

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Национальный исследовательский
Томский политехнический университет»



ISSN 1684-8519

ИЗВЕСТИЯ

ТОМСКОГО ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Том 321, № 1, 2012

Науки о Земле

ИЗДАТЕЛЬСТВО  ТПУ
г. Томск

ИЗВЕСТИЯ ТОМСКОГО ПОЛИТЕХНИЧЕСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Редакционный совет:

Чубик П.С. (председатель), д.т.н., ректор ТПУ (г. Томск)
Власов В.А. (зам. председателя), д.ф.-м.н.,
проректор ТПУ по НРИИ (г. Томск)
Алексеенко С.В., д.ф.-м.н.,
чл.-корр. РАН (г. Новосибирск)
Болдырев В.В., д.х.н., академик РАН, (г. Новосибирск)
Боровиков Ю.С., к.т.н. (г. Томск)
Гуляев Ю.В., д.ф.-м.н., академик РАН (г. Москва)
Дамам Ж., д.н. (Франция)
Дмитриев А.Ю., к.т.н. (г. Томск)
Долматов О.Ю., к.т.н. (г. Томск)
Ершов Ю.Л., д.ф.-м.н., академик РАН (г. Новосибирск)
Клименов В.А., д.т.н. (г. Томск)
Конторович А.Э., д.г.-м.н., академик РАН (г. Новосибирск)
Крёнинг М., д.н. (Германия)
Летников Ф.А., д.г.-м.н., академик РАН (г. Иркутск)
Мазуров А.К., д.г.-м.н. (г. Томск)
Месяц Г.А., д.ф.-м.н., академик РАН (г. Москва)
Михайленко Б.Г., д.ф.-м.н.,
академик. РАН (г. Новосибирск)
Накоряков В.Е., д.т.н., академик РАН (г. Новосибирск)
Панин В.Е., д.ф.-м.н., академик РАН (г. Томск)
Сигов А.С., д.ф.-м.н., академик РАН (г. Москва)
Сигфуссон Т.И., д.н. (Исландия)
Сонькин М.А., д.т.н. (г. Томск)
Третьяков Ю.Д., д.х.н., академик РАН (г. Москва)
Турнаев В.И., д.и.н. (г. Томск)
Филиппов Г.А., д.т.н., академик РАН (г. Москва)
Чайковский Д.В., к.ф.н. (г. Томск)
Шень Джаоли, д.н. (Китай)
Яковлев А.Н., к.ф.-м.н. (г. Томск)

Редакционная коллегия:

Власов В.А. (гл. редактор), д.ф.-м.н.
Коробейников А.Ф. (зам. гл. редактора), д.г.-м.н.
Могильницкий С.Б. (ученый секретарь), к.ф.-м.н.
Барышева Г.А., д.э.н.
Заворин А.С., д.т.н.
Григорьев В.П., д.ф.-м.н.
Корниенко А.А., д.ф.н.
Кривобоков В.П., д.ф.-м.н.
Лисицын В.М., д.ф.-м.н.
Погребной В.К., д.т.н.
Потылицын А.П., д.ф.-м.н.
Усов Ю.П., д.т.н.
Филимонов В.Д., д.х.н.

Журнал зарегистрирован Министерством
Российской Федерации по делам печати,
телерадиовещания и средств массовых коммуникаций.
Свидетельство ПИ № 77-16615 от 24 октября 2003 г.
Учредитель: Томский политехнический университет

Издается с 1903 г.

BULLETIN OF THE TOMSK POLYTECHNIC UNIVERSITY

Editorial Board:

Chubik P.S. (Chairman), D.E., rector of TPU (Tomsk)
Vlasov V.A. (Deputy chairman), Phys. and Math. D. Sc.,
pro-rector of TPU for Research and Innovation (Tomsk)
Alekseenko S.V., Phys. and Math. D. Sc.,
corresponding member of RAS (Novosibirsk)
Boldyrev V.V., D. Chem., member of RAS (Novosibirsk)
Borovikov Yu.S., Candidate of Science (Tomsk)
Gulyaev Yu.V., Phys. and Math. D. Sc., member of RAS (Moscow)
Damamme G., Phys. and Math. D. Sc. (France)
Dmitriev A.Yu., Candidate of Science (Tomsk)
Dilmatov O.Yu., Candidate of Science (Tomsk)
Ershov Yu.L., Phys. and Math. D. Sc., member of RAS (Novosibirsk)
Klimenov V.A., D.E. (Tomsk)
Kontorovich A.E., Geol. and Mineral. D. Sc., member of RAS (Novosibirsk)
Kröning M., Dr.h.c. (Germany)
Letnikov F.A., Geol. and Mineral. D. Sc., member of RAS (Irkutsk)
Mazurov A.K., Geol. and Mineral. D. Sc. (Tomsk)
Mesyats G.A., Phys. and Math. D. Sc., member of RAS (Moscow)
Mikhailenko B.G., Phys. and Math. D. Sc.,
member of RAS (Novosibirsk)
Nakoryakov V.E., D. E., member of RAS (Novosibirsk)
Panin V.E., Phys. and Math. D. Sc., member of RAS (Tomsk)
Sigov A.S., Phys. and Math. D. Sc., member of RAS (Moscow)
Sigfusson T.I., Ph. D. (Island)
Sonkin M.A., D. E. (Tomsk)
Tretyakov Yu.D., D. Chem., member of RAS (Moscow)
Turnaev V.I., Ph. D. (Tomsk)
Filippov G.A., D.E., member of RAS (Moscow)
Chaikovskij D.N., Candidate of Science (Tomsk)
Shen Zhaoli, Ph. D. (China)
Yakovlev A.N., Candidate of Science (Tomsk)

Editorial:

Vlasov V.A. (Editor in Chief), Phys. and Math. D. Sc.
Korobeinikov A.F. (Deputy Editor in Chief), Geol. and Mineral. D. Sc.
Mogilnitsky S.B. (Science Secretary), Candidate of Phys. and Math. Sc.
Barysheva G.A., Ec. D.
Zavorin A.S., D.E.
Grigoriev V.P., Phys. and Math. D. Sc.
Kornienko A.A., Ph. D.
Krivobokov V.P., Phys. and Math. D. Sc.
Lisitzyn V.M., Phys. and Math. D. Sc.
Pogrebnoy V.K., D.E.
Potylitzin A.P., Phys. and Math. D. Sc.
Usov Yu.P., D.E.
Filimonov V.D., D. Chem.

Подписной индекс по каталогу
Агентства «Роспечать» – 18054

Журнал рассылается в адреса 50-и библиотек РФ,
США, ФРГ, Великобритании, Франции
и 9-и стран ближнего зарубежья

Полнотекстовый доступ к электронной версии
журнала возможен на сайтах ТПУ: portal.tpu.ru/izvestiya/;
ООО «Научная электронная библиотека»:
www.elibrary.ru, www.e-library.ru,
а также поисковой системы scholar.google.com

Импакт-фактор РИНЦ 2011 г. 0,210

СОДЕРЖАНИЕ

МИНЕРАЛОГИЯ

Петролого-геохимические особенности девонских гранитоидов северо-западной части Рудного Алтая
Туркин Ю.А., Новоселов К.Л.

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Восстановленные интрузивно-гидротермально-метасоматические золоторудные системы
Коробейников А.Ф., Гусев А.И., Красова А.С.

Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в Вернинском золоторудном месторождении (Ленский район)
Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В.

Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 3. Геохимия золота и серебра
Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В.

Золото в рудах редкометалльного месторождения Сырымбет (Северный Казахстан)
Потселуев А.А., Перегудов В.В., Бабкин Д.И., Ананьев Ю.С.

Вихревая природа рудогенных геохимических полей
Ворошилов В.Г.

Типоморфизм хлоритов Сухаринского рудного поля
Лупак Е.М.

Редкоземельные элементы в метасоматитах и рудах золоторудных месторождений Западной Калбы
Ананьев Ю.С.

Минеральные комплексы руд и генезис золоторудного месторождения Чертова Корица (Патомское Нагорье)
Вагина Е.А.

Рудная минерализация идарского дунит-гарцбургитового комплекса (Северо-Запад Восточного Саяна)
Юричев А.Н., Чернышов А.И.

ГЕОФИЗИКА

Методы теории потенциала при решении прямых задач гравиметрии и геодинамики трехмерных неоднородных сред
Пятаков Ю.В., Исаев В.И., Косыгин В.Ю.

Аналитическое описание затухания установившегося волнового гидрогеодинамического процесса в напорном пласте с перетеканием
Заведий Т.Ю., Ерофеев Л.Я.

ГЕОХИМИЯ

Природа тонштейнов Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна
Арбузов С.И., Волостнов А.В., Ильенок С.С., Рыбалко В.И.

Уран и торий в рудах Бакчарского железорудного месторождения
Ершов В.В., Рихванов Л.П., Пшеничкин А.Я., Арбузов С.И.

ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА

Тяжелые ванадиевые нефть России
Ященко И.Г.

Глиноземистые и железистые породы из продуктивной толщи юго-востока Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (Томская область)
Ежова А.В.

Очаги генерации и первично-аккумулятивные ресурсы баженских нефтей Усть-Тымской мегавпадины
Лобова Г.А.

Обоснование рационального комплекса гидродинамических исследований водоносных горизонтов
Останин В.А., Пешков В.Е., Крохалев И.В., Паровинчак К.М., Сырчина Н.В., Тихомирова Н.О.

Формирование пород-коллекторов в доюрских карбонатных отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы
Ковешников А.Е.

CONTENTS

MINERALOGY

5 Petrological and geochemical features of Devonian granitoids in north-west part of Rudny Altai
Turkin Yu.A., Novoselov K.L.

GEOLOGY AND MINERALS

16 The reduced intrusive-hydrothermal-metasomatic gold systems
Korobeynikov A.F., Gusev A.I., Krasova A.S.

22 Petrological and geochemical features of wallrock metasomatism in Verninskoje gold deposit (Lensk region)
Kucherenko I.V., Gavrilov R.Yu., Martynenko V.G., Verkhosin A.V.

33 Petrological and geochemical features of wallrock metasomatism in Sukhoi Log gold deposit (Lensk region). P. 3 Gold and silver geochemistry
Kucherenko I.V., Gavrilov R.Yu., Martynenko V.G., Verkhosin A.V.

41 Gold in ores of Syrymbet rare metal deposit (North Kazakhstan)
Potseluev A.A., Peregudov V.V., Babkin D.I., Ananyev Yu.S.

46 Vortex nature of ore-genic geochemical fields
Voroshilov V.G.

52 Chlorite genetic properties of Sukharinsk ore field
Lupak E.M.

56 Rare-earth elements in metasomatic rocks and ores of gold deposits in Western Kalba
Ananyev Yu.S.

63 Mineral ore complexes and genesis of Chertovo Koryto gold deposit (Patom upland)
Vagina E.A.

69 Ore mineralization of the idarsky dunite-harzburgite complex (northwest of Eastern Sayan)
Yurichev A.N., Chernyshov A.I.

GEOPHYSICS

76 The potential theory methods at solution of direct gravity and geodynamics problems of three-dimensional heterogeneous media
Pyatakov Yu.V., Isaev V.I., Kosygin V.Yu.

84 Analytical description of steady wave hydrogeodynamic process in confined aquifer with leakage
Zavedy T.Yu., Erofeev L.Ya.

GEOCHEMISTRY

89 The nature of tonsteins in Azeisk deposit of Irkutsk coal basin
Arbuzov S.I., Volostnov A.V., Ilyenok S.S., Rybalko V.I.

