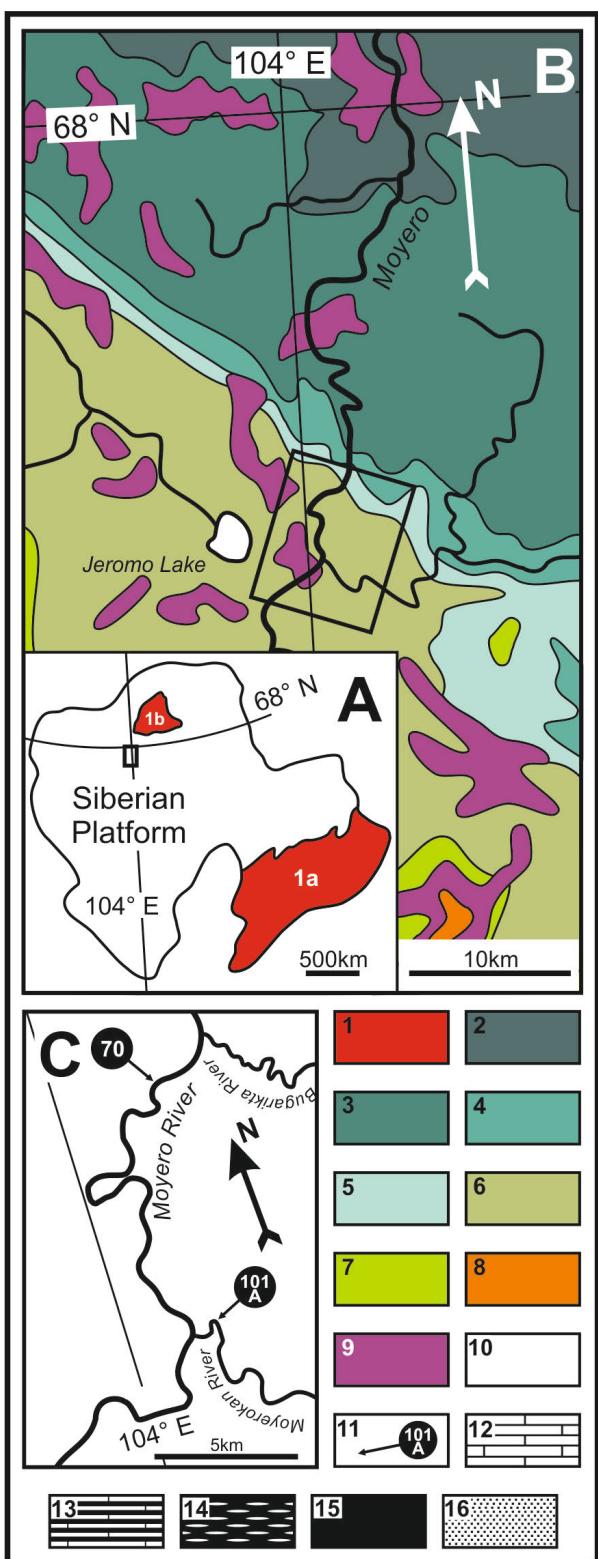


Fig. 1. A - Simplified geologic map of Siberian Platform and geographical position of Moyero River valley, 1 – basement uplifts: 1a – Aldan Shield, 1b – Anabar Shield; B – Simplified geologic map of Moyero River valley area, 2 – Upper Cambrian, 3 – Lower Ordovician, 4 – Middle Ordovician, 5 – Upper Ordovician, 6 – Lower Silurian, 7 – Upper Silurian, 8 – Permian, 9 – Triassic trapps, 10 – Jeromo Lake; C – Schematic map of Moyero River midstream: 11 – number and position of studied locations (by Myagkova et al., 1977).

These deposits conformable overly the Volginian rocks. The Chertovskian, Baksian and Dolborian interval is composed as an alternation of dominantly gray and greenish-gray clays, nodular limestones and allochthonous bioclastic gradation-layered limestones.

Clay mineralogy

Semiquantitative mineral composition of the $< 2 \mu\text{m}$ size clay fraction was analyzed using X-ray diffraction techniques. The clay mineral association includes illite, chlorite and mixed-layers minerals. At several levels contain an admixture of kaolinite and smectite. Illite (with admixture of mixed-layers minerals and chlorite) dominates (more than 50%) in Volginian – lower part of Baksian Regional Stage interval. The illite and chlorite content gradually decrease toward the upper part of the Baksian and Dolborian Regional Stage. On these levels, clays dominantly contain different mixed-layers with addition of illite. Smectite (less than 10%) is fixed in two levels in top of Baksian and Dolborian Regional Stages in section No 101A (left bank of Moyero River). Mineral assemblage also includes illite, Mg-chlorite and mixed-layers chlorite-smectite and illite-smectite minerals. Kaolinite is present in an amount less than 10% at several levels. It is upper part of Kirensko-Kudrinian, the top of Chertovskian and middle part of Baksian Regional Stages. All samples with content of kaolinite have admixture of silty or fine quartz grains.

Heavy minerals from kirensko-kudrinian terminal sandstones

The upper 3,5 meters of the Kirensko-Kudrinian regional stage are composed by alternation of fine-grained sandstones and clays. The boundaries of clay and sandstones beds have erosional character. Three samples from lower, middle and upper parts of sandstones were studied. For heavy minerals analysis we use $< 0,1 \text{ mm}$ fraction. The mineral composition of

the heavy fraction were examined by the light polarized microscope.

The colored and ore minerals were not studied. The sandstones have predominantly quartz composition and tiny grain size. The colorless heavy minerals association of sandstones from upper part of Kirensko-Kudrinian regional stage include tourmaline, titanite, staurolite, hornblende, kyanite and zircon (Fig. 2). The grains of heavy minerals have rounded and angular-rounded shape. The listed minerals include minerals with good and average degree of chemical resistance. The good resistant minerals are predominate. Their quantity increasing up the succession.

Microfacies analysis

About 150 thin sections were examined with a polarizing light microscope Carl Zeizz Axioscope 40. For carbonate microfacies analysis we use the model introduced by E. Flügel (Flügel 2004). The following facies zones of the carbonate ramp could be distinguished in the studied interval of the section:

1. The tidal deposits of the inner ramp are well developed in the Volginian and in the lower and middle parts of the Kirensko-Kudrinian regional stage. These rocks are represented by mudstone and bioclastic wackestone with admixture of algae and tiny quartz grains. In the lower part of Kirensko-Kudrinian regional stage these deposits overlay the facies of coastal sand shoals and banks. In the middle part, the tidal facies replaced by restricted marine facies.
2. The sand shoals and banks of the inner ramp include two microfacies: 1) oolitic grainstone with concentric ooids and bioclastic packstone with several predominant types of bioklasts. This microfacies could be found in the upper part of Volginian and the lower part of Kirensko-Kudrinian regional stages; 2) the fine grained quartz sandstones with

phosphate grains comprise the upper part of the Kirensko-Kudrinian regional stage deposits.

3. Restricted-marine settings of the inner ramp are composed by the bioclastic packstone with numerous echinoderms and wackestone with ostracods. These facies developed locally and underlie the quartz sandstones of the sand bank in the upper part of the Kirensko-Kudrinian regional stage.
4. The open-marine deposits of the inner ramp (packstone and wackestone with various bioclasts) compose stratigraphic intervals of the Chertovskian and the lower part of the Baksian regional stages. These facies directly overly the quartz sandstones of the Kirensko-Kudrinian regional stage. The sharp boundary between these two contrasting facies is interpreted as a marine flooding surface and sequence boundary.
5. The sediments of the mid-ramp are represented by intercalation of non-bioturbated mudstones and highly bioturbated bioclastic wackestone with ostracods and trilobites as main components. These facies are typical for the lower part of the Baksian regional stage.
6. Carbonate rocks of the upper part of Baksian and Dolborian regional stages are composed predominantly by allochthonous wackestones and packstones less often floatstones and grainstones. The bioclasts are presented by echinoderms, bryozoan, trilobites, brachiopods, ostracods and calcareous algae. The bioclasts often are micritized. The lithotypes distribution of carbonate rocks in Dolborian regional stages were studied less detail. But, preliminary this interval may be interpreted by mid-ramp or upper part of outer ramp.

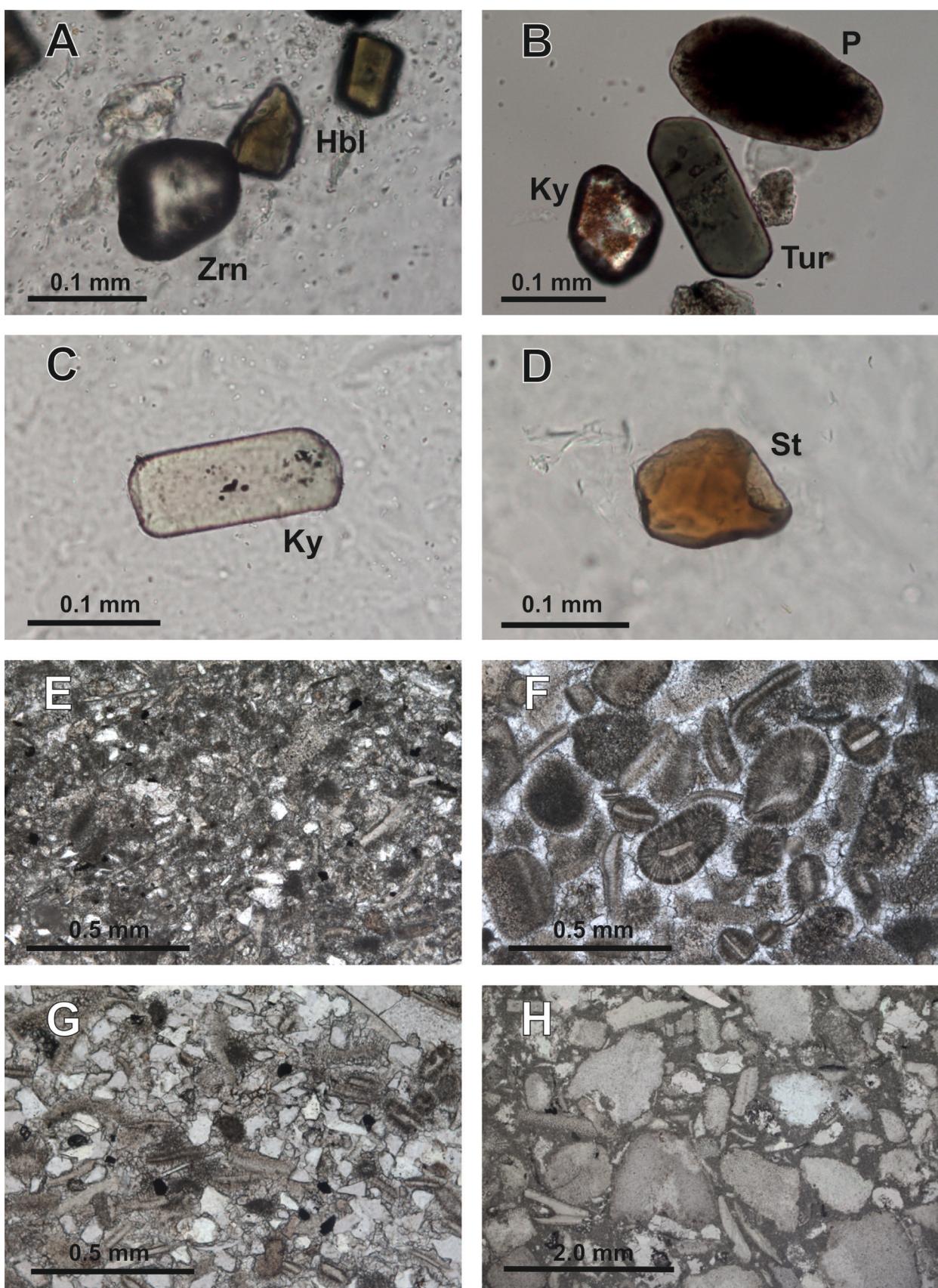


Fig. 2. Microphotographs of selected heavy minerals (A – D) and microfacies (E – H). A: Zrn – zircon, Hbl – hornblende, B: Ky – kyanite, Tur – tourmaline, P – authigenic phosphate grains, C: Ky – kyanite, D: St – staurolite, E - bioclastic wackestone with admixture of algae, lower part of Kirensko-Kudrinian regional stages, F – oolitic grainstone with concentric ooids, lower part of Kirensko-Kudrinian regional stages, G – bioclastic wackestone with ostracods and quartz grains, upper part of Kirensko-Kudrinian regional stages, H – allochthonous packstones with echinoderms.

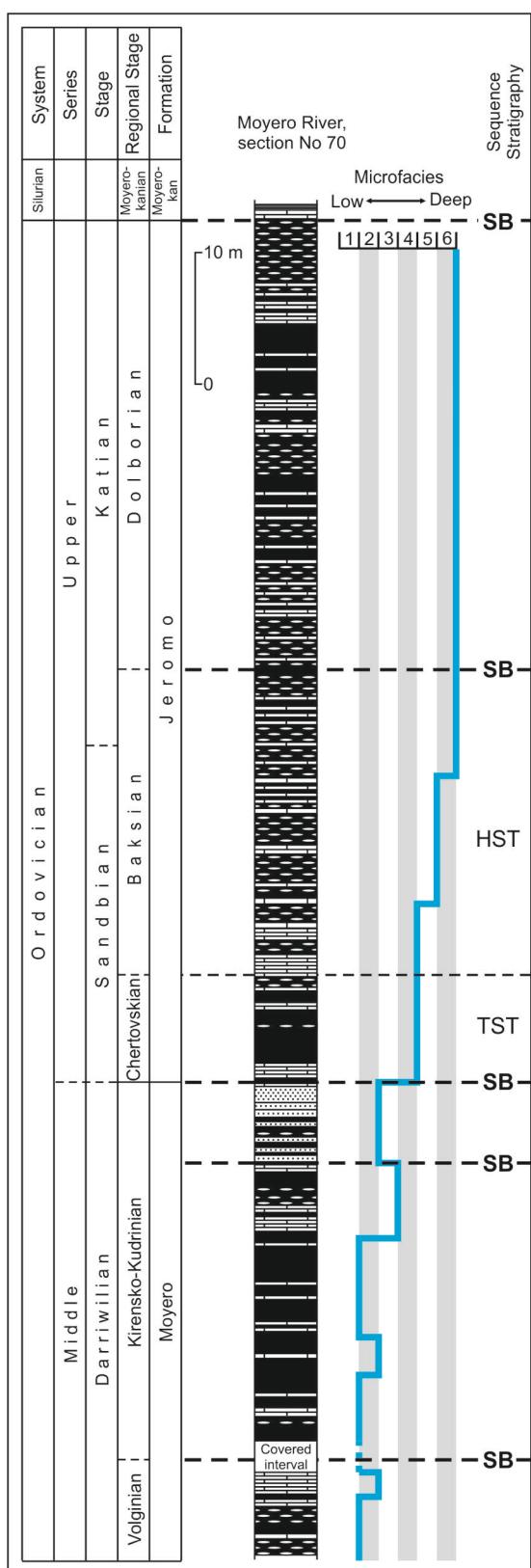


Fig. 3. Stratigraphic column and distribution of microfacies of the uppermost Darriwilian – lower Katian succession on the Moyero River left bank, section No 70 and distribution of microfacies. The position of boundaries of Global Stages modified by Kanygin et al. 2007, Cooper et al. 2012. Sequence stratigraphy by Dronov et al. 2009, Dronov et al., 2015. Legend see in Fig. 1: 12 – limestones, 13 – alternation of limestones and clays, 14 – nodular limestones, 15 – clays, 16 – sandstones.

Discussion and conclusions

The lithological investigation of the upper Volginian, Kirensko-Kudrinian, Baksian and Dolborian regional stages of Moyero River section has allowed to consider the levels with kaolinite and smectite content as perspective stratigraphical markers. The smectite and clorite-mixed-layers composition of clay fraction can be an evidence of volcanoclastic matter. The bentonite beds in the Upper Ordovician of Siberian Platform identified in southwest of the Platform in Podkamennaya Tunguska basin (Dronov et al. 2011; Huff et al. 2014).

The microfacies analysis of carbonate rocks displays the range of environments from tidal (in the lower part of succession) to upper part of outer ramp in the Dolborian regional stage. The general distribution of the carbonate ramp facies zones in the studied succession reflects development of marine transgression interrupted at the base of Kirensko-Kudrinian regional stage, at the middle of Kirensko-Kudrinian regional stage (base of the Kudrinian substage) and at the base of the Chertovskian stage by regressive events (Fig. 3).

Acknowledgments

This is a contribution to the IGCP Project-591 “The Early to Middle Paleozoic Revolution”. Financial support provided from the Russian Foundation for Basic Research Grant № 13-05-00746.

References

- Cooper, R.A., Sadler, P.M., Hammer, O. And Gradstein, F.M. 2012. The Ordovician Period. In Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., and Ogg, G.M., Eds., The Geologic Time Scale, 489–523. Boston: Elsevier.
- Dronov, A.V., Huff, W.D., Kanygin, A.V. And Gonta, T.V. 2011. K-bentonites in the Upper Ordovician of the Siberian Platform. In: Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I. and García-Bellido, D. (eds.), Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid: 135–141.

3. Dronov, A., Kanygin, A.V., Timokhin, A.V., and Gonta, T.V. 2015. Ordovician sequence stratigraphy of the Siberian Platform revised. In: The Ordovician Exposed: Short Papers and Abstracts for the 12th International Symposium on the Ordovician System. James Madison University, Harrisonburg, Virginia, USA: 100-101.
4. Dronov, A. V., Kanygin, A. V., Timokhin, A. V., Tolmacheva, T. Yu. and Gonta, T.V. 2009. Correlation of Eustatic and Biotic Events in the Ordovician Paleobasins of the Siberian and Russian Platforms. Paleontological Journal, 43 (11): 1477-1497.
5. Flügel, E. 2004. Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Springer Berlin Heidelberg New York, 976 pp.
6. Gallet, Y. and Pavlov, V. 1996. Magnetostratigraphy of the Moyero river section (north-western Siberia): constraints on geomagnetic reversal frequency during the early Palaeozoic. Geophys. J. Int., 125: 95-105.
7. Huff, W.D., Dronov, A., Sell, B., Kanygin, A.V. and Gonta, T.V. 2014. Traces of explosive volcanic eruptions in the Upper Ordovician of the Siberian Platform. Estonian Journal of Earth Sciences, 64 (4): 244-250.
8. Kanygin, A.V., Yadrenkina, A.G., Timokhin, A.V. et al. 2007. Stratigraphy of oil and gas bearing basins of Siberia. The Ordovician of Siberian Platform. Novosibirsk. Geo Publishing, 269 pp.
9. Milner, G.B. 1968. Petrography of sedimentary rocks. Vol. 2. The guide by petrography of sedimentary rocks. Moscow. Nedra Publishing, 568 pp.
10. Myagkova, E.I., Nikiforova, O.I., Vysotsky, A.A. and Ivanovsky, A.B. 1963. Stratigraphy of Ordovician and Silurian deposits of Moyero River valley. Siberian Platform. Moscow. Academy of science of the USSR Publishing, 65 pp.
11. Myagkova, E.I., Nestor, H.E. And Einasto, R.E. 1977. The Ordovician and Silurian of Moyero River Section. Novosibirsk. Science Publishing, 176 pp.
12. Pavlov, V. and Gallet, Y. 2005. A third superchron during the Early Paleozoic. Episodes, 28: 78-84.
13. Rosen, O.M. 2003. Siberian Craton: Tectonoc Zonation and Evolution Stages. Geotectonics, 37 (3): 175-192.



КАРБОНАТНЫЕ МИКРОФАЦИИ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА Р. МОЙЕРО, СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

<i>Зайцев А.В.</i>	<i>Зиятдинова И.И.</i>	<i>Косоруков В.Л.</i>
Кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Геологический институт РАН, Москва, Россия	Магистрант, Кафедра литологии и морской геологии, Геологический факультет, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия	Старший преподаватель, Кафедра литологии и морской геологии, Геологический факультет, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

e-mail: alzaitsev@rambler.ru

Аннотация: Представлены результаты литологического переизучения волгинского, киренско-кудринского, чертовского, баксанского и долборского горизонтов (верхняя часть дарривильского, сандбийский и низы катийского яруса) разреза среднего течения р. Мойеро. Получены новые данные по распределению глинистых минералов, выявлены уровни, обогащенные каолинитом и смектитом, которые представляются перспективными стратиграфическими маркерами. Изучен минеральный состав тяжелой фракции в терминальной части киренско-кудринского горизонта. В качестве предполагаемого источника сноса терригенного материала предложена Анабарская суша. Распределение микрофаций рампового типа в изученных разрезах указывают на трансгрессивный характер этих отложений. На фоне общей трансгрессивной обстановки установлены три уровня понижения уровня моря: в основании и средней части киренско-кудринского горизонта, а также на границе киренско-кудринского и чертовского горизонтов.

Ключевые слова: ордовик, Сибирская платформа, глинистые минералы, тяжелые минералы, карбонатные микрофации.

© Коллектив авторов, 2017

ПЕТРОГЕОХИМИЯ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ АМУДЖИКАНО-ШАХТАМИНСКОГО КОМПЛЕКСА (J_{2-3}) В РУДНЫХ ПОЛЯХ ЗОЛОТОРУДНЫХ И МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Абрамов Б.Н.

Доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Лаборатория геоэкологии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия

Адрес: 672014, г. Чита, ул. Недорезова, 16а, а/я 521
телефон: (3022) 20-61-25, e-mail: b_abramov@mail.ru

Аннотация: Гранитоиды амуджикано-шахтаминского комплекса рудных полей молибденовых и золоторудных месторождений имеют общие и отличительные геохимические особенности. К общим относятся: соответствие адакитам и высококалиевовой известково-щелочной серии, одинаковые глубины и степени фракционирования магматических очагов. Различие – в повышенных концентрациях тяжелых редкоземельных элементов в гранитах молибденовых месторождений относительно таковых в золоторудных месторождениях.

Ключевые слова: Амуджикано-шахтаминский комплекс, геохимические особенности, золото, молибден.

В Восточном Забайкалье мезозойские золоторудные и молибденовые месторождения имеют тесную парагенетическую связь с интрузиями амуджикано-шахтаминского комплекса (J_{2-3}). Они отмечаются в бассейнах рек Шилка, Газимур, Нерча, Онон. Интрузии этого комплекса широко распространены в рудных полях Дарасунского, Балейского, Дельмачикского, Ключевского, Карицкого, Средне-Голготайского, Андрюшкинского, Верхне-Алиинского золоторудных месторождений, Бугдаинского, Шахтаминского, Жирекенского и Давендинского месторождений. Пространственно эти месторождения тяготеют к Монголо-Охотской сuture [7] (рис. 1).

Академиком Смирновым С.С. в Восточном Забайкалье был выделен золото-молибденовый пояс [13]. Месторождения золота и молибдена в Восточном Забайкалье имеют тесные парагенетические связи. На золоторудных месторождениях высокотемпературные рудные ассоциации с молибденитом выделяются в числе ранних. Рудные молибденовых

месторождений характеризуются повышенными концентрациями золота. Источниками золотого и молибденового оруденений являются интрузивные образования амуджикано-шахтаминского комплекса [1, 2, 9, 14].

Образование интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса связано с коллизионными процессами, происходившими в течение средней-поздней юры, в результате столкновения Сибирского и Монголо-Китайского континентов [7].

Интрузии амуджикано-шахтаминского комплекса образуют штоки, лакколиты площадью до нескольких сотен км². Наиболее часто это – 2-х, 3-х фазные массивы. Породы первой фазы представлены кварцевыми монцонитами, диоритами, габбродиоритами; породы второй фазы – гранодиоритами, гранитами, кварцевыми сиенитами; породы третьей фазы – гранодиоритами, крупнозернистыми порфировидными гранитами. Породы дайковой серии подразделяются на две группы. Первая, ранняя группа представлена кварцевыми порфирами, гранит-порфирами, сиенит-порфирами.

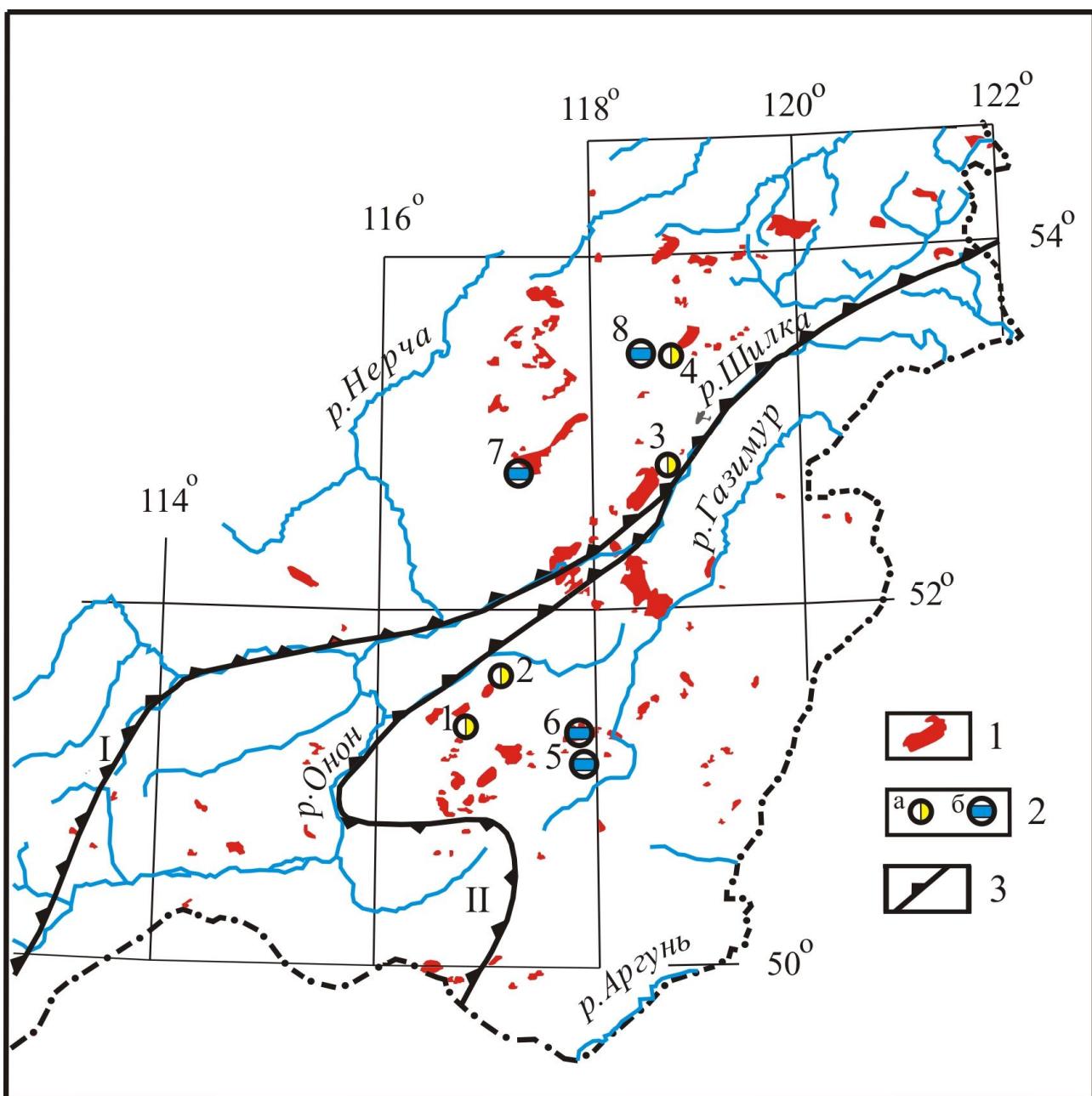


Рис. 1. Схема размещения золоторудных и молибденовых месторождений Восточного Забайкалья. 1 – выходы интрузий амуджикано-шах-таминского комплекса; 2 – месторождения: а) золота: 1 – Андрюшкинское, 2 – Верхне-Алиинское, 3- Карийское, 4 - Ключевское; б) молибдена: 5- Бугдаинское, 6 – Шахтаминское, 7- Жирикенское, 8 – Давендинское; 3 – Монголо-Охотская сутура: I – основная ветвь, II – ононская ветвь.

С этими дайками связано сопутствующее молибденовое и медно-молибденовое оруденение. Вторая, поздняя группа даек (дайки второго этапа) образована гибридными порфирами, лампрофирами, грорудитами. С этими дайками парагенетически связано золотое оруденение. Установлено, что мезозойские рудно-магматические системы Восточного Забайкалья

являются производными шошонитлатитовой и высококалиевой известково-щелочной магм. Шошонитлатитовый состав плутонических и вулканоплутонических ассоциаций предполагает мантийный источник магматических расплавов. Мантийное происхождение золотого и молибденового оруденений подтверждается изотопией Pb, серы

сульфидов мезозойских месторождений золота и молибдена [14].

Абсолютный возраст интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса по разным источникам колеблется в интервале 180-111 млн. лет [10, 11, 12]. В тот же период происходило формирование золотого и молибденового оруденения [1, 15].

Анализ петрогохимического состава гранитоидов амуджикано-шахтаминского комплекса рудных полей золоторудных и молибденовых месторождений показывает, что в основном, они соответствуют высококалиевой известково-щелочной серии (рис. 2).

Значения коэффициента $SI=Al_{2O_3}/(Na_{2O}+K_{2O}+CaO)$ мол. кол. интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса не превышают 1,12, что соответствует таковым гранитоидам островных и континентальных дуг (табл. 1, 2) [8].

Установлено, что потенциальная рудоносность гранитов определяется возможностями концентрирования рудных элементов в остаточных магматических очагах, условиями дегазации на различных этапах кристаллизационной дифференциации магм [17], окислительно-восстановительными обстановками их образования [19], размерами и глубиной формирования интрузивных образований, геохимическим типом магм и тектоническими обстановками в периоды формировании интрузий [14].

По геохимическому составу граниты амуджикано-шахтаминского комплекса соответствуют интрузивным образованиям вулканических дуг (рис. 3).

По условиям формирования С. Ишихара выделил гранитоиды магнетитовой и ильменитовой серий [19]. Эти отличия обусловлены глубинными условиями формирования магматических расплавов и режимами

их кристаллизации. Установлена четкая связь между месторождениями золота и полиметаллов с гранитами магнетитовой серии, а гранитов ильменитовой серии – с оловорудными месторождениями [16].

Выявлено, что граниты магнетитовой серии кристаллизовались в условиях закрытой системы, гранитоиды ильменитовой серии – в условиях открытой системы [19]. В гранитах магнетитовой серии $Fe_{2O_3}/FeO > 0,5$; в гранитах ильменитовой серии $< 0,5$ [4]. Геохимические особенности указывают на образование гранитоидов в обстановках как закрытых, так и открытых систем (рис.4).

По геохимическим особенностям преобладающая часть гранитов соответствуют I-типу, источниками которых являются магматические породы. Часть гранитов молибденовых месторождений – S-типу. По Ba/Rb отношениям значительная часть гранитов близка гранитам андезитового типа (среднее Ba/Rb составляет 5,5 по [17]), меньшая часть соответствует гранитам латитового типа ($Ba/Rb = 14,0$ по [17]), являющихся дифференциатами базальтовой магмы (табл. 1).

Для оценки степени дифференциации магматических очагов интрузивных образований были рассчитаны Eu/Eu^* отношения в гранитах рассматриваемых гранитоидов. Наибольшей степенью дифференциации магматического очага среди гранитоидов рудных полей золоторудных месторождений характеризуются граниты Андрюшкинского месторождения ($Eu/Eu^* = 0,47-0,53$), незначительной степенью дифференциации или отсутствием такой – гранитоиды Кариjsкого и Верхне-Алиинского месторождений ($Eu/Eu^* = 0,74-1,03$) (табл. 1).

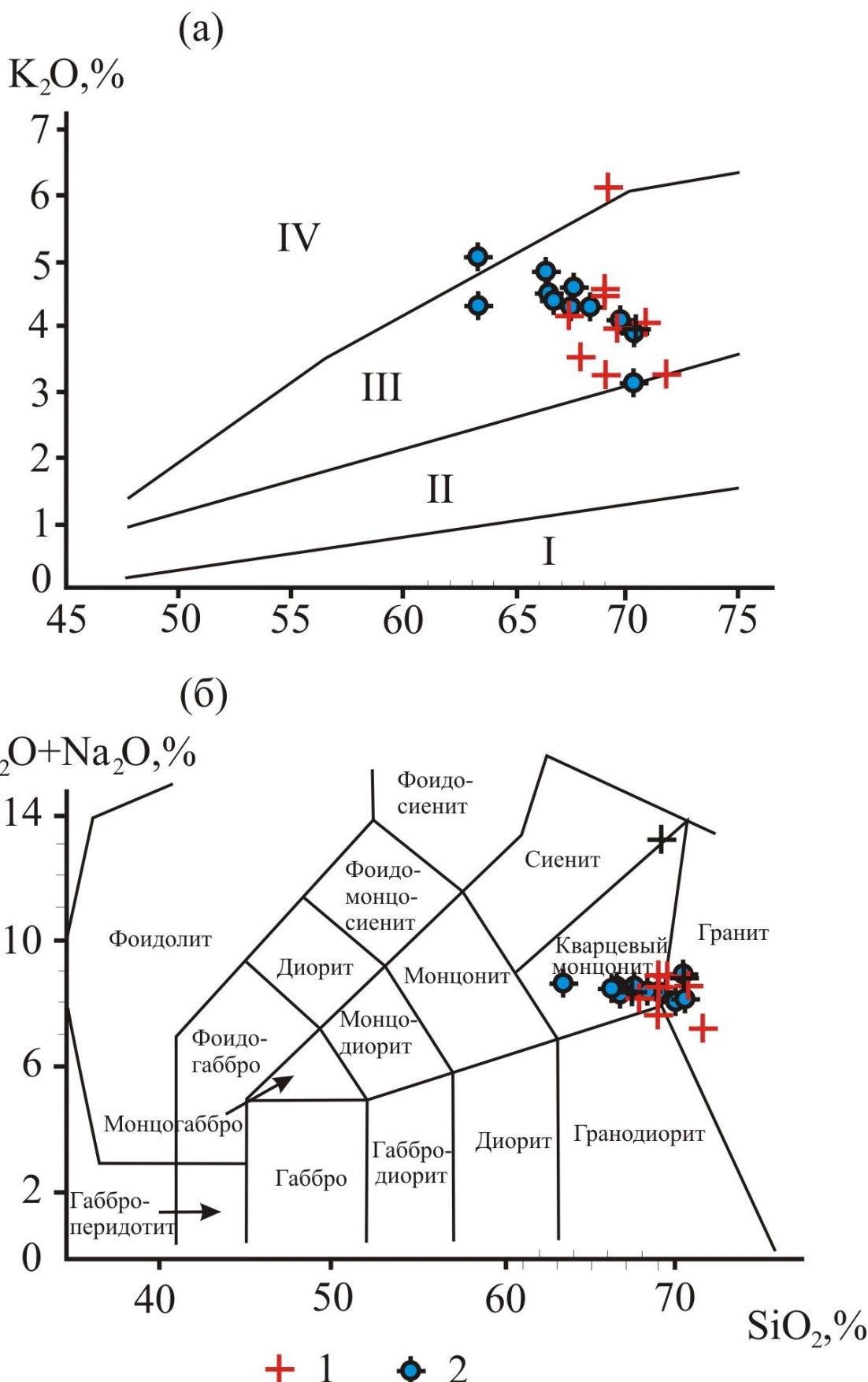


Рис. 2. Квалификационные диаграммы пород: а) $K_2O - SiO_2$, б) $K_2O + Na_2O - SiO_2$ в гранитоидах рудных полей золоторудных и молибденовых месторождений. Поля интрузивных серий на диаграмме: IV – шошонитовая, III – высококалиевая известково-щелочная, II – среднекалиевая известково-щелочная, I – островодужная толеитовая. Гранитоиды рудных полей: 1 – золоторудных месторождений, 2 – молибденовых месторождений.

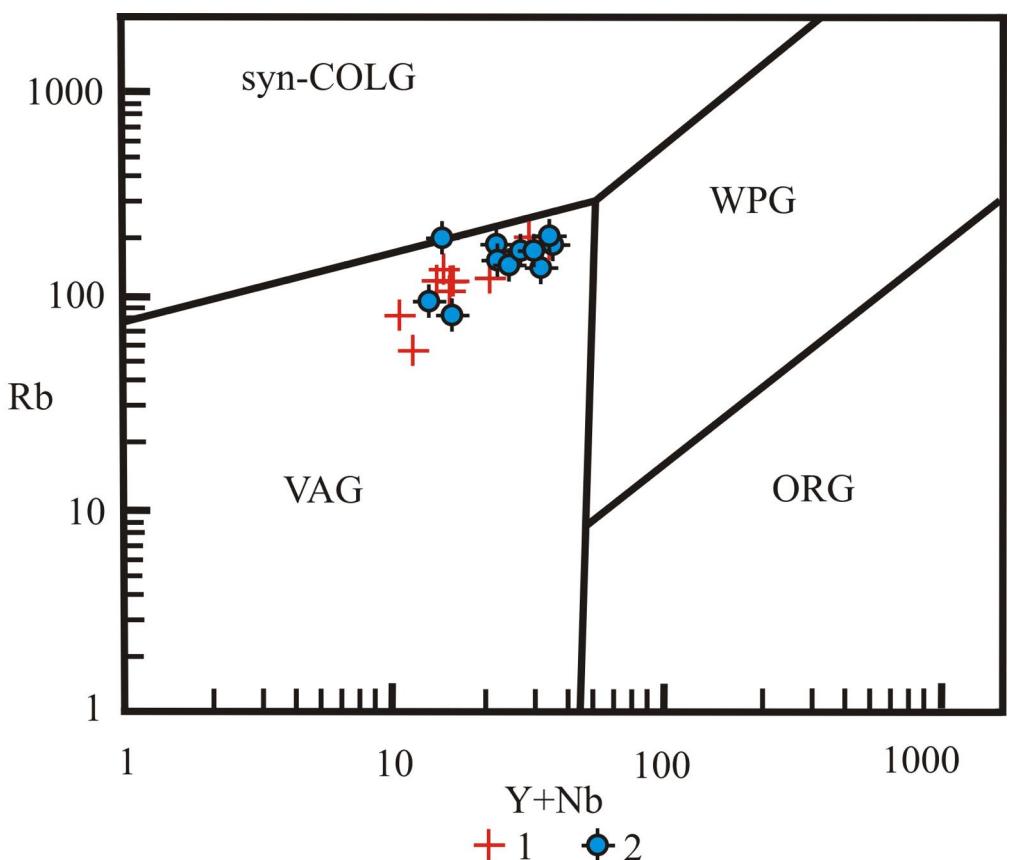


Рис. 3. Диаграмма Rb – Y+Nb для гранитоидов [8]. Поля на диаграммах: syn-COLG – коллизионные граниты, WPG – внутриплитные граниты, VAG – островодужные граниты, ORG – граниты океанических хребтов. Гранитоиды рудных полей: 1 – золоторудных месторождений, 2 – молибденовых месторождений.