97 Uranium and thorium in ores of Bakchar iron ore deposit
Ershov V.V., Rikhvanov L.P., Pshenichkin A.Ya., Arbuzov S.I.

OIL AND GAS GEOLOGY

105 Heavy vanadium bearing oils of Russia
Yashchenko I.G.

111 Aluminous and ferriferous rocks of the productive strata in the south-east of Western Siberian oil-and-gas province (Tomsk region)
Ezhova A.V.

122 The generation centers and primary-accumulated resources of Bazhenov oils in the Ust-Tym megadepression
Lobova G.A.

129 Substantiation of rational complex of aquifer hydrodynamic researches
Ostanin V.A., Peshkov V.E., Krokhalev I.V., Parovinchak K.M., Syrchina N.V., Tikhomirova N.O.

132 Reservoir rocks formation in pre-Jurassic carbonate deposits of Western Siberian geosyncline
Koveshnikov A.E.

Породы-коллекторы доюрских карбонатно-кремнисто-глинистых отложений Западно-Сибирской геосинеклизы Ковешников А.Е.	138	Reservoir rocks of pre-Jurassic carbonate-silicate-clay deposits of the Western Siberian geosineclise Koveshnikov A.E.	138
Вещественно-структурные особенности средне-верхнеюрских отложений Лугинецкого месторождения (Томская область) Жилина Е.Н.	143	Material-structural features of middle-upper-Jurassic deposits in Lugnetsk field (Tomsk region) Zhilina E.N.	143
Выбор методов увеличения нефтеотдачи на основе аналитической оценки геолого-физической информации Иванов Е.Н., Кононов Ю.М.	149	The selection of enhanced oil recovery methods based on analytical estimation of geological physical data Ivanov E.N., Kononov Yu.M.	149
ГИДРОГЕОЛОГИЯ		HYDROGEOLOGY	
Гидрологическое обоснование хозяйственного освоения торфяных болот (на примере водосбора реки Ключ, Западная Сибирь) Савичев О.Г., Бернатонис П.В., Бернатонис В.К.	155	Hydrological substantiation of economic development of marshes (by the example of the Kluch river basin, Western Siberia) Savichev O.G., Bernatonis P.V., Bernatonis V.K.	155
Химический состав соленых озер Северо-Минусинской котловины, Хакасия Гусева Н.В., Копылова Ю.Г., Хвашевская А.А., Сметанина И.В.	163	Chemical composition of salt lakes in Severo-Minusinsk depression, Khakasiya Guseva N.V., Kopylova Yu.G., Khvashchevskaya A.A., Smetanina I.V.	163
Подземные воды центральной части Кузбасса: химический состав в пределах различных ландшафтных областей Токаренко О.Г.	169	Ground waters of Kuzbas central part: chemical composition within various landscape regions Tokarenko O.G.	169
ТЕХНОЛОГИЯ И ТЕХНИКА ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ		TECHNOLOGY AND TECHNIQUE OF EXPLORATION WORKS	
Экспериментальные исследования механизма формирования гидравлических импульсов для разрушения горных пород при бурении Федин Д.В., Шадрина А.В., Саруев Л.А.	175	The experimental investigations of fluid pulse formation mechanism for rock destruction when drilling Fedin D.V., Shadrina A.V., Saruev L.A.	175
Организация массопереноса в затопленном очистном пространстве при скважинной гидродобыче Горшенин Н.Е.	179	Slurry transfer organization in flooded stope at hydraulic borehole mining Gorshenin N.E.	179
ГЕОЭКОЛОГИЯ		GEOECOLOGY	
Вариации компонент радиационного фона в сейсмически активном и спокойном регионах (предварительные результаты) Вуколов А.В., Ипполитов И.И., Каратаев В.Д., Нагорский П.М., Смирнов С.В., Фирстов П.П., Яковлева В.С.	184	Variation of radiation background components in seismically active and quiet regions (preliminary results) Vukolov A.V., Ippolitov I.I., Karataev V.D., Nagorsky P.M., Smirnov S.V., Firstov P.P., Yakovleva V.S.	184
Акустические шумы урбанизированных территорий на примере г. Томска Бочаров А.А., Колесник А.Г., Соловьев А.В.	191	Acoustic noises of the urban lands by the example of Tomsk Bocharov A.A., Kolesnik A.G., Solovyev A.V.	191
Обоснование предельно допустимых норм на индукцию магнитных полей промышленной частоты для человека Семенов А.В.	197	Substantiation of utmost allowable standards for magnetic induction with industrial frequency for a man Semenov A.V.	197
Гидрогеохимия городских агломераций [Кiryukhin V.A.], Норова Л.П.	201	Hydrogeochemistry of urban agglomerations [Kiryukhin V.A.], Norova L.P.	201
В ПОРЯДКЕ ОБСУЖДЕНИЯ		DISCUSSION	
Динамика жизни нефтяного месторождения Запивалов Н.П.	206	The dynamic of oil field life Zapivalov N.P.	206
НАШИ ЮБИЛЯРЫ		ANNIVERSARIES	
Профессору В.Л. Сергееву – 65 лет	212	Professor V.L. Sergeev is 65	212
Профессору А.А. Поцелуеву – 60 лет	214	Professor A.A. Potseluev is 60	214
Профессору В.И. Исаеву – 60 лет	216	Professor V.I. Isaev is 60	216
Профессору М.В. Коровкину – 60 лет	218	Professor M.V. Korovkin is 60	218
НЕКРОЛОГ		NECROLOGY	
Профессор Н.М. Рассказов (1932–2012)	221	Professor N.M. Rasskazov (1932–2012)	221
РЕФЕРАТЫ СТАТЕЙ		SUMMARIES	
СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ		INFORMATION ABOUT AUTHOR	
228	228		

УДК 550.42:552.11

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКИХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ

Ю.А. Туркин*, К.Л. Новоселов

*ОАО «Горно-алтайская экспедиция», с. Малоенисейское Алтайского края
Томский политехнический университет
E-mail: jura.tourkin@mail.ru

Приводятся новые данные по геологическому строению и гранитоидному магматизму северо-западной, российской части Рудного Алтая. В результате геологических наблюдений, петролого-геохимических исследований с позиции тектоники литосферных плит впервые Новониколаевский, Алейский и Устьянский гранитоидные массивы выделены в составе сложного полифазного алейско-змеиногорского комплекса, сформированного из единого магматического центра активизированной континентальной окраины в средне-позднедевонское время.

Ключевые слова:

Рудный Алтай, гранитоиды, интрузивный комплекс, геодинамические обстановки.

Key words:

Rudny Altai, granitoids, igneous complex, geodynamic environments.

Постановка задачи

Широко развитый в Рудном Алтае гранитоидный магматизм девонского и более молодого возраста имеет достаточно длительную историю изучения [1–4]. По существующим представлениям [4, 5] в пределах российской северо-западной части Рудного Алтая девонские гранитоидные интрузивы объединяются в три магматических комплекса — алейский (D_1), змеиногорский (D_3) и устьянский (D_5). Петротипами первого и последнего являются соответственно Алейский и Устьянский массивы, а петротипом змеиногорского комплекса принят массив Мохнатые Сопки к югу от г. Змеиногорска, не представляющий данный комплекс в полном его проявлении. Поэтому в качестве парапетротипического предлагается рассматривать изученный нами крупный Новониколаевский массив, образующий с Алейским и Устьянским массивами и массивом Мохнатые Сопки единый магматический ареал (рис. 1).

Алейский габбро-тоналит-плагиогранитный интрузивный комплекс, по данным С.П. Шокальского, Г.А. Бабина и др. [4, 5] фиксирует некое коллизийное событие, предшествовавшее формированию девонского окраинно-континентального вулканогенно-плутонического пояса. Обоснование раннедевонского возраста алейского комплекса, по существу единственное, основывается на наличии гальки сходных пород в базальных конгломератах ленинградской и кряковской свит Казахстана.

Однако, в работах В.С. Кузубного [6] и в последнее время исследованиями С.С. Долгушина и др. [7] приводятся убедительные доказательства того, что данные образования являются псевдоконгломератами, эруптивными и эксплозивными брекчиями.

Недостаточно обоснованным является выделение самостоятельного позднедевонского гранит-лейкогранитного устьянского комплекса. Критерием самостоятельности устьянского комплекса, по данным [4, 8], является их красный цвет и более высокие содержания кварца в сравнении с другими гранитоидами района. При этом предполагаемая граница между лейкократовыми гранитоидами змеиногорского и устьянского комплексов остается условной [9].

Таким образом, в регионе, насыщенном магматическими образованиями, в настоящее время отсутствует однозначное представление о формационной принадлежности девонских гранитоидных интрузивов, что во многом объясняется слабой изученностью их геологического строения и вещественного состава. Основная поставленная авторами задача — наряду с детальными полевыми наблюдениями геологического строения и положения Новониколаевского, Алейского и Устьянского гранитоидных массивов в структурах северо-запада Рудного Алтая, провести петролого-геохимические исследования пород и реконструировать с геодинамических позиций эволюцию их формирования в девонское время.

Методика исследований

Полевые работы по геологическому доизучению площади масштаба 1:200000 были сосредоточены в северной части Алейского поднятия, занимающей до 40 % площади российской части Рудного Алтая. Наряду с детальным анализом материалов предшествующих геолого-съёмочных и тематических работ в регионе [3–6] изучены гранитоиды Алейского массива в бассейнах рек Моховушка, Дальняя и Ближняя Щелчиха, породы полифазного Новониколаевского массива в полосе от западных окраин с. Новониколаевка до горы Рассыпухи, а также лейкограниты Устьянского массива в районе с. Устьянка. Определённые трудности при изучении данных массивов сопряжены с их слабой обнаженностью, в связи с чем отбор каменного материала проводился из разрозненных естественных коренных выходов пород и из имеющихся карьерных выработок.

Все аналитические исследования проводились в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Рентгенофлуоресцентный анализ основных петрогенных компонентов выполнен Н.М. Глуховой и А.Н. Торяник. Микроэлементный состав пород определен методом ICP-MS кандидатом химических наук И.В. Николаевой.

Геологическое положение и петролого-петрохимическая характеристика гранитоидных массивов

Новониколаевский, Алейский и Устьянский гранитоидные массивы расположены в пределах северной части Алейского поднятия между девонскими вулканогенными прогибами. Северную часть поднятия занимает полифазный Новониколаевский интрузив, южнее и на юго-западе его сменяют соответственно плагиогранитный Алейский и лейкогранитовый Устьянский массивы (рис. 1).

Новониколаевский массив змеиногорского комплекса, площадью около 1000 км² локализован в северной периферии Алейского поднятия, имеет сложную форму, удлинённую более чем на 60 км в субширотном направлении вдоль Варшавского разлома, по которому он ограничен с севера и надвинут на структуры Рубцовской депрессии. В строении массива выделены породы пяти фаз внедрения, из которых наибольшим распространением (от общего объема пород змеиногорского комплекса) пользуются породы второй, третьей и четвертой фаз внедрения.

Породы **первой фазы** — габброиды и диоритоиды — слагают мелкие (до 1...1,5 км в поперечнике) овально-линзовидные, реже изометрические и неправильные ксеногенные тела в Новониколаевском массиве. Породы обычно интенсивно метаморфизованы и превращены в кварцсодержащие габбро-амфиболиты, менее изменённые разности представлены оливиновыми габбро-норитами, амфиболитизированными шпинелевыми габбро, габбро-анортозитами и габбро-пегматитами. Харак-

терны массивная, реже сланцеватая текстуры, габбровая, габброофитовая и пойкилоофитовая структуры, непостоянные (до лейкогаббро) содержания темноцветных минералов (20...60 об. %), представленных частично уралитизированным моноклинным пироксеном, буровато-зеленой и бурой роговой обманкой, и основного плагиоклаза — лабрадора (в диоритах — андезина). В составе аксессуарных ведущих минералов — зеленая шпинель, титаномагнетит, сфен, апатит.

Химический состав пород I фазы (табл. 1) характеризуется умеренной и низкой титанистостью, умеренной глиноземистостью ($al' = 0,90...0,96$), повышенной железистостью ($f = 1,5...1,8$ в габбро и 2,7 — в диоритах) при высокой степени окисленности железа и нормальной (до низкой) щелочностью и значительными вариациями содержаний калия ($K_2O = 0,15...1,54$ %), фосфора ($P_2O_5 = 0,03...0,29$ %), что позволяет относить данные габброиды к породам как толеитовой, так и известково-щелочной серий.

Породы второй (главной) фазы внедрения пользуются весьма широким распространением, слагая отдельные небольшие массивы, крупные поля в пределах Новониколаевского массива, и многочисленные мелкие тела и ксенолиты среди пород более поздних гранитоидных фаз (рис. 1). Представлены полным спектром пород с фаціальными переходами от кварцевых диоритов до амфибол-биотитовых меланогранитов. Доминирующим распространением пользуются кварцевые диориты, тоналиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые, реже пироксеновые плагиограниты. Породы кварцдиорит-плагиогранитной группы характеризуются серой до зеленовато-серой окраской, массивной, редко гнейсовидной текстурой и среднезернистым строением с доминирующим развитием среди темноцветных минералов зеленой обыкновенной роговой обманки, полевошпатовая составляющая представлена зональным андезином и эпизодически встречающимися единичными зёрнами микроклина. В подчинённых количествах развит железистый биотит, эпизодически встречается диопсид. Среди аксессуарных минералов в больших концентрациях присутствует магнетит (до 50 кг/т), сфен, апатит, в меньших количествах — циркон, монацит, ксенотим, ортит.

Химический состав пород (табл. 1) характеризуется умеренной глиноземистостью (al' в тоналитах и гранодиоритах — 0,96, в плагиогранитах и гранитах — 1,02), умеренной и повышенной железистостью ($f = 1,0...1,5$), низкой апатитностью ($K_{ап} = 0,55...0,59$), нормальной щелочностью с резким преобладанием Na над K. Для пород характерны высокий коэффициент известковистости ($C = 0,43...0,33$) и слабо повышенные содержания фосфора, что типично для пород известково-щелочных серий.

Породы третьей фазы внедрения достаточно однородны и представлены массивными, редко гнейсовидными биотит-роговообманковыми и биотитовыми лейкоплагиогранитами. Характерны

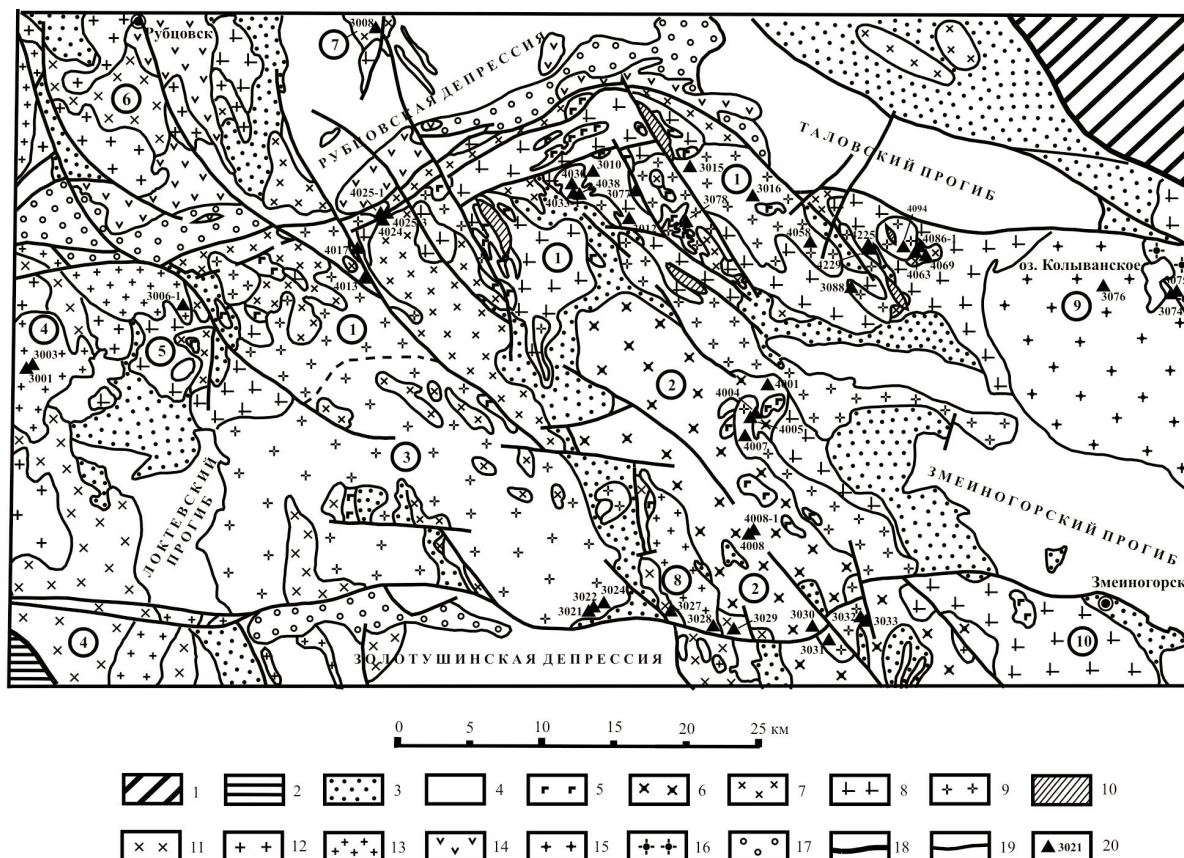


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Алейского поднятия Рудного Алтая. 1) каледонские структуры Горного Алтая; 2) герцинские структуры Иртышской зоны смятия; 3–4) структурно-вещественные комплексы Рудно-Алтайской зоны (3 – терригенный комплекс основания, 4 – девонский осадочно-вулканогенный комплекс); 5–10) девонский интрузивный комплекс Рудного Алтая (5 – габброиды и диоритоиды ранней фазы, 6 – тоналиты и плагиограниты Алейского массива, 7 – породы второй фазы змеиногорского комплекса, 8 – лейкоплагиограниты третьей фазы змеиногорского комплекса, 9 – лейкограниты четвертой фазы змеиногорского комплекса, в том числе Устьянского массива, 10 – калиевые лейкограниты пятой фазы змеиногорского комплекса); 11–13) интрузивные образования средне-позднекаменноугольного волчихинского (поздnezмеиногорского) комплекса (11 – породы ранних фаз, 12 – граниты третьей фазы, 13 – лейкограниты четвертой фазы); 14) вулканогенные образования средне-позднекаменноугольного панфиловского комплекса; 15–16) интрузивные образования пермо-триасового синюшинского комплекса (15 – гранитоиды главной фазы, 16 – лейкограниты третьей фазы); 17) приразломные прогибы аккреционно-коллизийной и позднеколлизийной стадий; 18) границы структурно-формационных зон; 19) прочие разломы; 20) точки отбора и номера проб. Интрузивные массивы (цифры в кружках): 1) Новониколаевский; 2) Алейский; 3) Устьянский; 4) Локтевский; 5) Новоматвеевский; 6) Рубцовский; 7) Новосклюхинский; 8) Павловский; 9) Саввушкинский; 10) Мохнатые Сопки

фацально-структурные вариации до лейкоплагиогранит-порфиров с крупными таблитчатыми фенокристаллами олигоклаза, зонального олигоклаз-андезина, а также округлыми зернами кварца в аплитовидной основной массе породы. Темноцветные минералы представлены зеленой роговой обманкой, иногда замещенной амфиболом тремолит-актинолитового ряда и биотитом. Калиевый полевой шпат представлен микроклином, присутствует в мелких единичных зернах и содержание его увеличивается в калишпатизированных разностях. Среди акцессорных минералов доминируют магнетит, сфен, ильменит, циркон, менее распространены ортит, гранат, монацит. Характерная особенность химизма лейкоплагиогранитов (табл. 1) – высокая кремнеземистость (SiO_2 до 81,5 %) и повышенная натриевость (4,5) с широкими, как и для

пород второй фазы, вариациями содержаний K_2O (0,15...2,4 %), что обусловлено процессом наложенной калишпатизации при внедрении пород последующих фаз. Другие петрохимические показатели (al' , C , f , φ) практически не отличаются от таковых пород второй фазы и являются типичными для лейкократовых гранитоидов континентальных окраин.

Породы четвертой фазы, существенно лейкогранитового состава, пользуются широким распространением, слагают достаточно крупные штоки в Новониколаевском плутоне, имеют интрузивный контакт с породами предшествующих фаз внедрения и нередко содержат многочисленные мелкие ксеногенные тела пород более основного состава ранних фаз внедрения. Для лейкогранитов характерен достаточно простой петрографический со-

став с преимущественным распространением биотитовых и биотит-мусковитовых разностей. Структура пород варьирует от средне-крупнозернистой и слабо порфировидной до мелкозернистой и аплитовидной. Плагиоклаз проявляет слабую зональность с постепенным переходом от олигоклаз-андезитового ядра к олигоклаз-альбитовой периферии.

Калиевый полевой шпат представлен микроклином, который часто образует пертитовые каемки вокруг зерен плагиоклаза. Среди акцессорных минералов широко распространены магнетит, гематит, сфен, циркон, флюорит, реже отмечаются ильменит, апатит, монацит, ксенотим, гранат и др. Химический состав лейкогранитов характеризуется слабо повышенной глиноземистостью ($al^*=1,04$), повышенной апгаитностью – 0,81, весьма высокой железистостью ($f=0,85$) и окисленностью железа ($\varphi=0,42$), очень низкой известковистостью ($C=0,09$), пониженной калиевостью (0,38) при общем в среднем небольшом преобладании натрия над калием (табл. 1) и нормальной щелочности ($Na_2O+K_2O=7,33\%$). По своим петрохимическим показателям лейкограниты весьма близки к гранитоидам А-типа.

Породы пятой, заключительной фазы внедрения развиты очень ограниченно и только в пределах Новониколаевского массива, слагая дайки и мелкие линзовидные тела массивных лейкогранитов

и аплитов, выделяющиеся розовато-серым и красноватым цветом, средне-мелкозернистой до аплитовидной, реже порфировидной и порфировой структурой. Под микроскопом типична аллотриоморфнозернистая структура и кварц-полевошпатовый состав с редкими чешуйками биотита. Полевые шпаты представлены микроклином, микроклин-пертитом и в подчиненном количестве сильным плагиоклазом, обычно представленным шахматным альбитом, иногда присутствующем в виде крупных кристаллов на фоне аплитовидной массы, что придает породе порфировидный облик. По химическому составу лейкограниты и аплиты характеризуются как умеренно-низкоглиноземистые ($al^*=0,98$), низкоизвестковистые ($C=0,04$) и высокожелезистые породы с повышенной щелочностью с существенно калиевой направленностью и высоким коэффициентом апгаитности – 0,94.