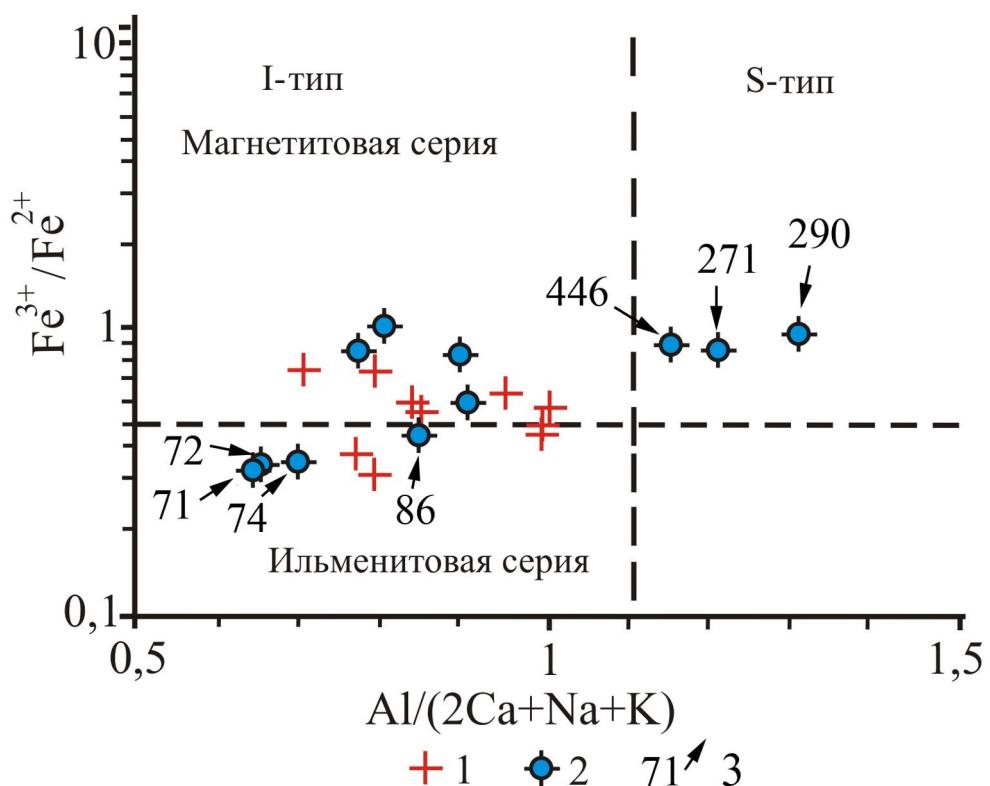


Рис. 4. Диаграмма $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ – $\text{Al}/(2\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ для гранитоидов рудных полей золоторудных и молибденовых месторождений [4]. Гранитоиды: 1 – золоторудных месторождений, 2 – молибденовых месторождений, 3 – значения номеров проб в табл. 2.

Таблица 1.

Содержания петрогенных компонентов (масс. %), и элементов-примесей в гранитоидах амуджикано-шахтаминского комплекса в рудных полях золоторудных месторождений Восточного Забайкалья (г/т)

№ проб	489	489-1	548	548-3	694	694-1	695	684	684-1	685
SiO ₂	69,00	69,00	67,80	67,30	69,10	69,00	72,00	71,00	69,60	70,50
TiO ₂	0,62	0,61	0,35	0,33	0,27	0,42	0,35	0,28	0,32	0,32
Al ₂ O ₃	14,40	14,00	15,00	14,70	15,60	14,80	13,30	15,10	15,50	15,60
Fe ₂ O ₃	0,64	0,78	1,28	1,23	0,86	1,16	1,01	0,77	0,74	0,69
FeO	2,16	1,84	1,68	1,56	1,37	2,11	1,68	1,33	1,48	1,52
MnO	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	1,66	1,49	1,40	1,06	1,18	2,23	1,90	0,57	0,89	0,80
CaO	2,09	1,83	2,68	2,49	0,92	1,83	1,56	0,92	1,02	1,02
Na ₂ O	3,39	3,88	4,53	4,19	3,86	4,39	4,00	4,54	4,86	4,75
K ₂ O	4,55	4,58	3,57	4,10	6,15	3,20	3,18	3,98	3,92	4,00
P ₂ O ₅	0,17	0,17	0,13	0,13	0,11	0,16	0,12	0,17	0,17	0,16
ппп	1,08	1,06	1,25	2,36	0,65	0,85	0,73	0,79	0,74	0,90
Сумма	99,79	99,28	99,7	99,5	100,1	100,21	99,9	99,5	99,3	100,3
As	110	100	39	99	81	140	56	400	220	105
Pb	65	61	35	21	30	15	17	27	36	19
Rb	190	200	64	80	160	119	105	127	110	109
Sr	410	360	560	550	480	434	410	780	920	940
Zr	280	280	110	110	88	130	114	160	145	150
Nb	18	16	6,4	5,5	8,3	6,9	7,4	12	6,4	7
Sn	4,4	8,1	-	-	2,1	2,3	1,8	1,8	-	1,8
Sb	3,1	5,4	4	12	4	-	-	-	-	-
Ba	660	580	800	1130	1500	240	250	800	1000	1030
La	41,80	40,30	13,50	17,00	13,2	21,1	20,7	27,7	28,3	29,0
Ce	103,0	95,60	33,60	32,70	46,0	51,4	49,4	66,2	71,6	74,0
Pr	10,00	8,80	2,50	2,60	3,5	5,4	4,9	6,3	6,8	7,0
Nd	37,00	31,50	10,90	11,10	12,7	21,1	17,9	21,5	22,3	22,8
Sm	6,40	5,40	1,60	1,70	2,6	4,0	3,2	3,94	4,2	4,2
Eu	0,81	0,64	0,33	0,38	0,73	0,78	0,66	0,84	1,01	1,03
Gd	4,30	3,40	1,26	1,18	1,8	2,6	2,2	2,15	2,4	2,45
Tb	0,52	0,47	0,38	0,39	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Dy	2,70	2,30	0,91	0,90	1,3	1,9	1,6	1,7	1,5	1,6
Ho	0,53	0,48	0,20	0,20	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	,0,5	<0,5
Er	1,50	1,26	0,51	0,50	0,75	1,0	0,84	0,8	0,7	0,75
Tm	0,18	0,17	0,08	0,09	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
Yb	1,30	1,00	0,51	0,51	0,70	0,94	0,80	0,8	0,67	0,69
Lu	0,18	0,15	0,09	0,10	<0,15	0,16	0,14	0,17	<0,15	<0,15
Y	16,30	13,30	5,60	5,60	7,3	9,7	8,9	9,0	8,1	8,1
Ba/Rb	3,47	2,90	12,50	14,13	9,38	2,02	2,38	6,29	9,09	9,45
Fe ⁺³ /Fe ⁺²	0,30	0,42	0,76	0,79	0,63	0,55	0,60	0,58	0,50	0,45
Eu/Eu*	0,47	0,53	0,71	0,82	1,03	0,74	0,76	0,88	0,97	0,98
Eu/Sm	0,13	0,12	0,21	0,22	0,28	0,20	0,21	0,21	0,24	0,24
ΣTR+Y	226,52	204,77	78,87	83,48	72,66	112,40	104,72	138,39	148,57	152,97
ASI	0,89	0,76	0,92	0,92	1,04	1,06	1,01	1,11	1,09	1,12

Примечание к табл. 1: Анализы выполнены в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). Силикатные анализы выполнены стандартным методом (аналитики В.А. Иванова, О.В. Корсун, Б.Б. Лыгденова, Л.В. Митрофанова), элементный состав –РФА методом (аналитик Б.Ж. Жалсараев), редкоземельные элементы – ASP-AES методом (аналитики Л.А. Левантуева, Т.И. Казанцева); Пробы месторождений: 489, 489-1 – Андрюшкинское; 458, 458-3 – Ключевское, 694, 694-1, 695 – Карийское; 684, 684-1, 685 – Верхне-Алиинское. ASI=Al2O₃/(Na₂O+K₂O+CaO) в молекулярных количествах.

Среди гранитоидов рудных полей молибденовых месторождений значительной степенью дифференциации магматических очагов характеризуются гранитоиды Жирикенского и Шахтаминского месторождений (Eu/Eu^* – 0,60-0,68), незначительной степенью дифференциации – гранитоиды Давендинского месторождения (Eu/Eu^* – 0,94-0,96) (табл. 1).

Для выявления глубин формирования рудоносных магматических очагов использованы Eu/Sm отношения в трактовке С.Ф. Винокурова [5]. Так, $\text{Eu}/\text{Sm} = 0,2$ отвечает границе верхней континентальной коры [5]. Значения Eu/Sm в рассматриваемых гранитах указывает на образование магматических очагов в верхней континентальной коре и нижней континентальной коре (табл. 1, 2).

Химический состав гранитоидов зависит от степени и глубины фракционирования исходных магматических расплавов. В качестве показателя глубины фракционирования используется коэффициент глиноzemистости $\text{Kal} = (\text{Al}-2\text{Ca})/(\text{Na}+\text{K})$ ат.кол., при оценке степени фракционирования – отношение SiO_2/CaO [18]. Магматические очаги гранитов амуджикано-шахтаминского комплекса в рудных полях золоторудных и молибденовых месторождений, по указанным выше показателям, характеризуются низкой и средней степенью фракционирования, высокими и средними глубинами фракционирования (рис. 5).

Геохимические особенности интрузий амуджикано-шахтаминского комплекса указывают на их соответствие адакитовым образованиям (табл. 2, рис. 6).

Формирование адакитов связывается с процессами плавления мантии субду-цирующей океанической литосферы [6]. Адакиты имеют следующие

величина $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}}$ не более 10; содержание Yb – менее 1,8 г/т; $\text{Y}<18,0$ г/т; $\text{Sr}>300$ г/т. Такие геохимические особенности обусловлены присутствием граната в рестите [6]. Установлено, что в Забайкальском крае порфировые граниты амуджикано-шахтаминского комплекса (J2-3), с которыми связано молибденовое оруденение Шахтаминского месторождения, соответствуют Кадакитам [2]. Формирование адакитов часто сопровождается промышленной минерализацией элементов халькофильного ряда [22].

На диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}} - \text{Y}_{\text{n}}$ составы гранитоидов золоторудных месторождений в основном сосредоточены в поле адакитов, гранитоиды молибденовых месторождений – в поле островных дуг и активных континентальных окраин. При этом точки составов гранитоидов золоторудных месторождений локализуются в основном вдоль линии плавления амфиболитов, гранитоиды молибденовых месторождений концентрируются в верхней коре (рис. 6 б).

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в гранитоидах рудных полей золоторудных и молибденовых месторождений имеют отличительные особенности (рис. 7).

Так, в гранитоиды молибденовых месторождений в сравнении с гратонидами золоторудных месторождений характеризуются более высокими концентрациями тяжелых РЗЭ (табл 1, 2, рис. 7).

Это указывает на то, что магматические очаги молибденовых месторождений в сравнении с магматическими очагами золоторудных месторождений, имели более глубинные магматические источники. Повышенные концентрации тяжелых РЗЭ отмечаются в темноцветных минералах.

Таблица 2

Содержания петрогенных компонентов (масс. %), и элементов-примесей в гранитоидах амуджикано-шахтаминского комплекса рудных полей молибденовых месторождений Восточного Забайкалья (г/т)

№ проб	446	453	183	192	290	71	72	74	86	271	273
SiO ₂	67,6	63,3	69,0	69,9	67,4	66,5	66,7	66,2	68,3	70,8	70,7
TiO ₂	0,47	0,64	0,41	0,36	0,44	0,49	0,46	0,48	0,39	0,26	0,29
Al ₂ O ₃	15,5	16,3	14,7	15,0	16,3	14,5	14,6	14,5	14,6	14,6	14,5
Fe ₂ O ₃	1,96	1,69	1,21	1,09	1,80	0,75	0,74	0,77	0,74	1,27	1,31
FeO	1,68	2,44	1,21	1,30	1,37	2,44	2,14	2,31	1,63	1,04	1,15
MnO	0,03	0,58	0,02	0,03	0,03	0,05	0,04	0,05	0,02	0,04	0,04
MgO	0,96	1,24	0,97	0,87	1,14	2,53	2,28	2,62	2,32	1,00	1,09
CaO	1,64	1,79	1,88	2,29	2,38	2,99	2,70	2,91	1,50	1,80	2,07
Na ₂ O	3,94	3,56	4,03	3,99	3,89	3,86	3,79	3,86	4,10	4,16	4,62
K ₂ O	4,58	5,05	4,31	4,05	4,35	4,65	4,43	4,81	4,27	3,88	3,13
P ₂ O ₅	0,12	0,17	0,11	<0,10	0,12	0,15	0,15	0,15	0,19	<0,1	<0,1
ппп	1,13	2,43	1,57	0,90	1,21	1,05	1,26	0,92	1,34	0,78	0,87
Сумма	99,61	99,19	99,42	99,78	99,43	99,96	99,29	99,58	99,40	99,63	99,77
Zn	88	730	28	57	32	67	48	59	36	35	36
As	12	23	13	5	4,3	15	31	16	-	5,7	15
Pb	11	15	23	17	21	15	9	47	29	32	32
Rb	150	187	186	162	151	173	173	200	140	92	80
Sr	317	360	474	469	555	352	370	394	776	519	582
Zr	202	216	160	149	190	185	167	188	135	95	100
Nb	13	8,7	9,4	9,2	8,9	13	13	17	6	6,1	7,9
Sn	2,6	4,1	-	-	2,0	1,9	2,4	3	-	16,3	-
Sb	-	-	-	-	2,6	6	4,4	3,8	2,7	-	-
Ba	1210	2770	817	624	924	646	623	650	1070	879	652
La	44	44	31,1	28,07	38,9	42,2	34,3	38,2	51,1	23,6	28,6
Ce	78	90	59,6	52,9	76,8	80,2	67,0	75,0	92,5	43,9	47,4
Pr	8,1	10,3	7,3	6,4	7,43	8,05	7,2	7,9	9,2	3,52	4,13
Nd	31	44	24,2	21,45	34,1	28,5	25,8	27,3	33,9	17,8	19,8
Sm	5,2	8,3	3,95	3,8	5,74	4,9	4,4	5,2	5,6	2,48	2,78
Eu	1,18	2,14	0,70	0,65	0,95	0,79	0,79	0,79	0,95	0,58	0,69
Gd	4,7	7,6	3,05	2,80	3,42	3,3	3,5	3,5	3,2	1,43	1,68
Tb	0,64	1,03	0,33	0,32	<1	0,47	0,51	0,7	0,55	0,44	0,13
Dy	3,97	5,9	2,23	2,13	2,63	2,4	2,2	2,4	1,5	1,00	1,27
Ho	0,74	1,03	0,39	0,41	0,64	0,5	0,5	0,5	<0,5	0,23	0,26
Er	2,42	3,08	1,07	1,14	1,56	1,3	1,2	1,5	<1	0,60	0,83
Tm	0,33	0,41	0,24	0,21	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	0,01	0,06
Yb	2,43	3,0	1,17	1,32	1,44	1,35	1,3	1,35	0,6	0,69	0,80
Lu	0,38	0,44	0,14	0,16	<0,3	<0,15	0,18	0,15	<0,15	0,13	0,15
Y	20	26	12,55	13,1	15,1	13,8	17,1	15,1	9,5	6,37	7,61
ΣTR+Y	203,09	247,23	148,02	134,86	188,71	188,76	165,98	179,59	208,60	102,78	116,19
Ba/Rb	8,07	14,81	4,39	3,85	6,12	3,73	3,60	3,25	7,64	9,55	8,15
Fe ⁺³ /Fe ⁺²	1,17	0,69	1,00	0,84	1,31	0,31	0,35	0,33	0,45	1,22	1,14
Eu/Eu*	0,73	0,82	0,62	0,61	0,65	0,60	0,62	0,62	0,68	0,94	0,96
Eu/Sm	0,23	0,26	0,18	0,17	0,17	0,16	0,18	0,15	0,17	0,23	0,25
(La/Yb) _n	12,56	10,11	18,45	14,76	18,74	21,69	18,32	19,63	16,59	23,72	24,83
ASI	1,08	1,12	0,99	0,99	1,07	0,86	0,92	0,86	1,03	1,02	0,99

Примечание к табл. 2: Гранитоиды рудных полей молибденовых месторождений: Бугдаинского – 446, 453; Жирикенского – 183, 192, 290; Шахтаминского – 71, 72, 74, 86; Давендинского – 271, 273.