Таким образом, Новониколаевский массив, который предлагается рассматривать как парапетропит змеиногорского комплекса, в целом представляет собой сложную по составу и строению многофазную полифациальную породную ассоциацию, объединяющую особенности тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой (гранитоидов андезитового ряда) и лейкогранитовой формаций [6]. Характерная особенность рассматриваемого комплекса – преобладающее развитие пород лейкогранитоидного состава с количественным соотношением основ-

Таблица 1. Средний химический состав пород Новониколаевского, Алейского и Устьянского массивов, мас. %

Порода	Фаза	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Новониколаевский массив													
Габбро-анортозиты	I	4	43,21	0,11	24,79	3,70	2,43	0,08	8,35	14,52	0,84	0,08	0,02
Габбро-пегматиты		1	46,43	0,28	17,42	1,86	5,28	0,06	10,8	15,30	0,70	0,15	–
Габбро		5	49,47	0,93	16,33	6,02	4,91	0,14	6,95	10,58	2,12	0,86	0,13
Габбро-диориты		2	53,08	0,96	15,02	11,55	0,18	5,23	8,39	3,20	0,62	0,11	
Диориты		1	54,40	1,04	15,00	6,06	5,24	0,12	4,16	3,55	2,36	0,77	0,14
Кварцевые диориты	II	9	60,92	0,73	15,60	2,64	3,21	0,12	2,80	5,77	3,32	1,51	0,15
Тоналиты и гранодиориты		10	66,02	0,55	15,24	2,27	2,72	0,11	1,34	4,03	4,05	1,66	0,16
Плагиограниты		9	69,97	0,44	13,62	1,98	2,54	0,08	1,15	2,90	3,63	1,86	0,14
Граниты		1	69,80	0,42	14,12	1,55	1,71	0,08	1,74	2,38	3,56	3,36	0,09
Лейкоплагиограниты	III	28	76,76	0,20	12,18	2,03	1,66	0,04	0,35	1,93	4,38	0,97	0,04
Лейкограниты	IV	28	76,21	0,13	12,34	1,09	1,35	0,04	0,24	0,99	3,79	3,54	0,04
Лейкограниты умеренно-щелочные	V	6	76,32	0,09	11,91	1,87		0,02	0,11	0,50	3,02	5,81	0,02
Алейский массив													
Тоналит роговообманковый		1	65,20	0,44	16,78	3,78		0,07	1,67	4,57	5,21	0,84	0,14
Плагиогранит катаклазированный		1	69,00	0,34	13,83	4,87		0,11	0,54	6,63	3,00	0,31	0,12
Плагиогранит-порфир		1	70,07	0,28	15,67	2,83		0,06	0,73	2,95	4,29	2,08	0,13
Плагиогранит биотитовый		2	69,08	0,35	15,88	3,03		0,05	1,10	3,25	4,77	1,07	0,16
Устьянский массив													
Лейкограниты нормальной щелочности		14	76,98	0,12	12,29	1,79		0,08	0,13	0,54	3,23	4,22	0,03
Лейкограниты умеренно-щелочные		20	75,81	0,11	12,30	2,14		0,06	0,42	0,53	3,96	4,52	0,02

Примечание. n – число анализов.

ных, средних и кислых пород 1:2:12, что близко к соотношениям этих петрохимических групп в каменевском вулканическом комплексе с широким развитием плагиориолитов, с которым змеиногорский комплекс обнаруживает устойчивые комагматические связи и может быть объединен в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Возраст змеиногорского комплекса определен как позднедевонский по прорыванию отложений заводской и каменевской свит живета — франа и определениям абсолютного возраста на смежных территориях Рудного Алтая, находящихся в интервале от 381 до 340 млн л [4, 5]. Однако наличие комагматических связей с вулканитами каменевского комплекса позволяют предполагать более раннее, позднеживетское время начала формирования породной ассоциации и в целом средне-позднедевонский возраст змеиногорского комплекса.

Алейский гранитоидный массив расположен южнее Новониколаевского плутона (рис. 1) и сливается с ним в центральной части Алейского поднятия. Массив прорывает и метаморфизует терригенные отложения силурийско-нижнедевонской корбалихинской толщи с образованием кварц-плагиоклаз-амфиболовых роговиков, имеет вытянутую в северо-западном направлении форму тела площадью около 300 км². Большая часть его площади интродуцирована лейкогранитами и гранит-порфирами заключительных фаз змеиногорского комплекса. Наиболее распространенные и типичные породы массива представлены тоналитами и плагиогранитами, в участках, приуроченных к тектоническим зонам, появляются гнейсовидные биотитовые плагиограниты и роговообманковые тоналиты.

Минералого-петрографический состав типичных пород массива — тоналитов и плагиогранитов идентичен таковым породам второй фазы Новониколаевского массива: фемические породообразующие чаще представлены зеленой роговой обманкой, реже биотитом, калиевые — зональным андезином, как правило, с лабрадорным ядром. Среди аксессуаров наибольшие количества образуют магнетит, сфен, ильменит, меньшие концентрации — циркон, апатит. Химический состав гранитоидов проявляет полное сходство с тоналит-плагиогранитовой группой пород второй фазы Новониколаевского массива (табл. 1), и также относятся к известково-щелочной серии пород.

Типичные представители пород Алейского массива — тоналиты и плагиограниты, как и аналогичные породы второй фазы змеиногорского комплекса, характеризуются высокой известковистостью ($C=0,43$ — в тоналитах и $0,33$ — в плагиогранитах), апатитностью ($K_{\text{ап}}=0,56$), повышенной глиноземистостью и железистостью, отличаясь от аналогичной группы пород Новониколаевского массива более высокими значениями натриевости. Абсолютный возраст алейских пород по разным источникам [4, 9] находится в интервале 375...389 млн л, что позволяет рассматривать Алей-

ский массив как одну из ранних фаз единого средне — позднедевонского габбро-гранитоидного комплекса Рудного Алтая тоналит-плагиогранит-лейкогранитовой формации.

Устьянский гранитоидный массив, площадью около 270 км², занимает юго-западную часть Новониколаевского плутона, имеет овальную форму, слабо вытянутую в субширотном направлении вдоль Алейского разлома (рис. 1). Гранитоиды прорывают позднесилурийско-раннедевонские отложения корбалихинской толщи. Породы экзоконтакта интенсивно ороговикованы и обильно инъецированы гранитным материалом, представляя собой мигматитоподобные образования [5]. Массив сложен лейкогранитами с фациальными вариациями структур от мелко-, среднеравнозернистых до порфировидных и крупнозернистых. По петрографическому составу лейкограниты весьма близки к таковым породам четвертой и пятой фаз Новониколаевского плутона, отличаясь лишь несколько повышенными содержаниями калиевого полевого шпата.

Согласно проведенному анализу химического состава пород, в том числе с использованием данных [4, 5], лейкограниты по содержаниям щелочей разбиваются на две группы с ясно выраженными модальными значениями суммы щелочей: лейкограниты нормальной щелочности и умеренно-щелочные, что также сближает устьянские лейкограниты с соответствующими породами четвертой и пятой фаз внедрения Новониколаевского плутона. Как и лейкограниты нормальной щелочности четвертой фазы, описываемые породы характеризуются более высокими содержаниями SiO_2 , и более низкими — FeO и MgO (табл. 1). По своим петрохимическим характеристикам ($al'=1,04$, $C=0,05$, $K_{\text{ап}}=0,88$) лейкограниты рассматриваемого массива отвечают лейкогранитам заключительных четвертой и пятой фаз змеиногорского комплекса и отличаются от них лишь слабо повышенными содержаниями K и пониженными значениями Ca . При этом в Новониколаевском массиве повышенно-калиевые умеренно-щелочные лейкограниты слагают отдельные фазовые мелкие тела и дайки, а в крупном Устьянском массиве они преобладают и находятся в фациальных взаимоотношениях с ультракислыми лейкогранитами нормальной щелочности.

Позднедевонский возраст устьянских лейкогранитов определяется из следующих данных: 1) гранитоиды массива прорывают позднесилурийско-раннедевонские отложения корбалихинской толщи и не оказывают контактового воздействие на вулканиты фаменского пихтового комплекса [8]; 2) в отложениях пихтовской свиты присутствуют гальки лейкократовых гранитов по петрографическому составу аналогичных таковым из Устьянского массива; 3) абсолютный возраст, выполненный $U-Pb$ методом по цирконам, составляет $372,1 \pm 5,6$ млн л [4], что отвечает позднему девону.

Геохимические черты поведения редких и редкоземельных элементов и геодинамическая типизация гранитоидов

Распространенность редких и редкоземельных (РЗЭ) примесных элементов в гранитоидах Новониколаевского, Алейского и Устьянского массивов

представлена в табл. 2. Учитывая формы нахождения примесей в породах, редкие элементы объединены в три группы: сидерофильные (группа железа) – Sc, V, Cr, Co, Ni; халькофильные – включают Ga; наиболее многочисленная группа – литофильные, представленные Ba, Sr, Rb, Cs, Zr, Hf, Y, Nb,

Таблица 2. Средние содержания редких и редкоземельных элементов в гранитоидах Новониколаевского, Алейского и Устьянского массивов, г/т

Элементы и их отношения	Новониколаевский							Алейский	Устьянский
	II фаза			III фаза		IV фаза	V фаза		
	1	2	3	4	5	6	7		
Sc	25,8	25,0	16,1	8,3	7,8	6,1	5,8	6,8	2,9
V	155,4	60	42,7	19,4	9,4	5,4	2,8	46,7	2,0
Cr	8,8	3,0	6,8	17,9	20,1	12,7	12,1	18,3	22,9
Co	15,0	10,3	5,7	2,8	2,5	2,4	1,5	6,8	2,0
Ni	9,5	10,0	8,2	13,8	14,1	10,0	13,8	5,5	<5
Ga	18,6	17,8	14,6	11,9	13,3	13,0	14,4	17,8	17,0
Rb	25,5	10,4	6,1	7,7	36,6	79,3	142,5	14,5	146,0
Cs	0,3	0,4	0,2	0,2	0,5	1,0	1,5	0,4	1,0
Ba	369,1	314,0	173,8	187,9	359,4	476,9	90,8	125,5	205,8
Sr	246,7	209,0	230,0	203,6	110,0	61,8	13,8	397,4	21,0
Zr	250,9	148,0	145,0	110,2	126,8	104,0	94,8	115,6	155,5
Hf	6,4	4,0	3,9	3,4	4,2	3,8	4,8	3,2	6,4
Nb	9,1	8,3	7,3	10,6	8,6	8,5	12,5	4,3	21,6
Ta	0,5	0,44	0,5	0,9	0,6	0,7	1,2	0,3	1,5
Y	58,9	38,0	33,3	37,3	43,3	40,8	66,0	10,9	53,0
Th	3,0	3,8	4,5	7,2	7,3	8,8	11,6	4,2	14,2
U	1,1	1,0	1,2	1,4	1,3	1,6	1,7	1,0	2,9
La	16,9	18,6	17,2	25,6	20,1	22,0	18,5	13,5	26
Ce	41,6	39	35,1	52,4	40,0	44,2	23,3	25,9	57,5
Pr	6,4	5,0	4,4	6,2	5,5	5,6	6,1	3,2	8,0
Nd	26,8	18,9	17,0	22,9	21,0	21,3	23,9	11,2	31,7
Sm	6,8	4,2	3,6	4,5	4,6	4,8	6,5	2,3	7,9
Eu	1,2	1,1	0,9	0,6	0,7	0,5	0,4	0,7	0,4
Gd	8,0	4,8	4,2	4,8	5,4	5,4	6,9	2,3	8,0
Tb	1,3	0,8	0,7	0,8	0,9	0,9	1,3	0,3	1,4
Dy	8,3	5,0	4,5	5,1	5,8	5,8	8,5	1,6	8,4
Ho	1,8	1,1	1,0	1,1	1,3	1,3	1,9	0,4	1,8
Er	5,1	3,2	3,1	3,4	3,8	3,9	5,9	0,9	5,4
Tm	0,8	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	1,0	0,1	0,9
Yb	4,9	3,3	3,2	3,7	4,1	4,1	6,9	1,0	5,9
Lu	0,7	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	1,0	0,2	0,8
Ba/Sr	1,49	1,50	0,75	0,92	3,26	7,71	6,57	0,31	9,90
Rb/Sr	0,10	0,05	0,03	0,04	0,33	1,28	10,32	0,04	6,90
Co/Ni	1,57	1,03	0,69	0,20	0,17	0,24	0,11	1,23	0,33
Sc/Y	0,43	0,65	0,48	0,22	0,18	0,15	0,08	0,62	0,06
Nb/Ta	18,20	18,86	14,60	11,77	14,33	12,14	10,41	14,20	14,50
Zr/Hf	39,20	37,00	37,18	32,41	30,19	27,36	19,75	36,12	24,30
Th/U	2,72	3,80	3,75	5,14	5,61	5,50	6,82	4,20	5,40
Ce/Yb	8,50	11,80	10,90	14,20	9,80	10,80	3,40	26,00	9,75
La/Lu	24,14	40,43	34,40	51,20	33,50	36,66	18,50	79,41	33,10
Y/Yb	12,02	11,51	10,41	10,08	10,56	9,95	9,56	10,90	9,10

Цифрами обозначены: 1) кварцевые диориты калишпатизированные; 2) тоналиты; 3) плагиограниты; 4) лейкоплагиограниты; 5) лейкоплагиограниты калишпатизированные; 6) лейкограниты нормальной щелочности; 7) лейкограниты умереннощелочные; 8) лейкограниты

Ta, U, Th. Для характеристики содержаний редких элементов используется коэффициент концентрации (K_k), представляющий отношение содержаний примесного элемента в породе к кларку этого элемента в средних или кислых породах по А.П. Виноградову [10].

Элементы группы железа образуют изоморфную примесь в акцессорном титаномagnetите, железосодержащих породообразующих алюмосиликатах и накопление в породах Sc, V, Cr, Co, Ni определяется содержанием минералов-концентраторов и носителей этих сидерофилов. Избыточные концентрации ($K_k > 1$) в породах второй, главной, фазы внедрения Новониколаевского массива образуют все сидерофильные элементы за исключением Cr ($K_k < 1$). Sc предпочтительно накапливается в калишпатизированных кварцевых диоритах и тоналитах (K_k соответственно 10,3 и 8,3).

Обращает внимание резко дефицитное содержание Ni в калишпатизированных кварцевых диоритах ($K_k = 0,17$), в то время как в тоналитах и плагиогранитах концентрации этого элемента находятся в пределах или несколько превышают величину кларка. В кислых дифференциатах последующих фаз внедрения по мере увеличения парциального давления кислорода, изменения кислотности-щелочности и других физико-химических параметров происходит перераспределение примесных элементов группы железа. В структуре magnetита V^{5+} практически полностью вытесняется Fe^{3+} , заметно снижаются концентрации Sc ($K_k = 1,9...2,8$); в лейкоплагиогранитах заключительных инъекций расплава на фоне понизившихся концентраций Co, стабильно накапливается Ni ($K_k = 1,25...1,75$), заметно возрастает активность Cr, содержание которого приближается к кларку ($K_k = 0,5...0,9$).

Таким образом, сидерофильные элементы (Sc, V, Ni, Co) накапливаются в наиболее ранних высокотемпературных дифференциатах магматического расплава и могут использоваться как дополнительный критерий при установлении возрастных взаимоотношений между отдельными интрузивными фазами.

Халькофильный элемент Ga распределяется в породах равномерно, образует близкие к кларку содержания ($K_k = 0,7...0,9$), обладая кристаллохимическим сродством к Al, рассеивается в породообразующих алюмосиликатах.

Редкие **элементы-примеси литофильной группы** (Ba, Sr, Rb, Cs, Zr, Hf, Y, Nb, Ta, U, Th) в породах Новониколаевского плутона в основном образуют относительно кларка низкие концентрации, в их распределении в гранитоидах различных фаз внедрения проявляются определенные закономерности.

Щелочные примесные элементы Ba, Rb, Cs накапливаются в калишпатах и биотите, Sr концентрируется в минералах Са, главным образом в плагиоклазе, а также в акцессорном апатите. Тесная кристаллохимическая связь Ba с К хорошо проявляется в калишпатизированных разностях пород

— с увеличением калиевоности гранитоидов возрастает содержание Ba (табл. 2). Sr образует повышенные концентрации в породах ранней фазы внедрения ($K_k = 0,70...0,75$), в том числе в алейских плагиогранитах, где содержание этого элемента несколько варьирует, достигая в наиболее известковистых разностях пород кларковых величин. Более подвижные редкие щелочные металлы Rb и Cs проявляют четкую тенденцию, особенно Rb, к накоплению вместе с К в поздних дифференциатах гранитоидного расплава вследствие дополнительного привноса их из глубинного очага.

С поступлением поздних инъекций расплава, обогащенных К и редкими щелочными металлами, тенденцию к накоплению отчетливо проявляют Nb, Ta, Y, а также U и Th. Zr и кристаллохимически родственный ему Hf предпочтительно накапливаются в тоналитах и плагиогранитах ранней фазы внедрения, приближаясь к кларковому содержанию в калишпатизированных кварцевых диоритах, в породах последующих фаз содержание Zr и Hf заметно снижается (табл. 2). Несколько не согласуются повышенные концентрации Zr и Hf в породах главной фазы с низкими содержаниями акцессорного циркона — главного минерала-носителя и концентратора этих элементов.

Обращает внимание содержание и распределение в породах Y, который образует избыточные концентрации в породах всех рассматриваемых интрузивных фаз ($K_k = 1,2...1,95$) за исключением плагиогранитов Алейского массива, где Y относится к дефицитным примесным элементам. В породах Y находится в форме самостоятельной минеральной фазы — акцессорного ксенотима, который в единичных зернах встречается во всех породах кроме алейских плагиогранитов; в лейкогранитах Устьянского массива ксенотим часто устанавливается в ассоциации с иттрофлюоритом. Кроме того, широко известны химическое и структурное родство Y с лантаноидами, особенно цериевой группы, что приводит к совершенному изоморфизму Y с РЗЭ и соответственно к его накоплению с лантаноидами, а также с Zr и Sc [11].

Содержание Nb в породах доминирует над Ta, распределяются элементы в дифференциатах различных фаз равномерно, образуют низкие концентрации, лишь в лейкогранитах Устьянского массива отмечается накопление Nb ($K_k = 1,2$). Как изоморфная примесь Nb и Ta отмечены в титансодержащих акцессориях — ильмените, рутиле, в устьянских лейкогранитах, кроме того, установлены единичные зерна ильменорутита. Радиоактивные примесные элементы U и Th в породах имеют низкие содержания ($K_k = 0,3...0,4$). Проявляется тенденция к накоплению U и Th в породах заключительных фаз по мере возрастания их калиевоности, в том числе и в калишпатизированных лейкогранитах Устьянского массива, и коэффициенты концентраций U и Th несколько превышают значения кларка или близки к нему ($K_k U = 1,2$, $K_k Th = 0,8$). В породах поздних фаз, в том числе в устьянских лейкограницах

тах, присутствует акцессорный торит – минерал-носитель и концентратор Th и U.

Гранитоиды, принадлежащие различным интрузивным фазам Новониколаевского массива, достаточно надежно индивидуализируются также коэффициентами отношений элементов, которые можно использовать в качестве дополнительных типоморфных признаков при установлении возрастных взаимоотношений между отдельными интрузивными фазами (табл. 2). Так, коэффициенты отношений Rb/Sr, Sc/Y, Co/Ni и др. плагиогранитов Алейского массива весьма близки к тоналитам и плагиогранитам главной фазы внедрения Новониколаевского плутона, отличаясь от них более низкой величиной отношения Ba/Sr. Лейкограниты Устьянского массива, как и гранитоиды заключительных фаз внедрения Новониколаевского массива, характеризуются близкими коэффициентами таких отношений как Sc/Y, Rb/Sr, Co/Ni, Zr/Hf, Th/U, но отличаются более высокими значениями коэффициентов Ba/Sr, Nb/Ta, Zr/Hf. Определенные коррективы в распределение примесных элементов и соответственно в величины коэффициентов их отношений вносят многие факторы: геолого-структурное положение магматических тел, их фациальная принадлежность, постмагматические изменения и другие.

В изученных гранитоидах электронно-микроскопическими исследованиями установлены такие акцессорные минералы-концентраторы и носители лантаноидов как монацит, ксенотим, апатит, ортит, торит, паризит, сфен. Широко распространенный в породах акцессорный циркон не содержит примесей РЗЭ, а также Y. Присутствие редкоземельных элементов в гранитоидах определяется, главным образом, повышенным содержанием кристаллохимически родственного лантаноидам Y, который играет ведущую роль в формировании самостоятельных минеральных фаз и структурных примесей в Ca-содержащих минералах.

В распределении РЗЭ в породах рассматриваемых массивов наряду с общей тенденцией поведения лантаноидов – доминирование легких над тяжелыми, повышенные содержания в кварцевых диоритах тяжелых РЗЭ в сравнении с гранитоидами, увеличение роли легких лантаноидов в кислых породах последующих III и IV фаз внедрения, проявляются особенности, индивидуализирующие отдельные группы пород (табл. 2). Так, лейкограниты заключительной фазы Новониколаевского плутона выделяются более низкими концентрациями легких РЗЭ и резко возросшими – тяжелыми. Сопоставляемые с ними устьянские лейкограниты также обогащены тяжелыми лантаноидами, но более насыщены легкими и по их содержанию весьма близки к породам – дифференциатам IV фазы. Обращают внимание аномально низкие концентрации тяжелых лантаноидов и заметно пониженные – легких в плагиогранитах Алейского массива, что заметно отличает их от тоналитов и плагиогранитов главной фазы Новониколаевского плутона.

Диаграмма распределения РЗЭ (рис. 2) демонстрирует близость пород II и III фаз Новониколаевского плутона – незначительный разброс содержаний лантаноидов, слабо выраженный Eu-минимум. Породы Алейского массива, в целом сохраняя тенденции распределения тоналитов и плагиогранитов главной фазы, отличаются от новониколаевских пород аномально пониженными содержаниями тяжелых лантаноидов (рис. 2, А). По распределению РЗЭ плагиограниты Алейского массива сопоставимы с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации северочилийских Анд [12] и трондjemитами континентальных окраин по Дж.Г. Арт [13]. На диаграмме (рис. 2, Б) отчетливо проявляется близость, особенно по тяжелым лантаноидам, глубокому Eu-минимуму, устьянских лейкогранитов и лейкогранитов IV и V фаз Новониколаевского массива.

На дискриминантных диаграммах Дж. Пирса [14] (рис. 3) породы главной фазы Новониколаевского массива ложатся в поле островных дуг и активно-континентальных гранитоидов, приближаясь к полям внутриплитных и срединно-океанических хребтов. По петрохимическим особенностям (повышенные калиево-железистость и глинозема-мистость) породы второй фазы достаточно хорошо идентифицируются по схеме геодинамической типизации гранитоидов [15] с островными и континентальными дугами, располагаясь близко к полям рифтогенных гранитоидов. Фигуративные точки высоконатриевых лейкогранитов III фазы концентрируются в поле островных дуг, а калишпатизированные их разновидности смещены в область составов толеитовых гранитов срединно-океанических хребтов. На диаграмме Г. Тишендорфа и В. Пальхена [16] большая часть лейкогранитов, как и породы главной фазы, располагаются в поле мантийных гранитоидов толеитовой серии (рис. 4).