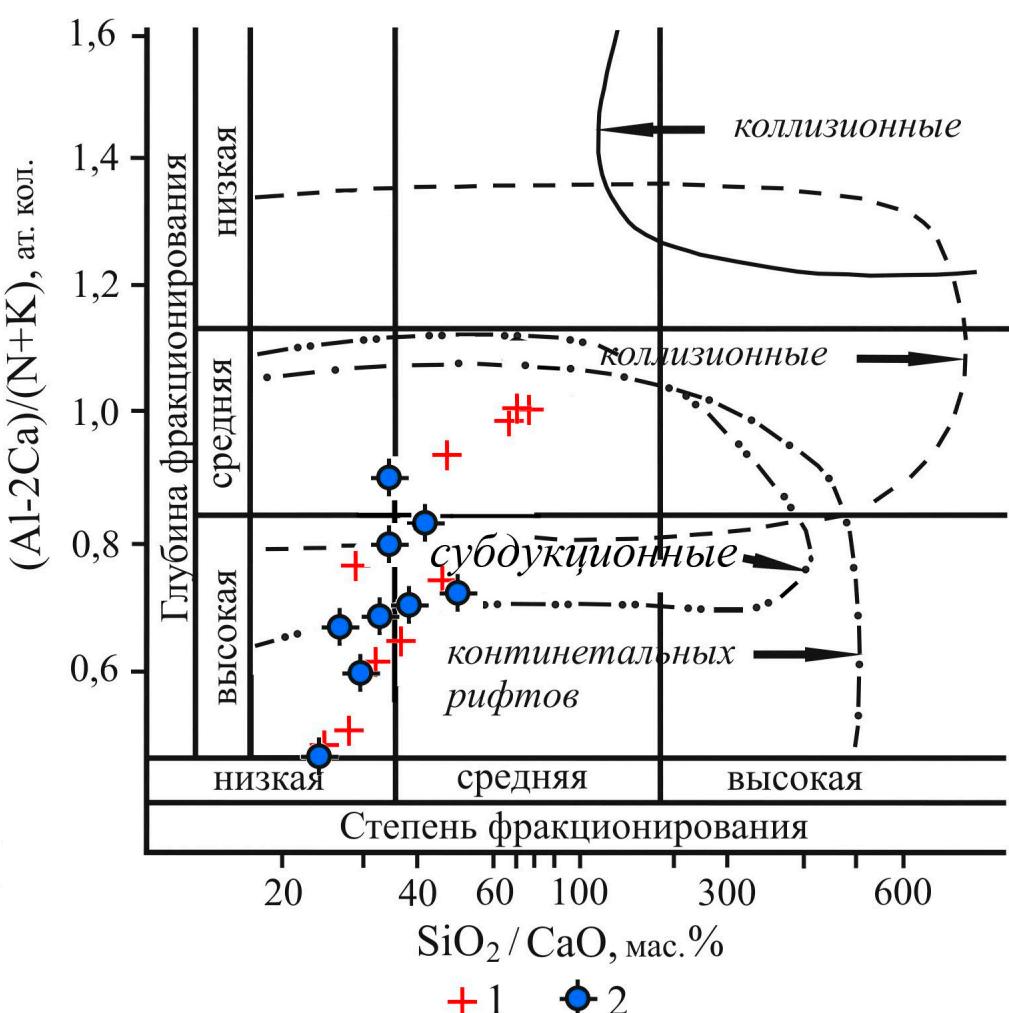


Рис. 5. Диаграмма $(\text{Al}-2\text{Ca})/(\text{Na}+\text{K}) - \text{SiO}_2/\text{CaO}$ степени и глубинности фракционирования гранитоидов амуджикано-шахтаминского комплекса. Поля значений гранитоидов рудных полей: 1 – золоторудных месторождений, 2 – молибденовых месторождений.

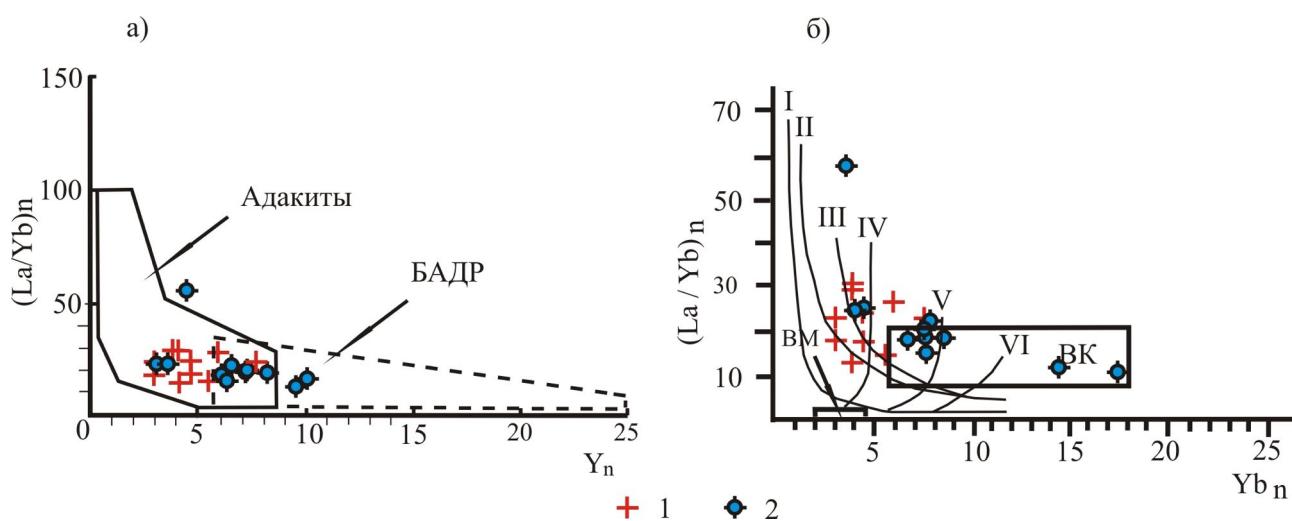


Рис. 6. а) дискриминационная диаграмма $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Y}_n$ по [20, 21]. БАДР – породы базальт-андезит-дацитриолитовых ассоциаций островных дуг и активных континентальных окраин, б) диаграмма $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Yb}_n$ для интрузий рудных полей золоторудных и молибденовых месторождений. Тренды плавления различных источников: I – кварцевые эклогиты, II – гранатовые амфиболиты, III – амфиболиты, IV – гранатсодержащая мантия с содержанием граната 10%, V – гранатсодержащая мантия с содержанием граната 5%, VI – гранатсодержащая мантия с содержанием граната 3%; BM – верхняя мантия, BK – верхняя кора: тоналиты, плагиограниты, плагиогранитогнейсы. Гранитоиды рудных полей: 1 – золоторудных месторождений, 2 – молибденовых месторождений.

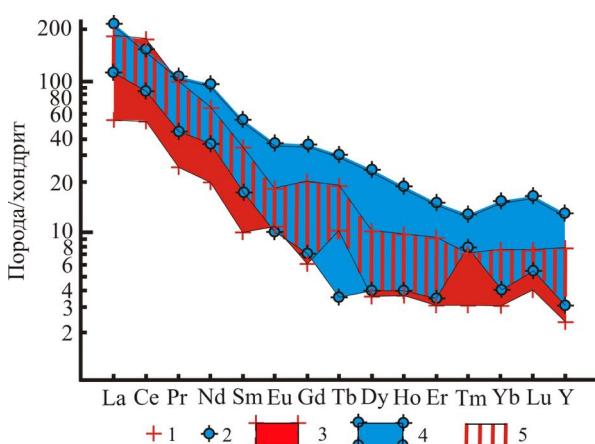


Рис. 7. Спайдер-диаграмма распределения редкоземельных элементов в гранитах амуджикано-шахтаминского комплекса рудных полей золоторудных и молибденовых месторождений Восточного Забайкалья.

Граниты: 1 – золоторудных месторождений, 2 – молибденовых месторождений; 3, 5 – поля значений РЗЭ в гранитоидах золоторудных месторождений; 4 – поля значений РЗЭ в гранитоидах молибденовых месторождений; 5 – области совпадения значений РЗЭ в гранитоидах золоторудных и молибденовых месторождений.

Таким образом, гранитоиды рудных полей молибденовых и золоторудных месторождений по геохимическим особенностям соответствуют интрузиям вулканических дуг. Это подтверждается данными ASI, не превышающими 1,12. Гранитоиды золоторудных и молибденовых месторождений имеют следующие общие геохимические характеристики:

- На содержание K₂O они соответствуют высококалиевой известково-щелочной серии (K₂O > 3%);
- По соотношениям (La/Yb)_n – Y_n преобладающая часть гранитоидов соответствует адакитам;
- По показателям коэффициентов глиноземистости (Al-2Ca)/(N+K) и степени фракционирования (SiO₂/CaO) они характеризуются, в целом, высокими и средними глубинами, а также средними степенями фракционирования;

- По степени открытости системы магматических очагов они соответствуют ильменитовым и магнетитовым сериям;
- По соотношению Ba/Rb преобладающая часть гранитов близка гранитам андезитового типа.

К числу отличительных особенностей относятся повышенные концентрации тяжелых редкоземельных элементов в гранитах молибденовых месторождений относительно концентраций таковых в золоторудных месторождениях.

Литература

- Абрамов Б.Н. Условия формирования и рудоносность флюидно-эксплозивных образований золоторудных месторождений Восточного Забайкалья // Доклады Академии Наук, 2011, т. 440, № 1. С. 67-71.
- Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. и др. Шахтаминская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 764–786.
- Борисенко А.С., Жмодик С.М., Наумов Е.А., Спиридонов А.М., Берзина А.Н. Возрастные рубежи формирования золотого оруденения Восточного Забайкалья // Материалы конференции «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований». М. ИГЕМ РАН. 2010. Т. 1. С. 82-83.
- Валуй Г.А., В.Г. Моисеенко, А.А. Срижкова, Е.Ю. Москаленко. Генетические аспекты магнетитовых и ильменитовых гранитоидов (на примере Сихотэ-Алиня) // Доклады Академии наук. 2005. Т. 405. № 4 .С. 507-510.
- Винокуров С.Ф. Европейские аномалии в рудных месторождениях и их гео-химическое значение// Доклады академии наук. 1996. Т. 346. С. 792-795.
- Ефремов С.В. Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна, геохимические особенности и источники вещества // Геохимия. 2010. № 11. С. 1185-1201.
- Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г. и др. Геодинамика западной ча-сти Монголо-Охотского пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. – Т 39. – № 11. С. 104 – 112.

8. Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие /Под ред. Е.В. Склярова/. М.: Интермет Инжиниринг. 2001. 288 с.
9. Коваленкер В.А., Кисилева Г.Д., Крылова Т.Л. и др. Минералогия и условия формирования руд золотоносного W-Mo-порфирового Бугдаинского месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 107-142.
10. Литвинов В.Л., Соломин Ю.С. Эгирины содержащие дайковые породы некоторых золоторудных месторождений Восточного Забайкалья, их генезис и отношение к оруденению // Известия Вузов. Геология и разведка. 1973. № 6. С. 56-53.
11. Плюснин Г.С., Спиридонов А.М., Литвинцев К.А и др. Rb-Sr -возраст щелочных гранитов Карийского рудного узла (Восточное Забайкалье) // Доклады Академии наук СССР. 1988. Т.307. №4. С. 967-971.
12. Рублев А.Г., Александров Г.В., Александрова С.В. и др. Геохронология фанерозойского активизационного магматизма Северо-Восточного Забайкалья // Советская геология. 1985. № 10. С. 81-92.
13. Смирнов С.С. Схема металлогении Восточного Забайкалья // Проблемы сов. Геологии. - 1936. - Т.4, №10. - С. 846-864.
14. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Академическое издательство «Гео». 2006. 291 с.
15. Сотников В.И. Cu-Mo-порфировая формация: природа, проблемы объема и границ // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 2. С. 355-363.
16. Стриха В.Е. Раннеюрские гранитоиды Чагоянского и Шимановского массивов Мамынского блоков Амурского супертеррейна (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2005. Т.24. С. 66-82.
17. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.:Наука. 279 с.
18. Шкодзинский В.С. Происхождение кислых магматических пород и природа особенностей их состава в разных геодинамических обстановках // Материалы научной конференции «Геология и металлогения ультрамафитовых и гранитоид-ных интрузивных ассоциаций складчатых областей». Екатеринбург: Изд-во Инсти-тута геологии и геохимии УрО РАН. 2004. - С.420-424.
19. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Mining Geol. 1977. V.27. P. 293-305.
20. Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochim. Cosmochim Acta. 1990. V. 54. P. 1353-1357.
21. Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Ibrahim K.M. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): A mixed litho-sphere – asthenosphere source active by lithospheric extension // J. Petrol., 2001. V. 44, № 9, p. 1657-1679.
22. Wang Q., Jian Ping, Zhi-Wei Bao et al. Petrogenesis of adakitic porphyries in anextensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization // J. Petrol. 2006. V. 47. № . P. 119-144.

Reference

1. Abramov B.N. Formation conditions and ore content of fluid-explosive formations of gold deposits in the Eastern Transbaikalia // Reports of the Academy of Sciences, 2011, v. 440, No. 1. P. 67-71.
2. Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O. Shakhtaminskaya Mo-porphyry ore-magmatic system (Eastern Transbaikalia): age, sources, genetic features // geology and geophysics. 2013. T. 54. № 6. P. 764-786.
3. Borisenco AS, Zhmodik SM, Naumov EA, Spiridonov AM, Berzina A.N. Age boundaries of the formation of gold mineralization of the Eastern Transbaikalia // Materials of the conference "Native gold: typomorphism of mineral associations, conditions for the formation of deposits, tasks of applied research". M. IGEM RAS. 2010. T. 1. P. 82-83.
4. Valuy GA, V.G. Moiseenko, A.A. Srizhkova, E.Yu. Moskalenko. Genetic aspects of magnetite and ilmenite granitoids (on the example of the Sikhote-Alin) // Reports of the Academy of Sciences. 2005. T. 405. № 4. C. 507-510.
5. Vinokurov S.F. Europie anomalies in ore deposits and their geochemical significance // Reports of the Academy of Sciences. 1996. T. 346. S. 792-795.
6. Efremov S.V. Early Paleozoic adakites of the Eastern Sayan, geochemical features and sources of matter // Geochemistry. 2010. № 11. P. 1185-1201.
7. Zorin Yu.A., Belichenko VG, Rutshtein IG and others. Geodynamics of the western part of the Mongolo-Okhotsk belt and the tectonic position of ore occurrences of gold in Transbaikalia // Geology and geophysics. 1998. - T 39. - No. 11. P. 104 - 112.
8. Interpretation of geochemical data: Textbook / Ed. E.V. Sklyarov. Moscow: Intermet Engineering. 2001. 288 p.
9. Kovalenker VA, Kisileva GD, Krylova TL Mineralogy and conditions for the formation of ores of the gold-bearing W-Mo-porphyry Bugdai deposit (Eastern Transbaikalia, Russia)

- // Geology of ore deposits. 2011. P. 53. № 2. P. 107-142.
10. Litvinov VL, Solomin Yu.S. Egirin-containing dike rocks of some gold ore deposits of the Eastern Transbaikalia, their genesis and relation to mineralization // Izvestiya Vuzov. Geology and exploration. 1973. № 6. P. 56-53.
 11. Plyusnin GS, Spiridonov AM, Litvintsev K.A., etc. Rb-Sr-age of the alkali granites of the Karya ore node (Eastern Transbaikalia) // Reports of the Academy of Sciences of the USSR. 1988. T.307. №4. Pp. 967-971.
 12. Rublev AG, Alexandrov GV, Aleksandrova S.V. Geochronology of the Phanerozoic Activation Magmatism of the Northeast Transbaikalia // Soviet Geology. 1985. No. 10. P. 81-92.
 13. Smirnov SS Scheme metallogenieniya Eastern Transbaikalia / / Problems owls. Geology. - 1936. - T.4, №10. - P. 846-864.
 14. Spiridonov AM, Zorina LD, Kitaev NA Gold-bearing ore-magmatic systems of Transbaikalia. Novosibirsk: Academic publishing house "Geo". 2006. 291 p.
 15. Sotnikov V.I. Cu-Mo-porphyry formation: nature, volume and boundary problems // Geology and geophysics. 2006. T. 47. № 2. P. 355-363.
 16. Strikha V.E. Early Jurassic granitoids of the Chagoyansky and Shimanovsky massifs of the Mamynsky blocks of the Amur superterrane (Upper Amur River) // Pacific ocean geology. 2005. T.24. Pp. 66-82.
 17. Towson L.V. Geochemical types and potential ore-bearing granites. M.: Science. 279 sec.
 18. Shkodzinsky V.S. The origin of acid magmatic rocks and the nature of their composition in different geodynamic settings // Proceedings of the scientific conference "Geology and metallogeny of ultramafic and granitoid intrusive associations of folded regions". Ekaterinburg: Publishing house of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. 2004. - P.420-424.
 19. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Mining Geol. 1977. V.27. P. 293-305.
 20. Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in-situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochim. Cosmochim Acta. 1990. V. 54. P. 1353-1357.
 21. Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Ibrahim K.M. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): A mixed litho-sphere - asthenosphere source active by lithospheric extension // J. Petrol., 2001. V. 44, No. 9, p. 1657-1679.
 22. Wang Q., Jian Ping, Zhi-Wei Bao et al. Petrogenesis of adakitic porphyries in anextensive tectonic setting, Dexing, South China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization // J. Petrol. 2006. V. 47. No. P. 119-144.



PETROGEOCHEMISTRY, THE CONDITIONS OF FORMATION OF GRANITOIDS OF AMUDZHIKAN-SHAKHTAMINSKIY COMPLEX (J₂₋₃) IN THE ORE FIELDS OF GOLD AND MOLYBDENUM ORE DEPOSITS, EAST-ERN TRANSBAIKALIA

Abramov B.N.

Doctor Science (Geology), Leading Researcher,
Laboratory of Geoecology and Ore Genesis, Institute of
Natural Resources, Ecology and Cryology of the SB
RAS, Chita, Russia

Address: 672014, Chita, str. Nedorezova, 16a, PO Box 521.

Phone: (3022) 20-61-25, **e-mail:** b_abramov@mail.ru

Abstract: The granitoids of the Amudzhikan-shakhtaminskiy complex of ore fields by molybdenum and gold ore deposits, have common and distinctive geochemical features. To common include: accordance to adakites and high-potassium calcalkaline series, the same depth and degree of fractionation of the magma chambers. The difference is in elevated concentrations of heavy rare earth elements in granites of molybdenum deposits relative to those in the gold ore deposits.

Keywords: Amudzhikan-shakhtaminskiy complex, geochemical characteristics, gold, molybdenum.

© Абрамов Б.Н., 2017

MONITORING OF REAL ESTATE OBJECTS BASED ON MATERIALS, OBTAINED FROM UNMANNED AERIAL VEHICLES

<i>Limonov A.N.</i>	<i>Gavrilova L.A.</i>	<i>Zhiltssova E.A.</i>
<i>PhD, Head of Department, Department of Aerial Photogeodesy, State University of Land Use Planning</i>	<i>PhD, Associate Professor,, Department of Aerial Photogeodesy, State University of Land Use Planning</i>	<i>PhD Student, Department of Aerial Photogeodesy, State University of Land Use Planning</i>

Adress: 15, Kazakova street, Moscow, Russia, **phone:** +7(499)2618232, **e-mail:** wernjer@gmail.com

Abstract. Unmanned aerial vehicles (UAVs) are one of the types of platforms of surveying equipment in Earth remote sensing. The use of UAVs is effective in comparison with the use of manned aircraft when urgent updates of digital maps are needed, as well as monitoring of the occurring changes in small areas dispersed in space. In these cases, the use of manned aircraft will lead to unjustified costs, which is inexpedient from the economic point of view. In addition, the lack of favorable weather conditions often leads to a disruption in the performance of aerial photographs in the planned time, when the Aerial Survey is most effective and expedient. The use of only ground surveys also leads to an increase in the cost of work, and in some cases to the inability to conduct them (lack of access to protected territory, private property, etc.). In these conditions, the use of a remote-controlled aerial model, equipped with the necessary surveying and control equipment, which is easily delivered to the object of the survey, makes it possible to carry out aerial surveying quickly even in the absence of stable weather conditions necessary for the performance of traditional Aerial Survey. For the UAV application, a short-term "window" of good weather is sufficient. In addition, the possibility Aerial Survey of from low altitudes allows it to be carried out at low continuous clouds. The use of a UAV is effective when surveying linear objects, inventorying and cadastre of properties, as well as for obtaining operational information in emergency situations.