Породы IV фазы концентрируются на границе полей островодужных и внутриплитных гранитоидов, что характерно для активно-окраинных континентальных образований и по своим петрохимическим и геохимическим особенностям отвечают гранитоидам А-типа, и на диаграмме (рис. 4) ложатся в поле интрузивных гранитоидов океанической коры. Фигуративные точки лейкогранитов V фазы Новониколаевского массива располагаются на границе раздела полей островодужных, коллизионных и внутриплитных гранитоидов, обнаруживая по ряду петрохимических и геохимических показателей (повышенные калиево-железистость, коэффициент апаитности, высокие показатели Rb/Sr и пониженные Ce/Yb и других отношений) близость к характеристикам гранитоидов А-типа, и видимо фиксируют инъекции наиболее фракционированных (и возможно наиболее континентализированных) порций гранитоидной магмы Новониколаевского плутона. На диаграмме (рис. 4) они ложатся в поле автохтонных гранитоидов континентальной коры.

Породы Алейского массива на дискриминантных диаграммах (рис. 3) располагаются в полях

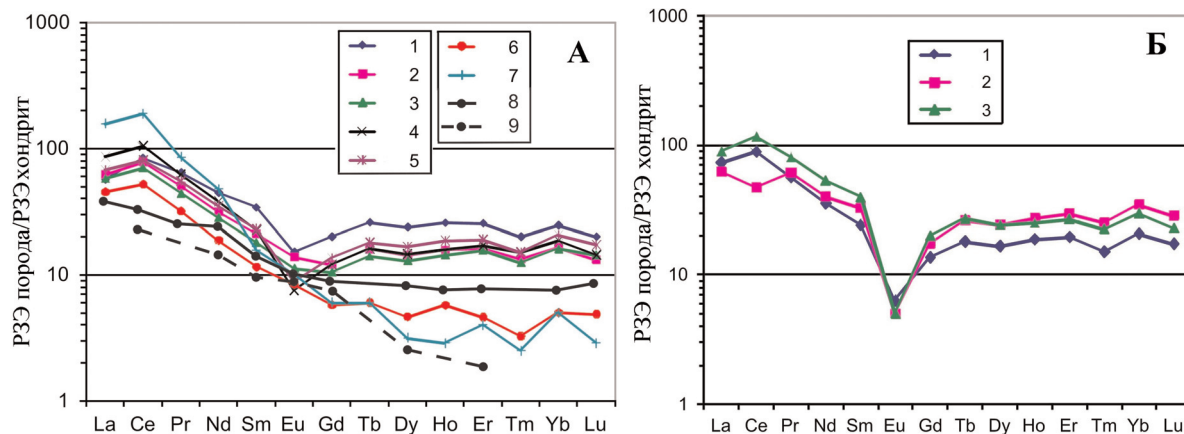


Рис. 2. Распределение РЗЭ в гранитоидах Новониколаевского, Алейского и Устьянского массивов: А – породы Новониколаевского и Алейского массивов. Новониколаевский массив: 1) кварцевые диориты калишпатизированные II фазы; 2) тоналиты II фазы; 3) плагиограниты II фазы; 4) лейкоплагиограниты III фазы; 5) лейкоплагиограниты калишпатизированные III фазы; Алейский массив: 6) плагиограниты; 7) лейкоплагиограниты; типовые обстановки: 8) гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации северочилийских Анд [12]; 9) трондjemиты континентальных окраин по Дж.Г. Арт [13]. Б – породы Новониколаевского и Устьянского массивов: Новониколаевский массив: 1) лейкограниты нормальной щелочности IV фазы; 2) лейкограниты умеренно-щелочные V фазы; Устьянский массив: 3) лейкограниты (среднее)

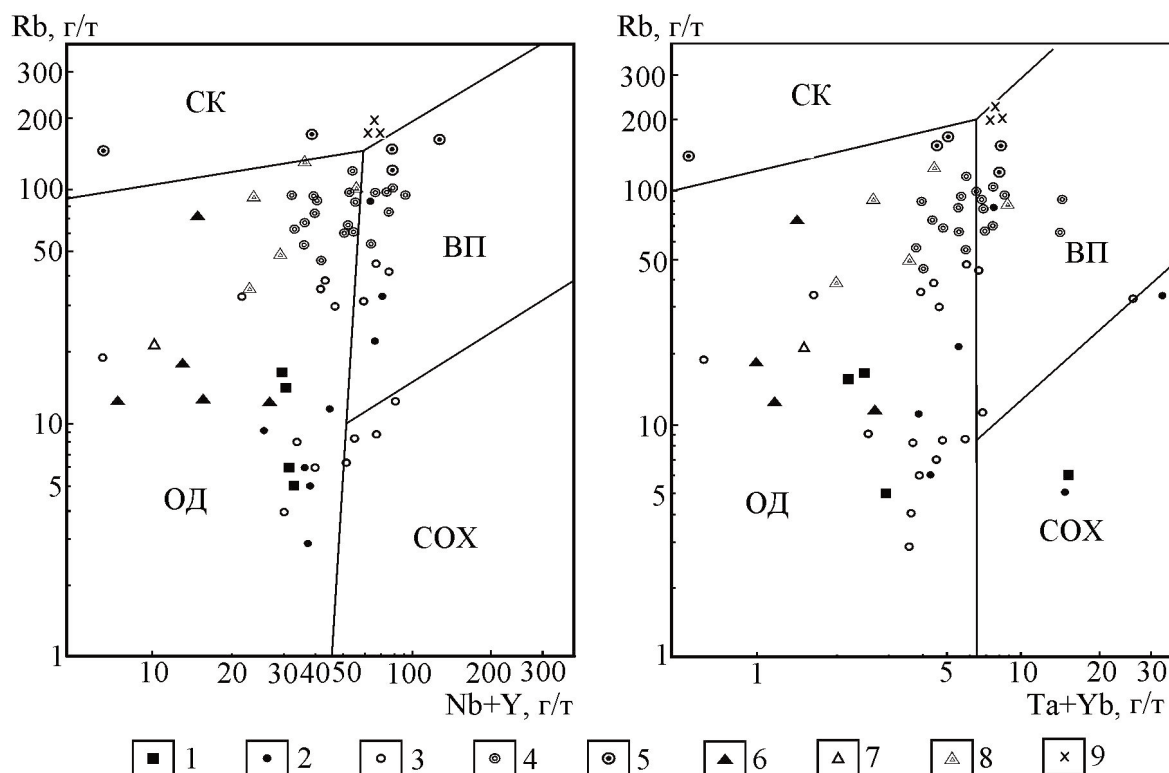


Рис. 3. Дискриминантные диаграммы Дж. Пирса [14] гранитоидов Новониколаевского, Алейского и Устьянского массивов. Породы Новониколаевского массива: 1) I фазы; 2) II фазы; 3) III фазы; 4) IV фазы; 5) V фазы. Породы Алейского массива: 6) плагиограниты; 7) лейкоплагиограниты; 8) лейкограниты. Породы Устьянского массива: 9) лейкограниты. Поля составов гранитоидов: СОХ – срединно-океанических хребтов; ОД – островных дуг и активных континентальных окраин; СК – синколлизионных; ВП – внутриплитных

гранитоидов островных дуг и активных континентальных окраин, слабо дистанцируясь от аналогичных петрохимических типов пород II фазы Новониколаевского массива в левую часть поля островных дуг, а по содержаниям и спектрам распределения РЗЭ идентифицируются с трондjemитами

и породами тоналит-гранодиоритовой формации Анд (рис. 2). Однако петрохимические и геохимические характеристики пород Алейского массива несколько своеобразны и не позволяют однозначно идентифицировать их с каким-либо из известных типов гранитоидов. Низкие содержания в по-

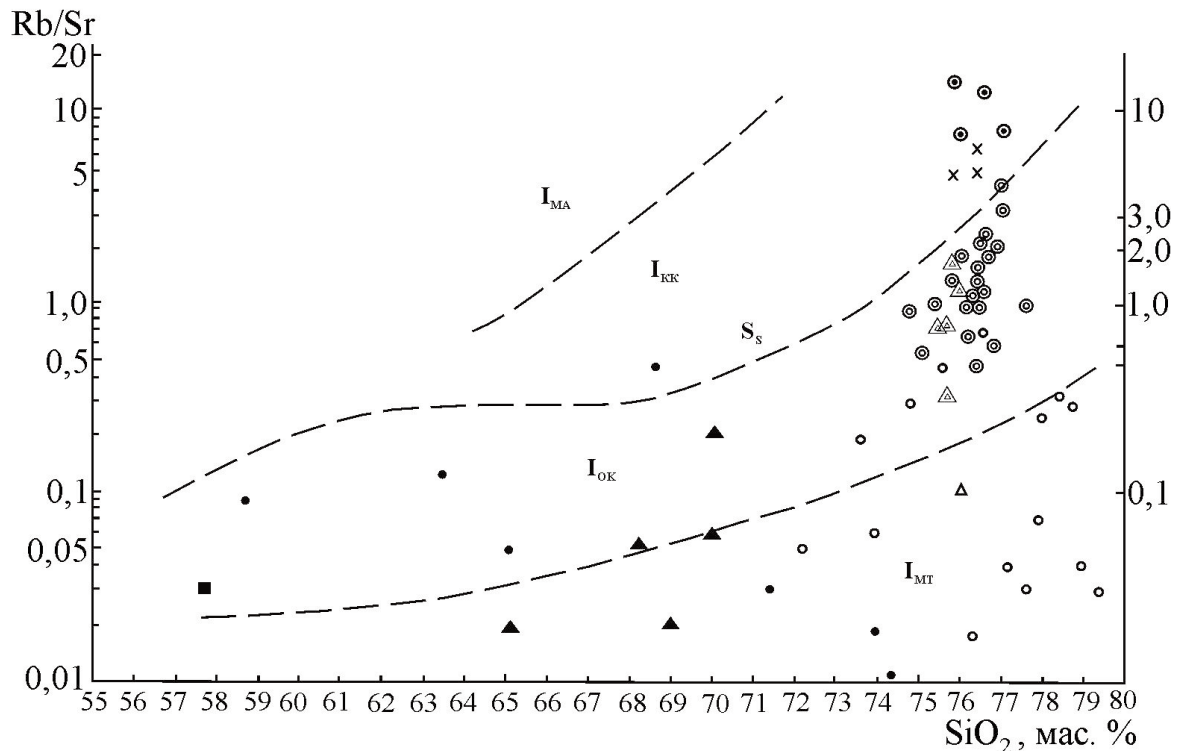


Рис. 4. Диаграммы Rb/Sr – SiO₂ Г. Тишендорфа и В. Пальхена [16] для пород Новониколаевского, Алейского и Устьянского массивов. Поля гранитоидов: I_{MT} – интрузивные мантийные гранитоиды толеитовой серии, I_{OK} – интрузивные гранитоиды океанической коры, I_{KK} – интрузивные гранитоиды континентальной коры (коллизийные гранитоиды), I_{MA} – интрузивные мантийные гранитоиды щелочной серии (внутриплитные граниты), S_S – in situ – автохтонные гранитоиды континентальной коры. Условные знаки см. рис. 3

родах K, Rb, Ba, Nb, Ce проявляют признаки плагиогранитов М-типа или гранитоидов толеитового ряда (рис. 4), но низкие концентрации Y и повышенные – Sr, Ga, высокие величины отношений Ce/Yb и низкие Rb/Sr приближают алейские плагиограниты (как и породы второй фазы Новониколаевского массива) к гранитоидам I-типа (рис. 4).

В то же время петрогеохимические особенности алейских плагиогранитоидов (высокие содержания Na, Ba, Sr и низкие – Y и тяжелых РЗЭ) позволяют рассматривать их как адакиты, сформированные при значительном участии процессов плавления субдуцируемой океанической коры. То есть в той же геодинамической обстановке, что и пород второй – третьей фаз змеиногорского комплекса, но с другими вариациями пропорций мантийной, «слэбовой» и надсубдукционной составляющих. При этом Алейский массив фиксирует центральную часть магматического очага с максимальными объемами плагиогранитных выплавов (наиболее «чистых»), а Новониколаевский – его периферию.

Лейкограниты Устьянского массива по своим петрохимическим и геохимическим показателям, как и породы IV и V фаз Новониколаевского массива, проявляют признаки гранитоидов А-типа, однако по концентрациям Rb, Nb, Zr, Ce, Ga более близки коллизийным образованиям лейкогранитовой формации. На дискриминантных диаграм-

мах фигуративные точки пород часто накладываются на новониколаевские лейкограниты V фазы и ложатся в поле внутриплитных гранитоидов, приближаясь к границе поля коллизийных гранитоидов (рис. 3, 4), что не оставляет сомнений в принадлежности лейкогранитов Устьянского массива к породам заключительных IV–V фаз Новониколаевского массива.

Заключение

Результаты изучения минералого-петрографического состава, в том числе акцессорных минералов, геохимических особенностей редких и редкоземельных элементов девонских гранитоидов Новониколаевского, Алейского и Устьянского массивов, занимающих большую часть площади северо-запада Рудного Алтая, однозначно указывают на их принадлежность к единому магматическому комплексу. Гнейсовидные тоналиты и плагиограниты Алейского массива по своему составу уверенно идентифицируются с подобными породами второй фазы Новониколаевского массива, принадлежащего змеиногорскому комплексу, и представляют собой в целом надсубдукционные образования с варьирующим количеством вещества расплавленной субдуцированной океанической коры. Лейкограниты Устьянского массива, также ранними работами рассматривавшиеся в составе само-

стоятельного устьянского комплекса, по минерало-петрографическим и геохимическим особенностям аналогичны лейкогранитам заключительных четвертой и пятой фаз Новониколаевского плутона змеиногорского комплекса.

Следовательно, все девонские гранитоиды российской части Рудного Алтая должны рассматриваться в составе единого полифазного магматического комплекса. Принимая во внимание выделенный в свое время на территории Рудного Алтая республики Казахстан змеиногорский гранитоидный комплекс более молодого возраста (C_2-P_1) [2, 7, 12], целесообразно объединить все девонские гранитоиды российской части Рудного Алтая в единый полифазный алейско-змеиногорский комплекс. Наибольшее распространение в составе данного комплекса имеют породы кварц-диорит-плагиогранитного состава (вторая, главная, фаза внедрения) и лейкограниты нормального ряда (четвертая фаза комплекса). Несколько меньше распространены лейкоплагиограниты третьей фазы и значительно меньше развиты умеренно-щелоч-

ные калиевые лейкограниты пятой, заключительной фазы внедрения, не характерны для комплекса гранодиориты и граниты.

В целом состав и геологическое положение алейско-змеиногорского комплекса позволяет рассматривать его как типовое проявление тоналит-плагиогранит-лейкогранитовой формации окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, объединяющей черты тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой и лейкогранитовой формаций.

Средне-позднедевонский возраст алейско-змеиногорского комплекса установлен по данным определения абсолютного возраста типовых пород (389...375 млн л) [4] и комагматичностью комплекса с девонскими вулканитами формации натриевых риолитов и базальт-риолитовой формации среднего – позднего девона. Все три изученных гранитоидных массива представляют собой индивидуализированные части крупного плутона, сформированного из единого магматического центра активизированной континентальной окраины в средне – позднедевонское время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нехорошев В.П. Геология Алтая. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 262 с.
2. Кузбный В.С., Стучевский Н.И., Бедарев Б.П. и др. Прииртышский рудный район Алтая (геология и особенности металлогении). – Алма-Ата: Изд-во Казахского научно-исследовательского института минерального сырья, 1975. – 238 с.
3. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист М-(44), -45. – Усть-Каменогорск, 1980. – 145 с.
4. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, С.М. Борисов и др. [Гл. ред. А.Ф. Морозов]. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-44-ХI (Змеиногорск). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. – 174 с.
6. Кузбный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. – Алма-Ата: Изд-во «Наука» КазССР, 1975. – 342 с.
7. Долгушин С.С., Хомичев В.Л. Псевдоконгломераты: природа, диагностика, рудно-петрологическая зональность. – Новосибирск: СНИИГТиМС, 2007. – 91 с.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-44-Х (Горняк). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. – 219 с.
9. Туркин Ю.А. Тоналит-плагиогранит-лейкогранитовая формация Рудного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая. – 2009. – № 2. – С. 70–79.
10. Войткевич Г.И., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. – М.: Недра, 1990. – 480 с.
11. Макаров Е.С. Изоморфизм атомов в кристаллах. – М.: Атомиздат, 1973. – 288 с.
12. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. – М.: Роскомнедра, Геокарт, ВСЕГЕИ, 1995. – 217 с.
13. Баркер Ф., Эварт А., Арт Дж.Г. и др. Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. – 488 с.
14. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // J. Petrol. – 1984. – V. 25. – № 4. – P. 956–983.
15. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1989. – V. 101. – P. 653–643.
16. Tischendorf G., Palchen W. Zur Klassifikation von Granitoiden // Z. geol. Wiss. – 1985. – № 13. – S. 615–627.

Поступила 19.01.2012 г.

Геология и полезные ископаемые

УДК 552.11:552:551:550.42

ВОССТАНОВЛЕННЫЕ ИНТРУЗИВНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЗОЛОТОРУДНЫЕ СИСТЕМЫ

А.Ф. Коробейников, А.И. Гусев*, А.С. Красова*

Томский политехнический университет

E-mail: paya@tpu.ru

*Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, г. Бийск

E-mail: anzerg@mail.ru

Восстановленные интрузивно-гидротермально-метасоматические золоторудные системы связаны с фельзическими массивами небольших размеров и часто сопровождаются комплексом даек лампрофиров. Золотогенерирующие гранитоиды относятся к трём типам: сильно загрязнёрованному и редуцированному, шошонитовому (SH) и адакитовому (AD). Эти системы формируют месторождения скарнового, золото-черносланцевое, жильного золото-сульфидно-кварцевого типов. Восстановленная обстановка сохраняется на всём протяжении эволюции таких систем от магматогенного до гидротермального этапов.

Ключевые слова:

Золоторудные месторождения, восстановленные системы, магматогенные флюиды, минеральный состав, изотопы стронция, кислорода, серы.

Key words:

Gold deposits, reduced systems, magmatic fluids, mineral composition, isotope strontium, oxygenium, sulfur.

Восстановленные или редуцированные золоторудные системы, пространственно и парагенетически связанные с габбро-гранитоидными интрузиями, генерируют специфические золоторудные месторождения разного масштаба — от мелких до супергигантских, к числу которых относятся месторождения мирового класса по запасам золота Мурунтау (Узбекистан), Сухой Лог (Забайкалье), Нежданинское (Якутия), Олимпиадинское (Енисейский край), Березовское, Воронцовское (Урал), Кумтор (Киргизия), Бақырчик (Казахстан) и другие [1]. Восстановительная среда во флюидах рудо-генерирующих гранитоидов характеризуется тем, что основными переносчиками золота являются комплексы хлора и серы. Оптимальное сочетание параметров флюидного режима анализируемых магматитов определяет поле их кристаллизации вблизи никель-бунзенитовой буферной смеси. Высоко восстановленное состояние расплавов создаёт условия для кристаллизации таких акцессориев, как ильменит и пирит. Известно, что в сильно восстановленных габбро-гранитных магмах сера присутствует в виде HS^- , которая более растворима в силикатных расплавах и способствует образова-

нию сульфидных глобулей, селекционирующих золото из расплава.

Распространение восстановленных интрузивно-связанных золоторудных систем и их особенности

Восстановленные интрузивно-связанные золоторудные системы распространены во многих странах и регионах. В Канаде к этому типу месторождений относятся Дублин Галч, Шилайт Доум, Клиа Крик, локализуемые в пределах золотоносного пояса Томбстоун [2–4]. В США известны восстановленные золоторудные системы Форт Нокс [5]. Специфичны восстановленные золоторудные системы восточной Австралии — Тимбарра и Кидстон [6]. В Таджикистане к восстановленным золоторудным системам относится месторождение Джиллау [7]. В Енисейском крае типично восстановленной комплексной Au-W-Mo-Pt-Pd системой является полихронное Олимпиадинское месторождение; в Якутии эти системы проявлены в Нежданинском крупном золоторудном месторождении; в Иркутском регионе — в Сухоложском гигантском золоторудном объекте, а также в Бақырчикском районе Западной Калбы [8]. На Урале к этому классу ме-

сторождений относится Воронцовское полихронное золото-платино-редкометалльное месторождение [8]. В Горном Алтае к этому типу относится несколько золоторудных магмо-рудно-метасоматических систем (МРМС): Караминская, Баранчинская, Базлинская, Чойская [9, 10].

Редуцированные золоторудные системы формируют месторождения жильного золото-сульфидно-кварцевого, штокверкового и скарнового типов [8, 11]. Высокая восстановленность прослеживается на всех этапах становления таких месторождений – от магматогенных флюидов рудогенерирующих магматитов до гидротермальных растворов продуктивных ассоциаций [9]. Характерные признаки восстановленных интрузивно-связанных золоторудных систем сведены в табл. 1.

На диаграмме (рисунок) восстановленные интрузивно-связанные золоторудные системы занимают поле I-типа гранитов сильно контаминированного и редуцированного (восстановленного). Как правило, рудогенерирующие гранитоиды образуют небольшие по размерам тела от 2–4 до

3–6 км, сопровождаемые роями даек различного состава от долеритов до гранит-порфиров. Нередко в дайковой фации присутствуют лампрофиры разного состава: спессартиты, керсантиты, одиниты, вогезиты, минетты, являющиеся прямыми показателями астеносферного происхождения [1, 8]. Интрузивы и дайки являются лишь верхними частями протяжённых по вертикали магмо-рудно-метасоматических систем, имеющих глубинное происхождение. Об этом свидетельствуют мощно проявленные зоны роговиков и метасоматитов, сопровождающих малые по размерам интрузивные тела.