Keywords: Aerial photography, UAV, remote sensing, land monitoring, accuracy.

Currently, there are several types of remotely controlled UAVs capable of carrying digital cameras. The resulting digital images are used for photogrammetric processing when creating and updating cartographic products, as well as for obtaining a variety of thematic information. At the Department of Aerial Photogeodesy of the State University of Land Use Planning, a technology for creating cartographic material using UAV has been developed and is constantly improving. The technology includes the following steps:

- the formation of a photographic complex with a description of the technical requirements of each module, the technical preparation of the complex;
- preparatory work for surveying, including calculations of aerial photography parameters to obtain the required accuracy of the cartographic material being created, development of

a flight program and calculation of the photo centers coordinates, and then entering them into the on-board computer program;

- aerial survey;
- image referencing;
- orthorectification (output products - orthophotomaps);
- field interpretation of properties;
- vectorization of digital orthophotomaps according to field interpretation;
- obtaining vector plans;
- geometric accuracy of evaluation of the output products.

The technology of creating cartographic products from images obtained with UAV is similar to traditional.

However, there are a number of peculiarities due to the specificity of obtaining images. UAV is designed to perform aerial survey work on local areas of the terrain from heights of 200-1000 m in a radius of 10 km or more from a mobile control point. The flight control of the UAV is carried out in manual mode by the pilot-operator, located on the control point (the car with the equipment). The position of the UAV is assessed visually on the monitor screen, displaying the video image broadcast from the UAV by the traffic camera in real time. The monitor also shows telemetry data (altitude, speed and battery status), as well as UAV position on the digital map.

Of particular note are the problems of photogrammetric processing of images obtained by digital cameras from the UAV.

From the standpoint of the correctness of photogrammetric processing, special requirements arise for the surveying equipment and the aerial survey as well.

Semi-professional or consumer digital cameras are used as a filming equipment. The cost of such digital cameras is much lower than the cost of used aerial cameras.

The choice of a digital camera used for surveying with a UAV must be determined by the following.

The image properties of the camera are characterized by two main parameters: geometric resolution and motion blur. Geometric resolution (pixel size) in professional digital cameras, as a rule, is 3-10 microns, which provides sufficient accuracy of measuring coordinates when photogrammetric processing of images.

Image motion blur caused by linear and angular movements of the UAV are eliminated by short exposure time. Therefore, the camera should have the maximum possible short exposures. When aerial surveying with UAVs of aircraft type, having a cruising speed of 80-120 km / h, the image blur will not exceed the permissible value of 0.02 mm. When using helicopter-type devices, as a carrier of cameras, which fly at low speed, the image

blur is practically eliminated. The measurement properties of the digital image are characterized by the magnitude of the residual distortion. The effect of distortion is eliminated by a special program for converting a digital image according to the camera calibration.

The weak point of digital (not photogrammetric) cameras is the small size of the matrix - 1/35 / 3 inches. The small size of the matrix leads to an increase in the number of images, which will further increase the volume of field and in-house work.

In addition, the small format of the matrix corresponds to a small aerial photo base (B), that leads to a not better surveying index $K = B / H$ (H is the height of the survey). The surveying index determines the accuracy of the digital elevation model. The optimum value is $K = 0.7-1.0$. Therefore, the coefficient K must be adjusted by the height of the survey. In this case, the camera should be oriented so that the long side of the matrix is directed in the direction of the flight strip. In addition, for correct photogrammetric processing of images, the camera should be calibrated, i.e. the interior orientation parameters and the values of lens distortion must be determined with high accuracy.

The article presents the results of experimental studies on the effectiveness of UAV applications for creating orthophotomaps used for monitoring land in urban areas.

Aerial survey of the urban area was carried out with the UAV "Ptero". The 1 km² survey site is an open flat area, partially built up by multi-storey buildings.

The survey was done by a semi-professional calibrated digital camera Canon EOS5D. The camera is installed in the lower part of the fuselage of the UAV. Images were saved in a removable memory module (flash drive) and upon completion of the flight they were imported into the computer for analysis, viewing and preliminary processing.

The shutter response frequency (the exposure interval) was calculated taking into account the following parameters:

- the specified UAV speed;
- the required overlap of images;
- altitude above the ground;
- the opening angle.

The flight control of the UAV was performed remotely from a portable base station via a telemetry channel. The memory of the autopilot contains information about the direction of the flight strips and the photo centers coordinates.

Figure 1 shows the image obtained from a UAV on an urban area.



Figure 1. The image obtained from the UAV

Investigation of the geometric properties of images obtained with UAVs in this experiment

Initial data

The format of the frame is 36x24 mm (4368x 2912 pixels)

Survey Options:

- Focal length 30.87 mm (3746 pixels)
-
- Average flying height above ground 200 meters

Determining of the tilt angle of the image

The tilt angles of the image are unknown, as a rule, or known approximately. In our studies, as a result of the development of phototriangulation, the values of the direction cosines were obtained at the DPW "Talca".

Further, for the selected images, the rotation parameters of EO are calculated for the selected images according to the formulas (1)

$$\begin{aligned}\alpha &= \arctg \frac{a_3}{c_3} \\ \omega &= \arcsin(-b_3) \\ \kappa &= \arctg \frac{b_1}{b_2}\end{aligned}\quad (1)$$

where α - the longitudinal tilt angle of the image; ω - the transverse tilt angle of the image; κ - the swing angle of the image; a_3, b_1, b_2, b_3, c_3 - the direction cosines.

The following limiting values of the rotation parameters of EO are obtained

α , degrees	ω , degrees	κ , degrees
15,6	-6,2	-81,5

To determine the total tilt angle of the image α_p from the known rotation parameters of EO, the author L.A. Gavrilova derived the formula (2).

$$\cos \alpha_p = \frac{\cos^4 \alpha + \cos^4 \omega}{2 \cos \alpha * \cos \omega} \quad (2)$$

The maximum tilt angle α_p of the image was 16.4° in this experiment.

On the basis of the obtained tilt angles α_p , the geometric properties of the image are analyzed according to the known photogrammetry formulas.

Determination of the difference in the scale of the image due to its tilt angle

With these parameters of survey, the scale difference is $1: m = 1: 6500$ in the central part of the image, at the edges of the image $1: m_{\min} = 1: 8400$; $1: m_{\max} = 1: 5900$; The relative multiscale is 38%.

The determination of the displacement of the image points caused by its tilt angles α_p

The maximum displacement for a point located on the principle line and as far from the isocenter is 2, 8 mm in the scale of the image.

Determination of foreshortening of directions on an off-nadir image

The maximum foreshortening of the direction to the points located in the corners of the working area of the image is 5.9° .

Determination of foreshortening of areas on an off-nadir image

For $f = 30.87$ mm; $H = 200$ m; $\alpha_p = 16.4^\circ$ at the edge of the photo on the principal line, the relative foreshortening of areas is = 7%.

Displacement of the image points due to the combined effect of the terrain and the tilt angle

For points on the earth's surface with a height difference up to 15 meters, displacement on the off-nadir images is 4 mm.

For multi-storey buildings (height 60 m), the displacement of the roof points relative to the base was 7.5 mm.

Features of the geometry of the images caused concern in the loss of accuracy in the photogrammetric processing of images.

In order to test the possibility of orthorectification of images for the creation of an orthophoto, experimental studies were performed. The creation of the orthophoto was carried out at two digital photogrammetric workstations - «Talca» and «Photomod». The technology of orthophotomap creation was carried out according to the traditional scheme. The total accuracy of the full range of work was evaluated based on the final result.

To assess the accuracy of the orthophotomap within its limits, 30 uniformly located control points were chosen.

The geodetic coordinates of the control points were obtained on site by GPS-equipment and an electronic total station with an accuracy of 1 mm. Differences in the geodetic and photogrammetric coordinates of the control points are used to determine the RMSE of photogrammetric transformations when an orthophotomap is created.

The root mean square error of the planned position of the orthophoto points was 0.37 m.

$$M_{X,Y} = 0.37 \text{ m}$$

The accuracy of the created orthophotomap meets the requirements of the normative documents, the RMSE for determining the coordinates of the control points does not exceed in plan 0.3 mm for the scale of the created orthophoto 1: 2000.

Analysis of the technology of creating orthophotos from images obtained from UAV determined the advantages and disadvantages associated with the features of the production of such aerial photography.

The main advantages of survey with UAVs before classical aerial survey are:

- compactness and removable modules;
- the possibility of starting and landing in a limited area;
- no need for special airfields;
- the possibility of low-altitude aerial survey (below the cloud boundary);
- simplified scheme for obtaining permits for flights;
- mobility and efficiency in operation;
- noiselessness;
- ease of maintenance;
- saving material and time, etc.

Survey with UAVs is particularly effective when you need to take photos of small areas with a small height.

Essential disadvantages of using UAVs in aerial survey are:

- the images have large tilt angles, which cause the appearance of "dead zones" in areas with high-rise buildings, as well as significant scales of images that complicate their stereophotogrammetric processing;

- vibration caused by aerodynamic characteristics of UAV and flight conditions, reduce the visual properties of the images. As a result of the experimental work, the following features of the images of urban areas obtained from UAV, their geometric and visual properties, photogrammetric processing:
- significant tilt angles of the images lead to a decrease in the longitudinal and transverse overlap of stereopairs. As a result, there are difficulties in the relative orientation of the images during the selection of tie points;
- shadows falling from high buildings, greatly complicate the finding of photogrammetric points;
- the images show significant displacement of the images of the roofs (so-called "blockages") of multi-storey buildings from the point of nadir, resulting in the formation of geometric shadows ("dead zones"). This feature of the images determines the selection of working areas on the images for the subsequent exclusion of "dead zones";
- the difference in scale within the image leads to local disturbances of the stereo model, which makes it difficult to construct digital terrain models in a stereophotogrammetric way. This, in turn, causes difficulties in the orthorectification of images of urban areas.

In the following experiment, a version of orthophotomapping based on UAV images using exterior orientation elements, determined in flight (without image georeferencing), and the possibility of using them for monitoring of properties was considered.

In the experiment we used images obtained from UAV Irkut-10 on the territory of Dmitrovsky District, Moscow Region. The aerial survey was performed in

a scale of 1: 32 000 by a digital calibrated SIGMA-DP2S camera with a focal length of 24.2 mm.

The images were attached to the .KLM format, in order to be displayed in the Google Earth program, as well as the exterior orientation elements defined in the flight.

PHOTOMOD 6 Lite was used for photogrammetric processing of images for the purpose of orthomosaic plotting. Lite version of the program can handle a relatively small number of images (no more than 40). Therefore, images were initially selected for small groups of one or more land plots. The main criterion for selection was the availability of information on land plots on the Public Cadastral Map: cadastral number, area.

Information about the terrain is also needed for creating an orthophoto. For the construction of a regular DEM, the grid spacing was calculated by the formula 3 derived by L.A. Gavrilova.

$$L = \frac{\sqrt{2} \times \delta_h \times f \times M_{\text{пл}}}{r_n \times tgv} \quad (3)$$

where δ_h - is the permissible displacement for the relief on the created plan (0, 3 mm), f - is the focal length of the camera (24.2 mm), M - is the denominator of the scale of the created plan ($M = 5000$), r_n - is the maximum distance from the nadir point (12,43 mm), tgv - is the maximum slope in the treated area ($tgv = 0.20$).

Some settlements (5) of the Dmitrovsky district were selected for formation orthophoto mosaic.

Land plots were found in the automated information system "Unified state property register". Coordinates of the turning points (in the coordinate system of the MSC-50) of the selected land plots were obtained from the "Unified state property register".

In the course of photogrammetric processing an orthophoto mosaic (Figure 3) of scale 1: 5000 was obtained (the merging of orthophotos was performed in

the program PHOTOMOD 6 Lite GeoMosaic)&

The service GIS component MapInfo is used in the Unified state property register to display the graphic cadastral information and its processing. Therefore, to obtain the coordinates of the turning points of the boundaries of the land plots, the orthophotomaps obtained were saved in the "MapInfoTable" format. The processing was done in the MapInfo demo. The total number of images in the processing is 94, orthorectified images are 45.

For the turning points of the boundaries of the land plots, measurements of the coordinates on the orthophoto are made and an accuracy estimate is made in comparison with the data from the Unified state property register.

The root-mean-square error of the planned position of the turning points of the boundaries of the land parcels is calculated by the Gauss formula:

$$m = \sqrt{\frac{[\Delta]^2}{n}} \quad (4)$$

And m was 1.8 m in our experiment.

The results of the assessment of the accuracy of the coordinates of the turning points of the boundaries of land plots make it possible to assert that the obtained orthophotomaps can be used for the purposes of monitoring land parcels classified as:

- to agricultural lands (with the exception of land parcels classified as agricultural land and provided for personal subsidiary, summer cottage, truck farming, gardening, individual urban or individual housing construction);
- to the lands of the forest fund,
- to the lands of the water fund,
- to the reserve lands.



A

B

Figure 3. Orthomosaic:

A – orthophoto image, constructed in the program PHOTOMOD 6 Lite GeoMosaic;
B - location of ortho images in the Google Earth program

In conclusion, it should be noted:

- expediency, profitability and use of unmanned aerial vehicles for the aerial survey in the management of cadastre and monitoring of properties;
- the need for precompute calculations of the parameters of aerial photography taking into account the technical characteristics of the aircraft and the camera;
- further photogrammetric processing and interpretation of images to create orthophotomaps and other cartographic products of the specified accuracy requires qualified training of specialists in the field of aerial photography, photogrammetry and interpretation.

References

1. A.N. Limonov, L.A. Gavrilova Photogrammetry and remote sensing.

- Textbook. M. Akademproekt. 2016. 296p.
2. A.N. Limonov, L.A. Gavrilova Applied photogrammetry. Textbook. M. Akademproekt. 2016. 225p.
 3. A.N. Limonov, L.A. Gavrilova Investigations of the methodology for creating cadastral plans for aerial survey from unmanned aerial vehicles (UAV). "Materials of the International Scientific and Practical Conference, dedicated to the 175th anniversary of land management education in Russia", volume 1-M.,State University of Land Use Planning. 2010. P. 211-214.
 4. N.M. Babashkin, S.A. Kadnichanskiy, S.S. Nekhin Comparison of the efficiency of aerial survey using unmanned and manned aircraft systems. Geoprofi number 1, 2017 P.14-19Asna Ashari, M., 1994. "Experimental review of some physical parameters effect on dispersive amount of clay". Technical Faculty of Tehran University.



МОНИТОРИНГ ОБЪЕКТОВ НЕДВИЖИМОСТИ ПО МАТЕРИАЛАМ, ПОЛУЧЕННЫМ С БЕСПИЛОТНЫХ ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ

Лимонов А.Н.	Гаврилова Л.А.	Жильцова Е.А.
<p>Кандидат технических наук, Заведующий кафедрой, Кафедра аэрофотогеодезии, Государственный университет по землеустройству, Москва, Россия</p>	<p>Кандидат технических наук, Доцент, Кафедра аэрофотогеодезии, Государственный университет по землеустройству, Москва, Россия</p>	<p>Аспирант, Кафедра аэрофотогеодезии, Государственный университет по землеустройству, Москва, Россия</p>

Адрес: Москва, ул. Казакова, д. 15, **телефон:** +7(499)2618232, **e-mail:** wernjer@gmail.com

Аннотация: В дистанционном зондировании земной поверхности беспилотные летательные аппараты являются одним из видов носителей съёмочной аппаратуры. Применение БПЛА становится эффективным по сравнению с использованием пилотируемых летательных аппаратов при необходимости срочного обновления электронных карт, а также мониторинга происходящих изменений на небольших рассредоточенных в пространстве территориях. В этих случаях применение пилотируемой авиации будет приводить к неоправданным затратам, что нецелесообразно с экономической точки зрения. Кроме того, отсутствие благоприятных погодных условий нередко приводит к срыву выполнения аэрофотосъёмочных работ в намеченные сроки, когда АФС наиболее эффективна и целесообразна. Применение одних лишь наземных методов сбора информации и выполнение геодезических съёмок также ведёт к удорожанию работ, а в некоторых случаях к невозможности их проведения (отсутствие доступа на охраняемую территорию, в частные владения и т.п.). В этих условиях использование легкодоставляемой к объекту съёмки, дистанционно управляемой авиамодели, оборудованной необходимой съёмочной и управляющей аппаратурой, позволяет оперативно выполнять аэрофотосъёмочные работы даже в случае отсутствия устойчивых погодных условий, необходимых для выполнения традиционной АФС. Для применения БПЛА достаточно кратковременного «окна» хорошей погоды. Кроме этого, возможность съёмки с малых высот позволяет её проведение при низкой сплошной облачности. Использование БПЛА эффективно при съёмках линейных объектов, при инвентаризации и кадастре объектов недвижимости, а также для получения оперативной информации при чрезвычайных ситуациях.

Ключевые слова: Аэрофотосъемка, БПЛА, дистанционное зондирование, мониторинг земель, точность.

© Authors, 2017

EVALUATION OF SPECTRAL INDICES EFFICIENCY IN BURNED AREA MAPPING USING OBJECT-BASED IMAGE ANALYSIS

<i>Stefanos Papaiordanidis</i>	<i>Maria Tompoulidou</i>	<i>Panagiotis Lefakis</i>	<i>Ioannis Z. Gitas</i>
Laboratory of Forest Policy, School of Forestry and Natural Environment, Aristotle University of Thessaloniki	Laboratory of Forest Management and Remote Sensing, School of Forestry and Natural Environment, Aristotle University of Thessaloniki	Laboratory of Forest Policy, School of Forestry and Natural Environment, Aristotle University of Thessaloniki	Laboratory of Forest Management and Remote Sensing, School of Forestry and Natural Environment, Aristotle University of Thessaloniki
Address: P.O. Box 248, GR-54124, Greece e-mail: stefanap@for.auth.gr			e-mail: igitas@for.auth.gr

Abstract. Forest fires are an integral part of Mediterranean ecosystems and a key factor in forest fire management. Accurate information regarding the spatial extent of burned areas is essential for the quantification of the environmental impact of forest fires while at long term such information could be used in improving existing forest fire management plans. The aim of this study was to evaluate the efficiency of several spectral indices in burned area mapping using object-based image analysis (OBIA) and medium (Landsat5 TM - 30m) and very high (IKONOS pan-sharpened - 1m) resolution satellite imagery. In the case of the pan-sharpened IKONOS the Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI), the modified Soil Adjusted Vegetation Index (mSAVI2) and the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) were used, while in the case of Landsat 5 TM the Char Soil Index (CSI) and the Normalized Burn Index (NBR) were additionally employed. The multiresolution segmentation algorithm was selected and applied to all layers generated from the computation of the aforementioned spectral indices. Training samples were defined based on the multispectral pansharpened IKONOS image and used in the classification process in all different cases. Results were statistically and spatially compared with the official burned area perimeter provided by the National Forest Service.

Keywords: IKONOS, NDVI, CSI, forest fires, Mediterranean ecosystems.

Introduction

Forest fires are an integral part of Mediterranean ecosystems and a key factor in forest fire management. Until the year 2000 the number of forest fires had increased, not only in the Mediterranean basin, but also in the rest of Europe (Schmuck et al. 2011). Even though the number of fire events have decreased the last decade (Füssel and Jol 2012), the phenomenon of climate change is expected to cause a significant increase in the frequency and severity of fires (Kalabokidis et al. 2015), leading to further damage of the already degraded Mediterranean ecosystems.

The effectiveness of forest fire management is highly dependent on precise and current spatial information related to the fire-affected areas (Gitas et al. 2004). In particular, the information provided by detailed and current burned area maps contributes to the quantification of the environmental impact of forest fires, land use and land cover changes

monitoring while at long term such information could be used in improving existing forest fire management plans (Chuvieco and Congalton 1988).

Satellite remote sensing constitutes a practical and cost-effective tool for burned area mapping (White et al. 1996). Satellite sensors are a valuable means for the production of accurate burned area maps since they provide broad areal coverage along with the high spatial and temporal resolution (Giglio et al. 2009, Polychronaki and Gitas 2012).

Optical satellite data have been extensively used for decades in the detection and mapping of burned areas (Chuvieco and Congalton 1989, Giglio et al. 2009, Polychronaki and Gitas 2012). This mapping is usually based on satellite data of medium and very high resolution, such as Landsat and IKONOS imagery (White et al. 1996, Roy et al. 2002, Epting et al. 2005).

Moreover, a variety of remote sensing analysis techniques are being employed in

burned area mapping such as Maximum Likelihood classification (Razali and Nurud 2012), Support Vector Machines (Alonso-Benito et al. 2013), Unsupervised classifications (Van Wagtendonk and Root 2003) and Object-Based Image Analysis (OBIA) (Alonso-Benito et al. 2016). OBIA provides increased accuracy and detail in classification in comparison with conventional pixel-based analysis. Within this paradigm, rather than treating the image as a collection of pixels to be classified based on their individual spectral properties, the image pixels can be initially grouped into segments. The production of these groups is a process called segmentation and it is the first and most important step in OBIA (Baatz 2000). Segmentation aims at dividing the image into continuous groups of spectrally homogeneous objects that ideally represent real objects of interest in the study area (Jasani et al. 2009). The object segments can then be classified according to spectral and other criteria, such as shape, size and relationship to neighbor objects (Blaschke 2010).

Furthermore, spectral indices are also extensively employed by remote sensing experts in many different scientific fields. (Huete 1988, Chuvieco et al. 2002). Regarding burned area mapping, spectral indices have given a great advantage to the scientific community by enhancing the differences between burned and unburned pixels and, consequently, improving the accuracy of the final cartographic products (Cao et al. 2009). Some of the most widely used burned area related spectral indices include the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) (Rouse Jr et al. 1974), the Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI) (Huete 1988), the Modified Soil Adjusted Vegetation Index 2 (mSAVI2) (Qi et al. 1994), the Global Environmental Monitoring Index (GEMI) (Pinty and Verstraete 1992), the Burned Area Index (BAI) (Martín 1998) and the Normalized Burn Index (NBR) (Key and Benson 1999).

The aim of the present study was to evaluate the efficiency of spectral indices in

burned area mapping using OBIA and medium (Landsat 5 TM) and very high (IKONOS pansharpened) resolution satellite imagery. The specific objectives of this study were:

- The selection and calculation of spectral indices commonly used for burned area mapping based on the spectral availability of medium resolution (Landsat5 TM) and very high resolution data (IKONOS pan-sharpened).
- The employment of OBIA on Landsat 5 TM and IKONOS images for burned area mapping using the calculated indices.
- The comparison of the results with the official burned area perimeter provided by the forest service.
- The evaluation of the efficiency of each index in burned area mapping.

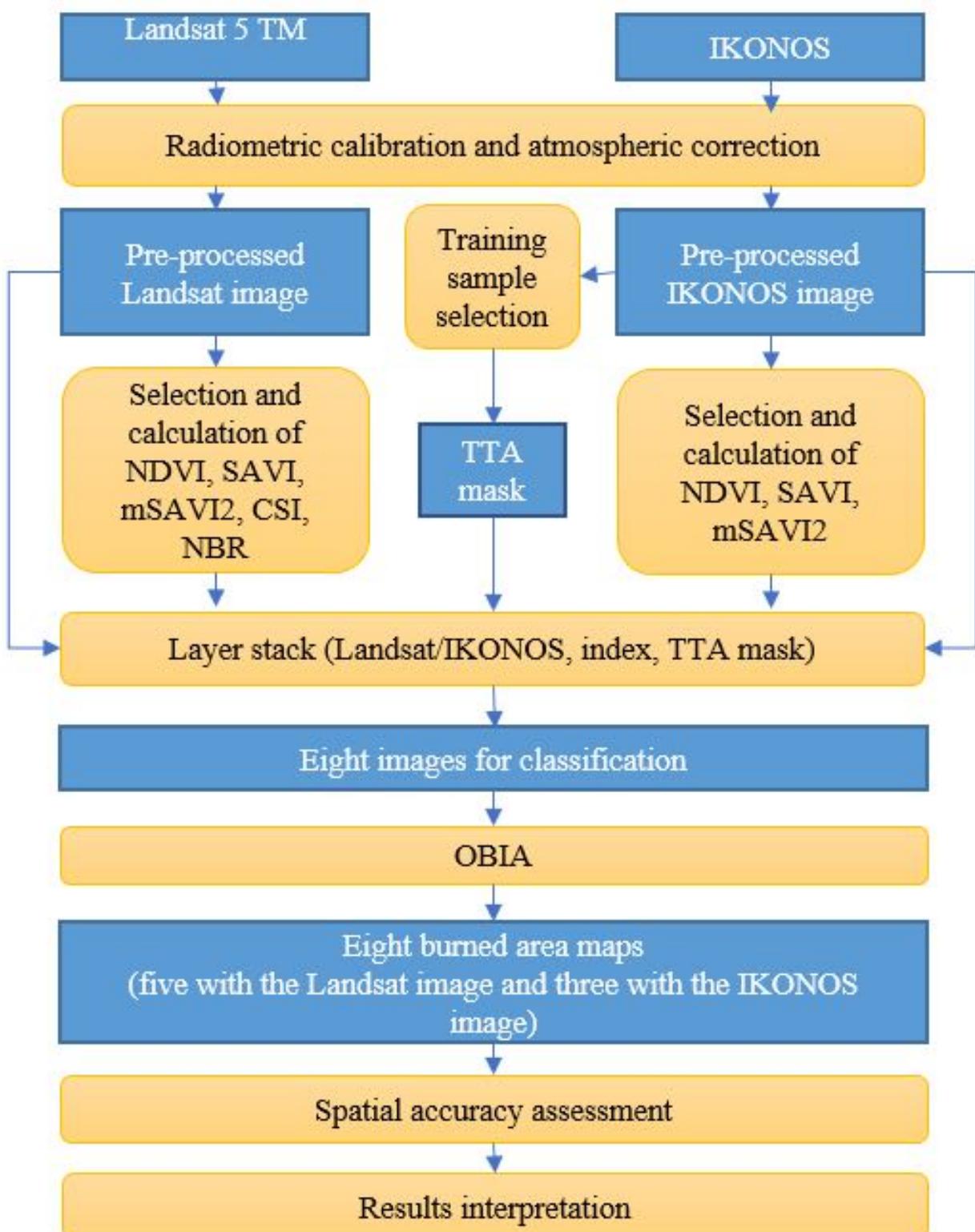
Study area and dataset description

The study area is Mount Parnitha. Mount Parnitha is located in the southern part of Greece, north of Athens. Parnitha is a national park and also part of the NATURA 2000 network. In 2007, a forest fire destroyed 36,000 acres of land, from which 21,800 acres were Greek fir forests, a species endemic to Greece. Many wild life habitats were also destroyed, such as bird nesting areas, and deer habitats (National Forest Service).

Two satellite images were used in this study, namely Landsat-5 TM and IKONOS, acquired several days after the fire. The Landsat image consists of seven spectral bands with spatial resolution of 30 m each, except for the sixth one which has 120 m resolution. The IKONOS image is pan-sharpened and consists of four spectral bands with 1m spatial resolution (Laben and Brower 2000). In addition, the official fire perimeter, provided by the Greek Forest Service, was used for the accuracy assessment of the results.

Methodology

The general steps of the methodology employed in the present study are presented in the following flowchart (Figure 1):

**Figure 1.** Methodology flowchart

The first step of the methodology included the pre-processing of the satellite data. Pre-processing aims at correcting the sensor and platform-specific radiometric and geometric distortions of data. Radiometric corrections are necessary in

case of variations in scene illumination and viewing geometry, atmospheric conditions, and sensor noise and response. The type of the correction may vary depending on the specific sensor and platform used to acquire the data and the conditions during

data acquisition (Chander and Markham 2003).

The pre-processing of the IKONOS and Landsat satellite images included radiometric calibration and atmospheric correction. The radiometric calibration was performed through the conversion of the pixel values from digital numbers (DN) to radiance values and, subsequently, to top of atmosphere (TOA) reflectance values. Next, the histogram subtraction method

(Jensen 1986, Chavez 1988) was employed in order to atmospherically correct the satellite data.

The indices for this study were selected according to the international literature, their compatibility with various sensors and the amount of data required for them to function (Barati et al. 2011, Harris et al. 2011, Viña et al. 2011). The selected spectral indices are briefly described in the following table (Table 1).

Table 1.

The spectral indices used in the present study for mapping the burned areas

Index name	Equation	Reference	Description
Normalized Difference Vegetation Index:	$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED}$	(Rouse Jr et al. 1974)	An index designed for vegetation detection (or in our case, the absence of)
Soil Adjusted Vegetation Index:	$SAVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED + L} * (1 + L)$	(Huete 1988)	An index designed for soil color and moisture detection.
Modified Soil Adjusted Vegetation Index 2:	$mSAVI2 = \frac{mSAVI * (2 * NIR - 1 - \sqrt{(2 * NIR + 1)^2 - 8 * (NIR - RED)})}{2}$	(Qi et al. 1994)	A version of SAVI without the "L" constant, which represents vegetation coverage.
Char Soil Index:	$CSI = \frac{NIR}{Band5}$	(Smith et al. 2005)	Performs well in burned area mapping with Landsat TM images.
Normalized Burn Index:	$NBR = \frac{NIR - Band7}{NIR + Band7}$	(Key and Benson 1999)	Similar to NDVI but modified for burned area detection.

NDVI, SAVI, mSAVI2, CSI, NBR were calculated using the Landsat images but only the first three indices were computed for the IKONOS image since it lacks the short-wave infrared (SWIR) spectral bands.

Next, the training samples were selected using the IKONOS pre-processed image considering its very high spatial

resolution (1m). Ten samples were selected for each class (burned and unburned). Subsequently, a Test and Training Area (TTA) mask was produced from the samples, which was used to train the classification algorithm in all cases.

Finally, the pre-processed Landsat data, the produced TTA mask and each of

the calculated spectral indices (NDVI, SAVI, mSAVI2, CSI, NBR) were combined leading to the creation of five new images (LandsatNDVI, LandsatSAVI, LandsatmSAVI2, LandsatCSI, LandsatNBR), each of which consisted of eight layers (Table 2). The same procedure was performed for the pre-processed IKONOS data and the respective spectral indices (NDVI, SAVI, mSAVI2) resulting in three new images (IKONOSNDVI, IKONOSSAVI, IKONOSmSAVI2), each of which included five layers (Table 2).

Table 2.
Landsat pre-processed image layers, (b)
IKONOS pre-processed image layers

Landsat images:	IKONOS images:
Layers:	Layers:
Blue band	Blue band
Green band	Green band
Red band	Red band
NIR band	NIR band
SWIR1 band	(Index)
SWIR2 band	TTA mask (Thematic layer)
(Index)	
TTA mask (Thematic layer)	

(a) (b)

In order to classify the burned areas of each generated image, segmentation was initially employed. The classification of the created image objects into the classes “burned” and “unburned” was performed through the application of a supervised classification algorithm, namely the Nearest Neighbor (Gutin et al. 2002), which was trained by the samples contained in the TTA mask.

The Nearest Neighbor classification algorithm was executed using the features of mean values and standard deviation of the spectral bands. Each classification was followed by an enhancement of the resulted cartographic product using user selected thresholds of the Near Infrared (NIR) spectral band and exported as a vector layer for its subsequent accuracy assessment.

Results and discussion

The application of the methodology described in the previous chapters resulted in the eight burned area maps were produced. The specific cartographic products were then evaluated for their spatial accuracy. Hence, the areas misclassified as burned or as unburned were identified and adequate calculations were performed. More specifically, each vector was initially merged with the official perimeter. Then each vector was divided with its corresponding merged vector. The result of this division represented the overall spatial accuracy of each map (Table 3).

Table 3.
Overall spatial accuracy

Indices	Spatial accuracy
Landsat _{SAVI}	81.22%
Landsat _{NDVI}	81.22%
Landsat _{mSAVI2}	81.09%
Landsat _{CSI}	81.36%
Landsat _{NBR}	80.67%
IKONOS _{NDVI}	79.11%
IKONOS _{SAVI}	79.52%
IKONOS _{mSAVI2}	81.89%

Generally, the accuracy assessment results showcase that the application of OBIA and the Nearest Neighbor algorithm on images created using spectral indices from medium and very high resolution satellite imagery, yields high spatial accuracy in burned area mapping. More specifically, all the generated cartographic products were highly accurate achieving overall accuracy of approximately 80%. In addition, the highest spatial accuracy (81.89%) was achieved by IKONOS_{mSAVI2}. It is also noteworthy that the most and least accurate burned area maps were produced by the classification of the IKONOS_{mSAVI2} and IKONOS_{NDVI} images respectively. Since the IKONOS pan-sharpened image offers very high spatial resolution (1m), it was expected to result in a higher spatial accuracy than the ones of the Landsat bands (30m). However, the difference of the spatial accuracy from the highest

scoring index and the lowest scoring index is only 2.78% and in some cases (NDVI and SAVI) the use of the Landsat image led to the production of a more accurate burned area map compared to the IKONOS image (Landsat_{SAVI}: 81.22% and IKONOS_{SAVI}: 79.52%, Landsat_{NDVI}: 81.22% and IKONOS_{NDVI}: 79.11%).

It is apparent that in case of using the IKONOS image, the generated burned area maps included significantly more noise compared to the Landsat image despite the enhancement performed to the classification result using user selected thresholds. This suggests that very high spatial resolution might be a disadvantage in burned area mapping unless proper methods are applied to presume upon the specific characteristic of the satellite sensor.

Taking all under consideration, it can be noted that the spatial resolution of the applied satellite images and the applied indices, did not play a key role in the burned area maps' overall spatial accuracy.

Conclusions and future research

In this paper, five spectral indices, namely NDVI, SAVI, mSAVI2, CSI and NBR, were evaluated for their efficiency in burned area mapping using OBIA of Landsat and IKONOS satellite images. The application of all selected indices and satellite images resulted in highly accurate burned area maps using a relatively simple methodology. The conclusions drawn from the present study are the following:

- OBIA, Nearest Neighbor and the spectral indices employed on Landsat 5 TM and IKONOS pan-sharpened images yield high spatial accuracy in burned area mapping.
- The choice of spectral index has little impact in the accuracy of burned area mapping products.
- The application of OBIA and the use of the selected spectral indices led to equal performance of Landsat 5 TM and IKONOS pan-sharpened images in burned area mapping.

- The selection of the appropriate classification method plays a leading role in accurate burned area mapping.

Future research could include the performance evaluation of different spectral indices in mapping fire-affected areas. Moreover, the spectral indices employed in the present study could be applied on other satellite data and the results could be compared with the ones of this work. Finally, it would be of interest to examine other classification techniques in burned area mapping by employing the satellite data and spectral indices used in the present study.

References

1. Alonso-Benito, A., et al. (2016). "Fusion of WorldView-2 and LiDAR Data to Map Fuel Types in the Canary Islands." *Remote Sensing* 8(8): 669.
2. Alonso-Benito, A., et al. (2013). "Pixel and object-based classification approaches for mapping forest fuel types in Tenerife Island from ASTER data." *International Journal of Wildland Fire* 22(3): 306-317.
3. Baatz, M. (2000). "Multiresolution segmentation: an optimization approach for high quality multi-scale image segmentation." *Angewandte Geographische Informationsverarbeitung XII*: 12-23.
4. Barati, S., et al. (2011). "Comparison the accuracies of different spectral indices for estimation of vegetation cover fraction in sparse vegetated areas." *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science* 14(1): 49-56.
5. Blaschke, T. (2010). "Object based image analysis for remote sensing." *ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing* 65(1): 2-16.
6. Cao, X., et al. (2009). "An automatic method for burn scar mapping using support vector machines." *International Journal of Remote Sensing* 30(3): 577-594.
7. Chander, G. and B. Markham (2003). "Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges." *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing* 41(11): 2674-2677.
8. Chavez, P. S. (1988). "An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of

- multispectral data." *Remote sensing of environment* 24(3): 459-479.
9. Chuvieco, E. and R. G. Congalton (1988). "Mapping and inventory of forest fires from digital processing of TM data." *Geocarto International* 3(4): 41-53.
 10. Chuvieco, E. and R. G. Congalton (1989). "Application of remote sensing and geographic information systems to forest fire hazard mapping." *Remote sensing of environment* 29(2): 147-159.
 11. Chuvieco, E., et al. (2002). "Assessment of different spectral indices in the red-near-infrared spectral domain for burned land discrimination." *International Journal of Remote Sensing* 23(23): 5103-5110.
 12. Epting, J., et al. (2005). "Evaluation of remotely sensed indices for assessing burn severity in interior Alaska using Landsat TM and ETM+." *Remote sensing of environment* 96(3): 328-339.
 13. Füssel, H.-M. and A. Jol (2012). "Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2012 an indicator-based report."
 14. Giglio, L., et al. (2009). "An active-fire based burned area mapping algorithm for the MODIS sensor." *Remote sensing of environment* 113(2): 408-420.
 15. Gitas, I. Z., et al. (2004). "Object-based image classification for burned area mapping of Creus Cape, Spain, using NOAA-AVHRR imagery." *Remote sensing of environment* 92(3): 409-413.
 16. Gutin, G., et al. (2002). "Traveling salesman should not be greedy: domination analysis of greedy-type heuristics for the TSP." *Discrete Applied Mathematics* 117(1): 81-86.
 17. Harris, S., et al. (2011). "Evaluating spectral indices for assessing fire severity in chaparral ecosystems (Southern California) using MODIS/ASTER (MASTER) airborne simulator data." *Remote Sensing* 3(11): 2403-2419.
 18. Huete, A. R. (1988). "A soil-adjusted vegetation index (SAVI)." *Remote sensing of environment* 25(3): 295-309.
 19. Jasani, B., et al. (2009). *International Safeguards and Satellite Imagery*, Springer.
 20. Jensen, J. R. (1986). *Introductory digital image processing: a remote sensing perspective*, Univ. of South Carolina, Columbus.
 21. Kalabokidis, K., et al. (2015). "Effect of climate change projections on forest fire behavior and values-at-risk in Southwestern Greece." *Forests* 6(6): 2214-2240.
 22. Key, C. and N. Benson (1999). Measuring and remote sensing of burn severity.
 - Proceedings joint fire science conference and workshop.
 23. Laben, C. A. and B. V. Brower (2000). Process for enhancing the spatial resolution of multispectral imagery using pan-sharpening, Google Patents.
 24. Martín, M. (1998). "Cartografía e inventario de incendios forestales en la Península Ibérica a partir de imágenes NOAA-AVHRR." Departamento de Geografía. Alcalá de Henares, Universidad de Alcalá.
 25. Pinty, B. and M. Verstraete (1992). "GEMI: a non-linear index to monitor global vegetation from satellites." *Plant ecology* 101(1): 15-20.
 26. Polychronaki, A. and I. Z. Gitas (2012). "Burned area mapping in Greece using SPOT-4 HRVIR images and object-based image analysis." *Remote Sensing* 4(2): 424-438.
 27. Qi, J., et al. (1994). "A modified soil adjusted vegetation index." *Remote sensing of environment* 48(2): 119-126.
 28. Razali, S. M. and A. A. Nurud (2012). "A method of mapping forest fuel types in peat swamp forest." *African Journal of Agricultural Research* 7(12): 1901-1909.
 29. Rouse Jr, J. W., et al. (1974). "Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS."
 30. Roy, D., et al. (2002). "Burned area mapping using multi-temporal moderate spatial resolution data—A bi-directional reflectance model-based expectation approach." *Remote sensing of environment* 83(1): 263-286.
 31. Schmuck, G., et al. (2011). "Forest fires in Europe 2010."
 32. Smith, A. M., et al. (2005). "Testing the potential of multi-spectral remote sensing for retrospectively estimating fire severity in African Savannahs." *Remote sensing of environment* 97(1): 92-115.
 33. Van Wagendonk, J. W. and R. R. Root (2003). "The use of multi-temporal Landsat Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) data for mapping fuel models in Yosemite National Park, USA." *International Journal of Remote Sensing* 24(8): 1639-1651.
 34. Viña, A., et al. (2011). "Comparison of different vegetation indices for the remote assessment of green leaf area index of crops." *Remote sensing of environment* 115(12): 3468-3478.
 35. White, J. D., et al. (1996). "Remote sensing of forest fire severity and vegetation recovery." *International Journal of Wildland Fire* 6(3): 125-136.



**ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СПЕКТРАЛЬНЫХ ИНДЕКСОВ ДЛЯ
ОПРЕДЕЛЕНИЯ СГОРЕВШИХ УЧАСТКОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОБЪЕКТНО-
ОРИЕНТИРОВАННОГО АНАЛИЗА ИЗОБРАЖЕНИЙ**

<i>Стеванос Папаиорданидис</i>	<i>Мария Томпулиду</i>	<i>Панайотис Лефакис</i>	<i>Иоаннис Гитас</i>
Лаборатория лесной политики, Школа лесного хозяйства и природных ресурсов, Университет Аристотеля	Лаборатория управления лесным хозяйством и дистанционного зондирования, Школа лесного хозяйства и природных ресурсов, Университет Аристотеля	Лаборатория лесной политики, Школа лесного хозяйства и природных ресурсов, Университет Аристотеля	Лаборатория управления лесным хозяйством и дистанционного зондирования, Школа лесного хозяйства и природных ресурсов, Университет Аристотеля
Адрес: Греция, Салоники, Почтовый офис 248, GR-54124 e-mail: stefanap@for.auth.gr			e-mail: igitas@for.auth.gr

Аннотация: Лесные пожары являются неотъемлемой частью Средиземноморских экосистем и ключевым фактором в управлении лесным хозяйством. Для количественной оценки воздействия лесных пожаров на окружающую среду необходима точная информация о пространственной протяженности сожженных районов, в то время как в долгосрочной перспективе такая информация может быть использована для улучшения существующих планов управления лесными пожарами. Цель представленного исследования – оценка эффективность нескольких спектральных показателей при картировании сожженных областей с использованием объектно-ориентированного анализа изображений (OBIA) и среды (Landsat5 TM – 30 м) и очень высоких (IKONOS - 1 м) спутниковых снимков разрешения. В случае IKONOS использовался модифицированный индекс mSAVI2 и индекс NDVI, тогда как в случае Landsat 5 TM индекс (CSI) и нормализованный индекс (NBR). Алгоритм сегментации мультирезолюции был выбран и применен ко всем слоям, генерируемым при вычислении вышеупомянутых спектральных индексов. Образцы для обучения были определены на основе мультиспектрального изображения IKONOS и использовались в процессе классификации. Результаты были статистически и сопоставлены с официальным периметром обгоревшего района, предоставленным Национальной лесной службой.

Ключевые слова: IKONOS, NDVI, CSI, лесные пожары, средиземноморские экосистемы.

© Authors, 2017

EVALUATION OF SPATIAL INTERPOLATION METHODS FOR MAPPING THE DEGRADED SOILS OF XANTHI (GREECE)

<i>Evdokia Karastogianni</i>	<i>George Bilas</i>	<i>Thomas Alexandridis</i>
Laboratory of Remote Sensing and GIS, Aristotle University of Thessaloniki	Laboratory of Soil Science, Aristotle University of Thessaloniki	Laboratory of Remote Sensing and GIS, Aristotle University of Thessaloniki

Address: P.O. Box 248, GR-54124, Greece **e-mail:** thalex@agro.auth.gr

Abstract: Soil surveys employ interpolation of point measurements that provides spatial distribution of information for the full study area. However, no specific interpolation method is determined for each soil parameter. The aim of this work was to identify the optimum interpolation method and its parameterization to improve mapping of degraded soils of Xanthi agricultural land. Electrical conductivity (EC), exchangeable sodium percentage (ESP), cation exchange capacity (CEC) and pH measurements from 598 soil samples were used. Inverse distance weighted (IDW) and spline interpolation, as well as the power of IDW were evaluated. IDW with power 3 was proved as the most accurate method. Using thresholding, we identified the spatial distribution of saline, sodic, and acidic soils of the study area. Furthermore, degradation sources were identified, including parent material and inappropriate fertilization for acid soils and irrigation with saline water for alkaline soils. The results enabled us to propose amelioration measures and agricultural practices, according to degradation types and levels. The data was provided by the project "Soil Map of Eastern Macedonia and Thrace".

Keywords: Spatial interpolation, degraded soils, acidic, saline, sodic.

Introduction

Soil degradation is one of the main causes of reduction of yield and consequently loss of sustainability in agricultural production, and in the long run, desertification. Among the several types of degraded soils in Greece, this work focuses on three of them: saline, sodic and acidic soils. Saline soils are soils that contain excessive soluble salts. The formation of sodic soils is caused by sodium which tends to be the prevailing ion in the exchangeable phase. The results of this process can lead to the destruction of the soil structure and the severe degradation of the soil surface, which may lead to desertification. Lastly, acidic soils have pH below 5.5, which plays an important role in regulating the availability of plant nutrients (Misopolinos, 1991).

Soil degradation is usually caused by inappropriate agricultural practices and application of low quality of irrigation water (Misopolinos, 1991). Soil degradation has a severe impact on the quantity and quality of agricultural production, on environmental sustainability and consequently on socio-economic conditions of local communities.

In order to minimize the negative effects, we need to manage existing degraded soils and prevent further expansion, which requires mapping and soil surveys.

Soil mapping and surveys are achieved by using geographic information systems (GIS) and are mostly based on point measurements from selected locations, usually formed by sparse sampling schemes. They are organized in the graphical interface of the GIS program in layers, and after processing, are presented in thematic maps (Silleos, 1990). Spatial interpolation methods fill in information of the entire study area, taking into account the spatial location of a few sampling points and the assumption that locations are close together tend to have similar characteristics (Robinson and Metternicht, 2006). Some of the many interpolation techniques are IDW (Inverse distance weighted), kriging and spline.

Geoinformation specialists collaborating with soil scientists have examined the application of several interpolation techniques on the relevant soil properties. However, no specific interpolation method is determined for

each parameter for each test site. The aim of this work was to improve the mapping of degraded soils and the specific objectives were to identify the optimal interpolation method for several soil parameters associated with degraded soils and to identify the optimal parametrization of the selected interpolation method.

Materials and methods

Study area

The study area is the agricultural area of the Prefecture of Xanthi, administratively belonging to the region of Eastern Macedonia and Thrace, located in the northeastern part of Greece.

As seen in table 1, most of the land is covered by forests, especially the mountainous area in the north, while the agricultural land is about 25% of the whole area, located in the southern part of the Prefecture.

Table 1.
Land use of the prefecture of Xanthi

Land use	Area (ha)
Forest land	113.000
Agricultural land	48.500
Arid land	8.600
Pastures	5.250
Settlements	4.350
Industrial Land	700
Total area of the county	180.400

Agricultural production involves mainly annual crops, with corn, cereals and cotton being the most important. In the past, sugar beet and tobacco were widespread crops contributing to the farmer's income. Nowadays tobacco (Basmas variety) is rain fed and located mainly in the hilly areas of the prefecture. The most important vegetables grown in the prefecture of Xanthi are industrial tomatoes and green beans, mainly due to the existence of the respective manufacturing industries. Tree

crops that exist in a limited area are pomegranate, kiwi, apple and walnut (<http://www.agroepilotes.gr/NomosKsant his.aspx>).

The sources of irrigation water are multiple, such as rivers, lakes, and wells. As a result, irrigation water quality varies depending on the state of the source. Especially groundwater, is affected by the chemical composition of rocks and minerals of the vadose zone.

The climate in Xanthi is continental with mean annual precipitation of 540mm. The average temperature ranges from 0 to 28°C throughout the year, based on 21 years of data (www.wunderground.com).

Datasets and data collection

All data used in this work were collected within the project "Recording of nutrients, heavy metals and hydrodynamic properties of soils for the rational use of fertilizers and water and the production of safety products in the Region of Eastern Macedonia and Thrace" (Misopolinos, 2010).

The main dataset for this work consists of 598 surface soil samples of the agricultural area, as shown in Figure 1.

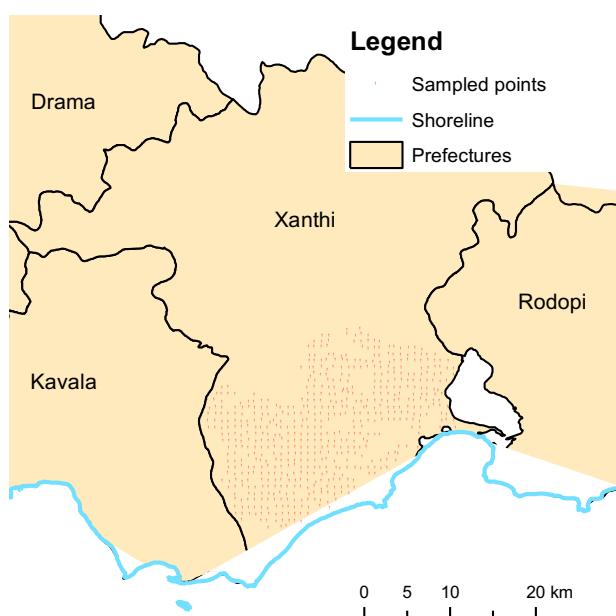


Figure 1. Spatial distribution of sampling points in the study area

Soil sampling, as part of mapping the agricultural land of Eastern Macedonia and Thrace, was performed by specialized teams of agronomists and experts in soil science using dedicated equipment (GPS tablets, hydraulic soil samplers, digital cameras, etc.).

Soil sampling procedure included excavation and studying of soil profiles, soil auger boreholes and description of soil layers based on international standards for

ensuring compatibility with the European Soil Database.

In the frame of the above-mentioned project, 22 soil parameters were measured in the laboratory by analyzing soil samples according to ISO standards. In this work, four of them were selected (Table 2) that are key soil properties for identifying and characterizing soil degradation due to acidity and salinity.

Table 2.

Soil parameters determined and methods of analysis

Parameter	Method	Reagents	Bibliography
pH	pH-meter	water	Amended Extraction with water 1: 5 based on "Method of Soil Analysis 1982", American Society of Agronomy p.451
EC	Electromagnetic	water	Internal Method of saturated aqueous solution
CEC	Ammonium acetate	1M CH ₃ COONH ₄ , pH 7.0	Modified method AFNOR NFX 31-130
Exchangeable Na ⁺	Ammonium acetate	1M CH ₃ COONH ₄ , pH 7.0	Modified internal method Doll and Lucas, 1973

Spatial interpolations

Each spatial interpolation method serves a specific use, depending on the purpose of the study (Robinson and Metternicht, 2006). In the present work, IDW was chosen to create thematic maps of soil parameters: pH, CEC, ESP and EC (Tuncay et al., 2013). In addition, spline interpolation was applied for electrical conductivity (EC) for comparison.

The standard IDW method of ArcMap / Spatial Analyst was applied on the sampling points of soil properties to create continuous surfaces. IDW configuration included: Output cell size = 30 m, minimum number of points = 12, no maximum distance. In particular, for the power of the distance function, which controls the influence of nearby points, three options were used: the minimum value (0.5), an average value (2), and the maximum value (3).

In a similar manner, the standard spline method of ArcMap / Spatial Analyst was applied on the sampling points of EC.

Evaluation of interpolation results

Following map creation, the assessment for the selection of the most representative map (of the three created by spatial interpolation method IDW) for each of the four soil parameters (pH, ESP, CEC and EC) was performed. As a criterion, the absolute difference from the reference maps was used (Equation 1).

$$\text{abdifference} = \left| \frac{(ref - estim)}{ref} \right| 100\%, \quad (1)$$

where *ref* is the reference maps, *estim* is the estimated from this work value of the respective parameter.

Finally, the assessment for the final maps selected was made, based on the lowest abdifference percentage (Schloeder et al., 2001).

As reference maps in this work were considered the thematic maps produced within the above-mentioned soil mapping project (Misopolinos et al., 2010), using mainly kriging by the expert team employed.

Classification for the delineation of degraded soils

In order to map the degraded soils, the final interpolation maps of each soil

parameters were used. These maps were based on threshold values for each parameter that determine saline, sodic, and acidic soils (Table 3). The implementation of the threshold values was performed through ArcMap / Spatial Analyst Tools.

This process resulted in the spatial distribution of the degraded soils of the study area.

Table 3.

Threshold values for the determination of degraded soils

	EC_e (dS.m⁻¹)	pH	ESP (%)
Saline	> 2	< 8.5	< 15
Saline - sodic	> 2	< 8.5	> 15
Sodic	< 2	> 8.5	> 15
Acidic	-	< 5.5	-
High risk for acidification	-	5.5 < pH < 6.5	-

Results and discussion

Soil parameter maps

IDW spatial interpolation method was used to estimate four soil parameters pH, EC, CEC and ESP of the study area and to create the corresponding interpolation maps (thematic maps). Three values of the power parameter used by the IDW method were tested, for each soil parameter mentioned. These were power values of 0.5, 2 and 3, which gave different accuracy of spatial information and consequently different levels of accuracy of the produced maps. The choice of power for the equation that gave the most representative situation is important for the interpretation of soil data so that measures can be taken to improve degraded land and adapt agricultural practices.

Figure 2 shows the three thematic maps created for pH. The selected colour palette is consistent across the three maps, and covers the range from the lowest value of 4.3 (acidic soil-red color) to the highest value 9 (alkaline values - blue color).

From figure 2 we infer that soils with low pH values are located in three areas: on the north-eastern side in a small extent, on the north-west side and in the central and southern area where is the largest area of acidic soils.

Figure 3 displays the three thematic maps created for electrical conductivity (EC). The selected colour palette is consistent across the three maps, and covers the range from the lowest value of 0 mS / cm (red color) to the highest value of 10 mS / cm (excessive soluble salts).

In figure 3, it is evident that the soils with low EC values cover almost the entire area. However, small areas appear on the north-eastern side of the study area where the soil has electrical conductivity EC_e>2mS/cm (yellow color), causing salinity problems.

Figure 4 shows the three thematic maps created for the CEC - Cation Exchange Capacity. The selected colour palette is consistent across the three maps, and covers the range from the lowest value of CEC which is 2 meq/100g (red color) to the highest value of 44 meq/100g (blue color).

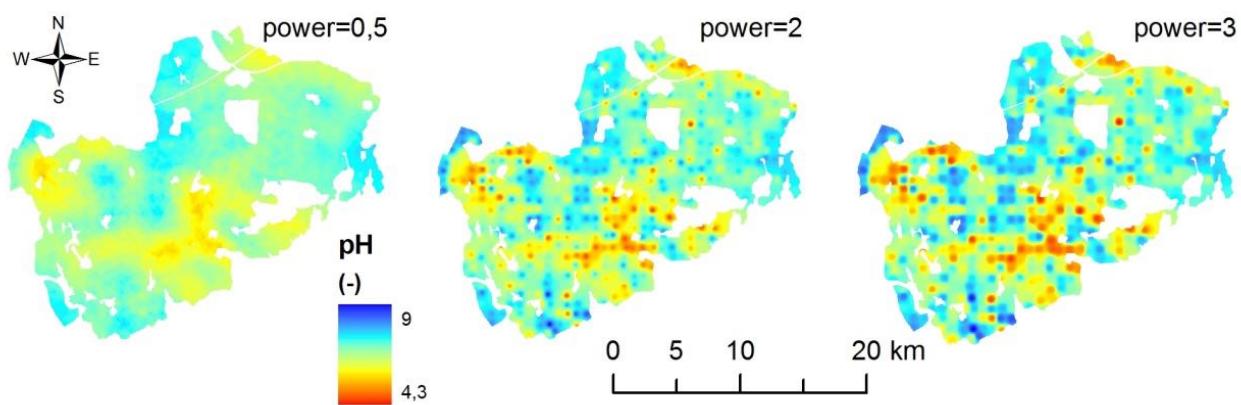


Figure 2. Thematic maps of soil parameter pH created with IDW method for three power values of 0.5, 2 and 3

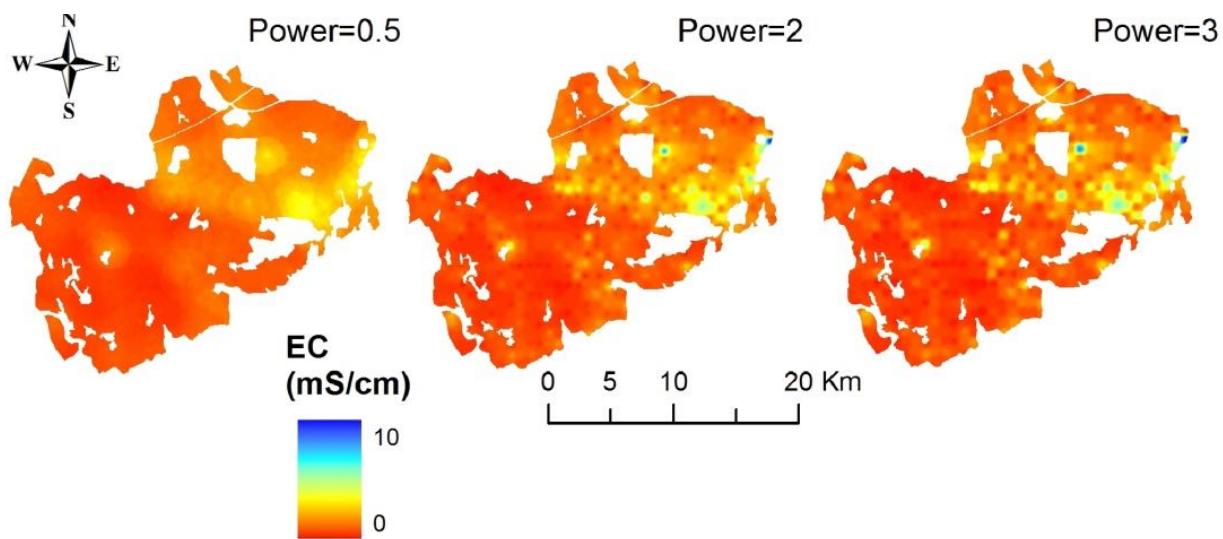


Figure 3. Thematic maps of soil parameter EC created with IDW method for three power values of 0.5, 2 and 3

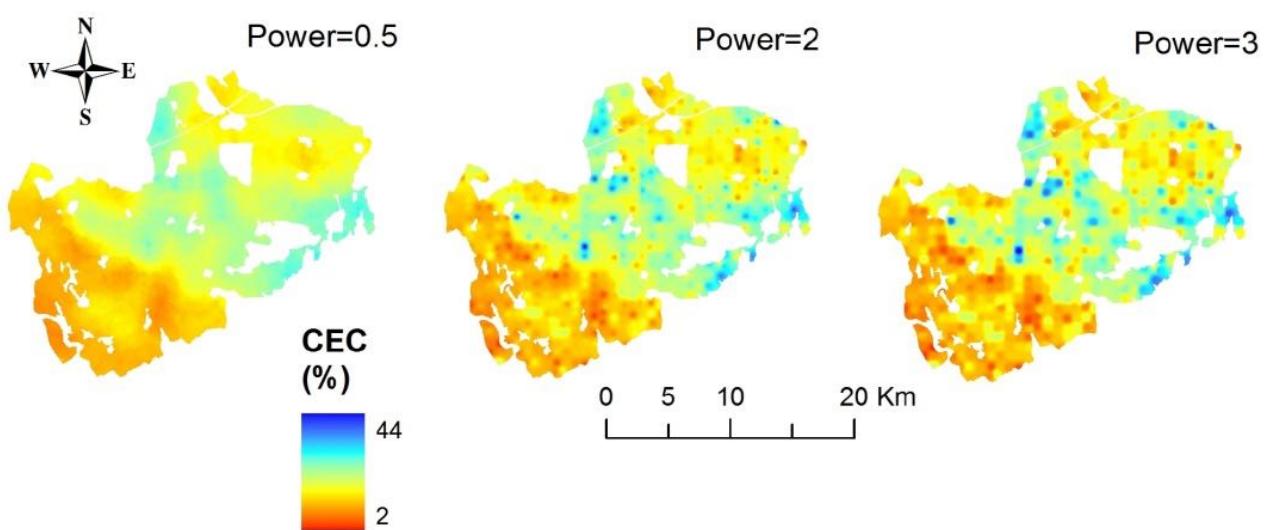


Figure 4. Thematic maps of soil parameter CEC created with IDW method for three power values of 0.5, 2 and 3

It is evident in figure 4 that the soils with low CEC values are located in two areas. On the northeastern side in a small extent and on the southwest side of the county where appears to be the largest extent of degraded soils. Larger values appear in the center of the study area.

Figure 5 represents the three thematic maps created for the exchangeable phase

$\text{Na}^+ \text{(ESP)}$ in the soil. The color gradient is uniform and includes ESP values from 0% (red) to 80% (blue color).

It is evident from figure 5 that the soils with high ESP values (blue color) are located in the southern region and on the southeastern side of the prefecture.

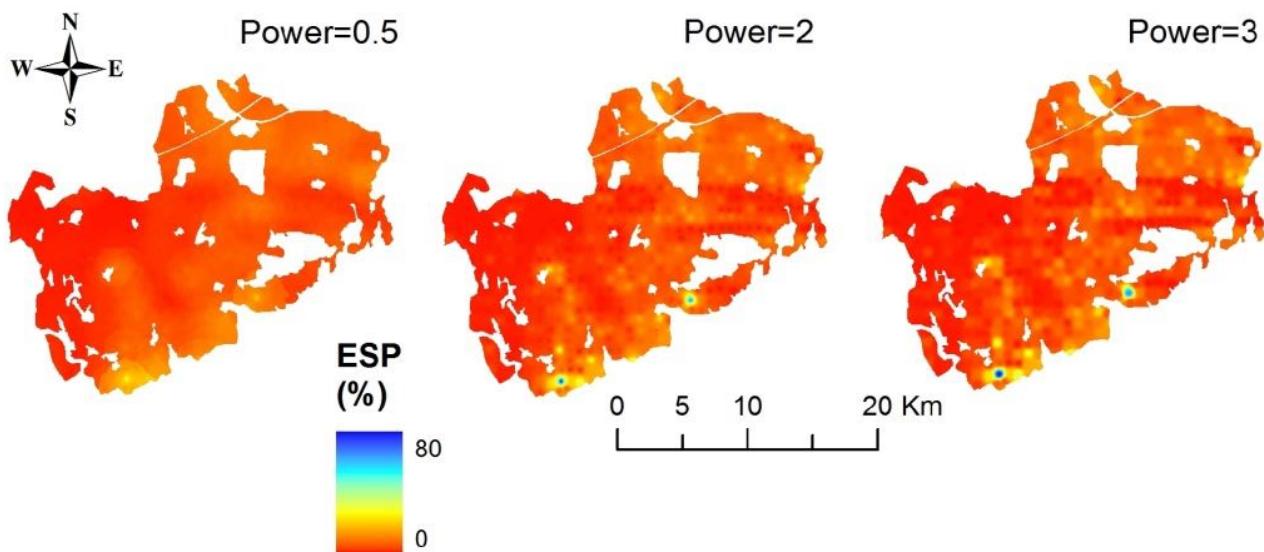


Figure 5. Thematic maps of ESP created with IDW method for three power values of 0.5, 2 and 3

Accuracy of interpolation

The evaluation of the thematic maps, that were produced using the IDW method for different parameterizations, and different power values for the equation, was achieved by comparing them with the reference maps, which were the interpolation maps created within the soil mapping project.

Table 4 presents the absolute differences (based on equation 1) of spatial information derived from IDW method (for the three power values) versus the reference level for all four soil parameters. It is evident that all soil parameters had the highest accuracy when IDW power of 3 was used, having the lowest difference from the reference maps.

Table 4.

Absolute difference (%) of the IDW method for the three power values compared with the reference maps for all parameters examined

Soil Parameters	Power		
	0.5	2	3
pH	7,55%	4,122%	3,59%
CEC	19,9%	12,4%	11%
EC	47,5%	27,6%	23,3%
ESP	95%	55,6%	43,7%

Maps of degraded soils

Figure 6 represents the acidic soils after applying the thresholds (Table 3). It is obvious that the areas with acidic soils are located in the central and northern parts of the prefecture. The red areas are acidic, meaning pH is below 5.5 and the yellow

areas show that the soil has a high risk for acidification where $pH \leq 5.5$. Thus deeper investigation should be performed by measuring soil ANC (Acid nurturing capacity). Finally, the rest of the area seems to have no problem with pH values > 6 .

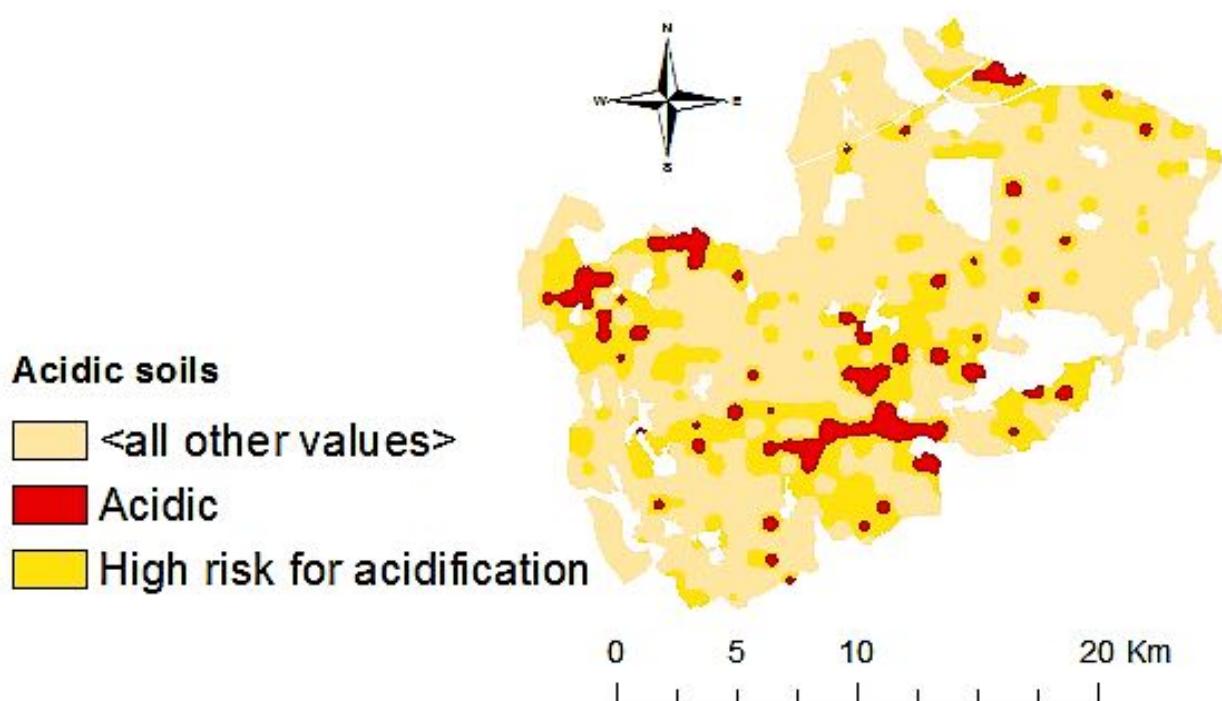


Figure 6. Map of acidic soils of the prefecture of Xanthi (Greece)

Figure 7 represents the degraded soils due to salinity, based on the thresholds of Table 3 for ECe and ESP. It appears that saline soils are located in the center of the area (blue color - $EC > 2mS/cm$). Sodic and saline soils (red color - $EC > 2mS/cm$ and $ESP > 15$) are a small percentage and are mainly located in the eastern part of the area nearby the sea, as well as two other disconnected areas around the center of the study area. Sodic soils, which are non-saline (orange color - $EC < 2mS/cm$ and $ESP > 15$) are located on the coastal front to the south part of the study area, mostly degraded due to sea proximity and salt water intrusion in the aquifers.

Conclusions

Interpolation maps were created for the soil parameters pH, EC, CEC and ESP using spatial analysis techniques and GIS.

We evaluated the effect of the power value on the generated map, which is the key feature in the parameterization of the IDW spatial interpolation method.

Comparison with the reference maps, showed that a small difference exists for soil parameters pH, CEC and EC, while for ESP the difference was significant.

It was found that the optimal interpolation method was IDW, and the best parameterization for the interpretation of soil data, was power 3, resulting in the most representative depiction of the actual soil conditions.

Acidic soils of the study area and soils that have a high risk for acidification have been identified and accordingly agricultural practices have to be applied for restoring or maintaining soil quality. Similarly, for soils

which are degraded due to salinity or have a high risk of secondary salinization were identified providing a tool to farmers and regional authorities to counter-act in farm or catchment area level respectively.

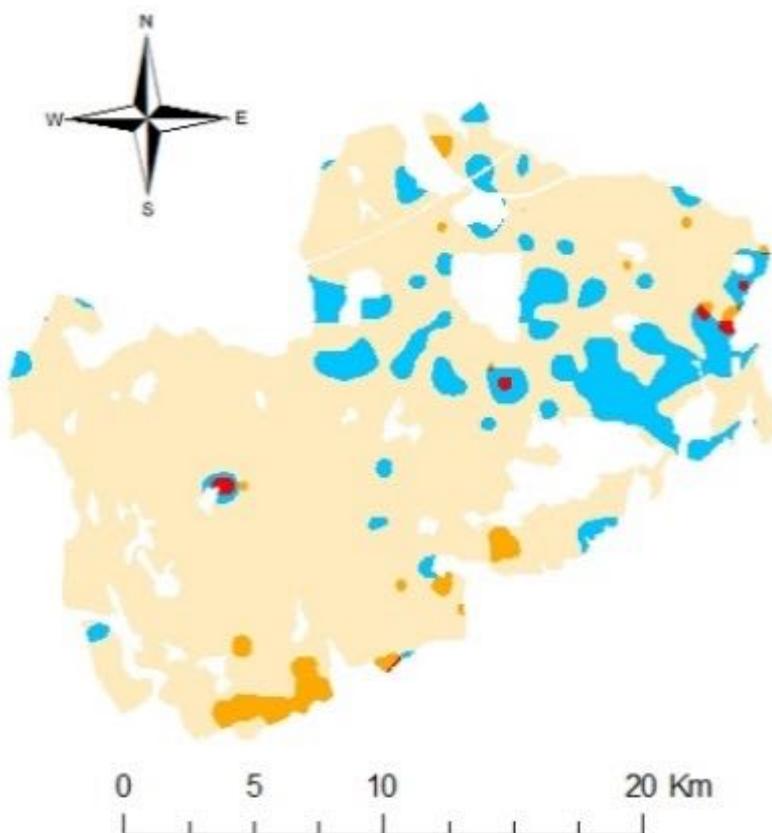


Figure 7. Map of degraded soils due to salinity of the prefecture Xanthi (Greece)

It is obvious that this process, including the identification of degraded soils in high productivity agricultural land, is the first and most decisive step in the implementation of agricultural practices and remediation measures in the context of the protection and improvement of agricultural production.

REFERENCES

1. Coxwin, D.L., J.D. Rhoades, and P.J. Vaughan. 1996. "GIS Applications to the Basin-Scale Assessment of Soil Salinity and Salt Loading to Groundwater" in Application of GIS to the Modeling of Non-Point Source Pollutants in the Vadose Zone, SSSA Special Publication 48, USA.
2. Doll, E.C. and R.E. Lucas. 1973. Testing soils for potassium, calcium and magnesium. In Soil Testing and Plant Analysis. L.M. Walsh & J.D. Beaton (eds). Soil Sci. Soc. of Amer. Inc. Madison, Wis. pp. 133 - 151.
3. Misopolinos, N. 1991. Problematic Soils. Giahoudis publishing house, Thessaloniki, Greece.
4. Misopolinos, N., N. Silleos, G. Bilas, N. Karapetsas, N. Barbagiannis, K. Panagiotopoulos, K. Haidouti, and G. Zalidis. 2010. Assessment of nutrients, heavy metals, and hydrodynamic soil properties for the wise use of water and fertilizers and the growth of safe products in the Region of Eastern Macedonia and Thrace. Final report,

- Laboratory of Applied Soil Science,
Faculty of Agriculture, Aristotle
University of Thessaloniki, Greece.
5. Robinson, T.P., and G. Metternicht. 2006. Testing the performance of spatial interpolation techniques for mapping soil properties. Computers and Electronics in Agriculture 50: 97–108.
 6. Schloeder, C.A., N.E. Zimmerman, and M.J. Jacobs. 2001. Comparison of Methods for Interpolating Soil Properties Using Limited Data. Soil Sci. Soc. Am. J. 65:470–479.
 7. Silleos, N. 1990. Soil mapping and land evaluation. Giaoudis publishing house, Thessaloniki, Greece.
 8. Tuncay, T., Bayramin, I., Tercan, A.E. and Unver, I., 2013. Spatial variability of some soil properties: a case study of the Lower Seyhan river basin in Turkey. Zemdirbyste-Agriculture, 100(2), pp.213-219.



ОЦЕНКА МЕТОДОВ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИНТЕРПОЛЯЦИИ ДЛЯ КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ДЕГРАДИРОВАННЫХ ПОЧВ В КСАНТИ (ГРЕЦИЯ)

<i>Карастожианни Е.</i>	<i>Ж.Билас</i>	<i>Т.Александридис</i>
Лаборатория дистанционного зондирования и ГИС, Университет Аристотеля	Лаборатория прикладной почвенной науки, Университет Аристотеля	Лаборатория дистанционного зондирования и ГИС, Университет Аристотеля

Адрес: Почтовый офис 248, GR-54124, г. Салоники, Греция, e-mail: thalex@agro.auth.gr

Аннотация: При исследовании почв используют интерполяцию точечных измерений, которая обеспечивает пространственное распределение информации. Однако для каждого параметра почвы не определен конкретный метод интерполяции. Цель этой работы заключалась в определении оптимального метода интерполяции и его параметризации для улучшения картирования деградированных почв сельскохозяйственных земель Ксанти. Использовали электропроводность (EC), обменное процентное содержание натрия (ESP), катионаобменная емкость (CEC) и измерения pH из 598 образцов почвы. Были оценены взвешенные по обратному расстоянию (IDW) и интерполяция сплайнов, а также мощность IDW. IDW с мощностью 3 был подтвержден как наиболее точный метод. Используя пороговое значение, мы определили пространственное распределение содовых и кислых почв исследуемой области. Кроме того, были обнаружены причины деградации, включая неправильное удобрение для кислых почв и орошение соленой водой для щелочных почв. Результаты позволили предложить мероприятия по мелиорации в соответствии с типами и уровнями деградации. Данные были предоставлены проектом «Почвенная карта Восточной Македонии и Фракии».

Ключевые слова: пространственная интерполяция, деградированные почвы, кислотность, засоленность.

© Authors, 2017