Факторы глубинности магмо-рудно-метасоматических систем целиком определяются импактным выбросом в литосферу крупнообъемных ингрессионных магмо-флюидо-динамических систем, генерированных глубокими сферами Земли (астеносферой и более глубокими горизонтами верхней мантии). Такой сценарий влияния литосферного контроля формирования крупных провинций, вмещающих гигантские месторождения золота

Таблица 1. Характерные признаки некоторых восстановленных интрузивно связанных золоторудных систем по [2, 8–11]

Характерные Признаки	Мурунтау (Узбекистан)	Олимпиадинское (Енисейский край)	Дублин Галч (Юкон)	Форт Нокс (Аляска)	Чойское (Горный Алтай)
Геодинамическая обстановка магмо- и рудогенерации	Плюмтектоника	Плюмтектоника	Постколлизийная	Постколлизийная	Плюмтектоника
Петрогенетический тип рудогенерирующих гранитоидов	I-SCR (I-тип сильно-контаминированный и редуцированный)	I-SCR (I-тип сильно-контаминированный и редуцированный)	I-SCR (I-тип сильно-контаминированный и редуцированный)	I-SCR (I-тип сильно-контаминированный и редуцированный)	I-SCR (I-тип сильно-контаминированный и редуцированный)
Петрогеохимические особенности рудогенерирующих гранитоидов	Метаалюминиевые, сильно редуцированные	Метаалюминиевые, сильно редуцированные	Метаалюминиевые, сильно умеренно редуцированные	Метаалюминиевые, сильно умеренно редуцированные	Метаалюминиевые, сильно редуцированные
Соотношения изотопов стронция и неодайма	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - (0,70618 - 0,70786)$; $\epsilon\text{Nd} - (+1,5) - (+6,3)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - (0,70683 - 0,70816)$; $\epsilon\text{Nd} - (+1,3) - (+7,3)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,71$; $\epsilon\text{Nd} - (-7) - (-15)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,71$; $\epsilon\text{Nd} - (-7) - (-15)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - (0,70550 - 0,70812)$; $\epsilon\text{Nd} - (+1,2) - (+5,1)$
Параметры флюидного режима рудогенерирующего магматизма	Высокие фугитивности CO_2 , HCl, парциальные давления H_2O , CO_2 , HCl	Высокие фугитивности CO_2 , HCl, парциальные давления H_2O , CO_2 , HCl	Высокие фугитивности парциальные давления H_2O , CO_2	Высокие фугитивности парциальные давления H_2O , CO_2	Высокие фугитивности CO_2 , HCl, парциальные давления H_2O , CO , HCl
Уровни становления рудогенерирующих массивов и мощности роговиков	10...15 км; Поле роговиков более 4 км	8...10 км; Поле роговиков до 2 км	5...9 км; поле роговиков до 2 км	5...9 км; поле роговиков до 2 км	5...9 км; поле роговиков до 1,5 км
Особенности ранних ассоциаций рудных тел	Восстановленные существенно пирит-пирротинные агрегаты с арсенопиритом				Восстановленные диопсидовые скарны (без граната)
Состав дистальных поздних фаз оруденения	Ag-обогащенные Pb-Zn кварцевые жилы	Ag-обогащенные Pb-Zn кварцевые жилы	Ag-обогащенные Pb-Zn кварцевые жилы	Ag-обогащенные Pb-Zn кварцевые жилы	Ag-обогащенные Pb-Zn кварцевые жилы
Геохимические особенности руд	Повышенные концентрации W, Bi, Te, As, Pt, Pd	Повышенные концентрации W, Bi, Te, As, Hg, Pt, Pd	Повышенные концентрации W, Bi, Te, As	Повышенные концентрации W, Bi, Te, As	Повышенные концентрации W, Bi, Te, As, Pt, Pd
Особенности состава газовой-жидкой включений в рудном кварце	Повышенные концентрации CO_2 , CH_4 , N_2 , C, H_2 , HCl	Повышенные концентрации CO_2 , CH_4 , N_2 , C, H_2 , HCl	Повышенные концентрации CO_2 , CH_4 , N_2 , C, H_2	Повышенные концентрации CO_2 , CH_4 , N_2 , C, H_2	Повышенные концентрации CO_2 , CH_4 , N_2 , C, H_2 , HCl
Вариации $\delta^{34}\text{S}$, ‰	(+0,5) до (+3,6) ‰	(-0,5) до (+4,2) ‰	до (-3) ‰	до (-3) ‰	(-0,5) до (+0,3) ‰

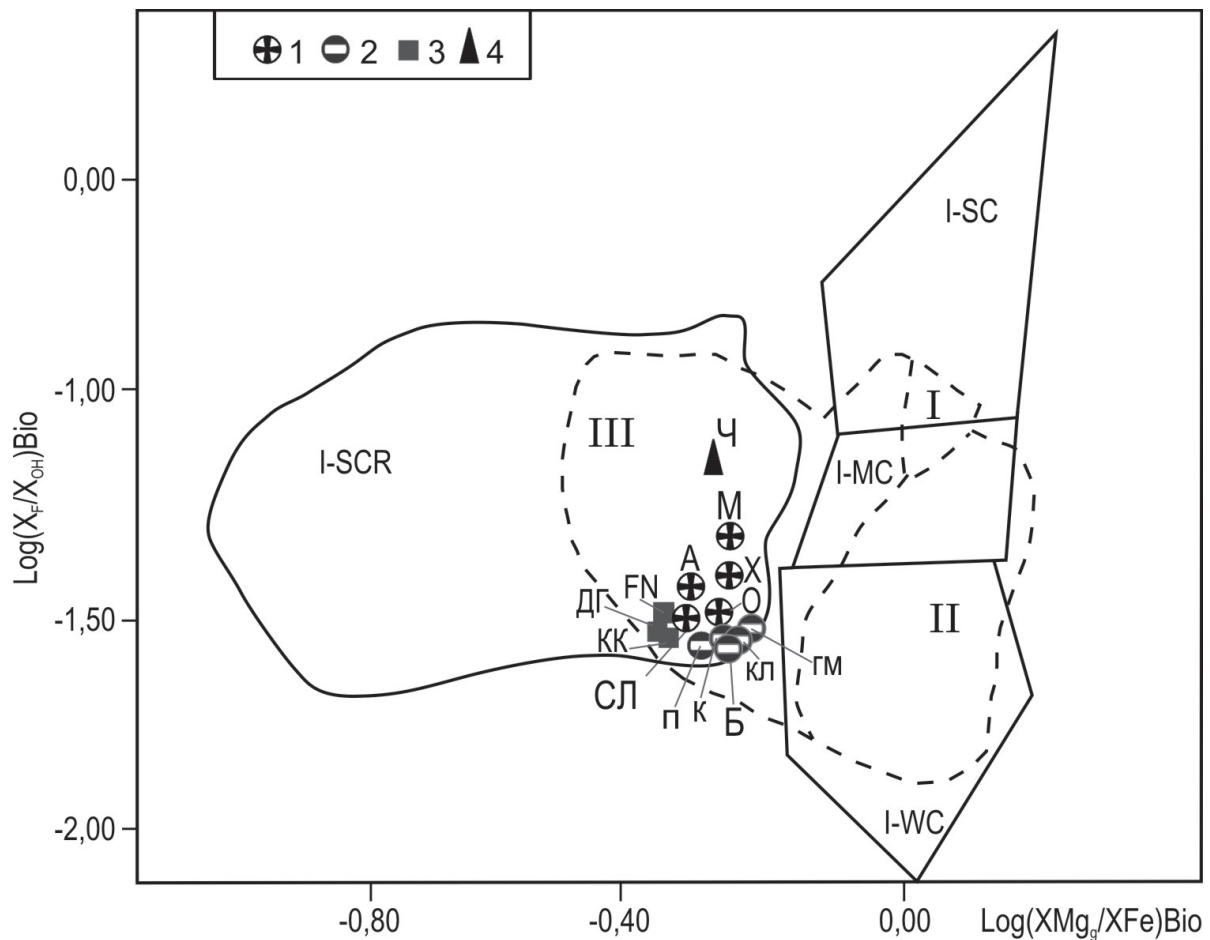


Рисунок. Диаграмма $\lg(X_{Mg}/X_{Fe}) - \lg(X_F/X_{OH})$ в биотитах золотогенерирующих гранитоидов. Петрогенетические типы гранитоидов по [12]: I-WC – слабо контаминированные, I-MC – умеренно-контаминированные, I-SC – сильно контаминированные, I-SCR – сильно контаминированные и редуцированные. Поля золоторудных систем: I – мелких месторождений, II – средних и крупных месторождений, III – гигантских месторождений. Золото-черносланцевые месторождения с повышенными вольфрамом и платиноидами, связанные с сильно контаминированными и редуцированными гранитоидами: 1 – М – Мурунтау, X – Хоумстейк, А – Ашанти, СЛ – Сухой Лог, О – Олимпиада; 2 – золото-кварцевые месторождения с повышенным вольфрамом, связанные с редуцированными гранитоидами: ГМ – Голден Майл, КЛ – Кирклэнд Лэйк, К – Колар, П – Поркьюпайн, Б – Берёзовское; 3 – золото-сульфидно-кварцевые месторождения с вольфрамом: ДГ – Дублин Галч, КК – Клиа Крик, FN – Форт Нокс; 4 – золото-скарновые месторождения с повышенным вольфрамом: Ч – Чойское

(Хоумстейк, Мурунтау, Ашанти, Тэлфер, Голден Майл, Сухой Лог и другие) наиболее удачно обрисован в работе [13]. Все месторождения золота указанные авторы отнесли к орогенному типу. Вероятно, не все объекты следует рассматривать как чисто орогенными, так как многие из них формировались в период активного функционирования плюмов, порождавших рудогенерирующие магматиты, несущие изотопные метки и геохимические признаки верней мантии, а гранитоиды нередко отличаются анорогенными характеристиками.

Как считают многие из указанных авторов основными критериями формирования таких провинций (типа зеленокаменного пояса Абитибии, провинции Восточного Голдфилда и других) являются нестабильность астеносферы, которая порождает мощную инъекцию тепла и флюидного потока, которые обеспечивают энергетический источ-

ник, создающий гигантские месторождения золота. По данным Ф.А. Летникова, астеносферный слой имеет в основном флюидную природу, отступление его верхней границы обусловлено дегазацией и «осушением» мантийного субстрата за счет выноса флюидных и ряда петрогенных компонентов в верхние горизонты литосферы [14].

Это одна сторона функционирования астеносферы. Другая, не менее важная, рудообразующая сторона, целиком определяющаяся мощностью флюидных потоков, их составом и агрессивностью в отношении экстракции рудообразующих элементов. Такие флюидные импактные выбросы носили резко восстановленный характер. Следует учитывать и аномальные давления, возникающие в этих глубинных флюидах при проникновении в астеносферу разломов. Считается, что в океанической литосфере на границе с астеносферой (40...50 км)

давление составляло 13,2...20 кбар. Для зрелой архейской литосферы в случае формирования зеленокаменного пояса Абитибии на глубинах ~ 180...200 км оно могло достигать и 59...66 кбар [14].

Параметры флюидного режима конкретных объектов весьма разнообразны, но характерной чертой всех является высокая восстановленность магматогенных флюидов, выявляемая по коэффициенту восстановленности. Примером может служить супергигантская МРМС Мурунтау в Центральных Кызылкумах Узбекистана. Зоны разломов в рудном поле Мурунтау контролируют размещение магматических пород, представленных дайками, сгруппированными в 5 пучков, ориентированными в С-В и субширотном направлениях. Состав даек: сферолит-порфиры, монзонит- и сиенит-порфиры, диоритовые порфириты, керсантиты, спессартиты, гранодиорит-порфиры, микродиориты. Доминирующую часть даек большинство исследователей связывает со становлением сардаринского гранитоидного комплекса (C_3-P_1), хотя некоторые дайковые серии имеют и другие возраста. Сверхглубокой скважиной СГ-10 вскрыты гранитоиды этого же комплекса на глубинах свыше 3,4 км. Ореол ороговикования во вмещающих породах бесапанской свиты обязан интрузии «скрытого» массива и по вертикали превышает 4 км.

По нашим определениям гранодиориты Сардаринского массива и дайки гранодиорит-порфиров характеризуются очень высокими давлениями (9–6 МПа) (по соотношениям Al^{VI} к Al^{IV} в биотитах) и температурами (890...900 °C) при кристаллизации, что отвечает условиям абиссальной фации. Во флюидном режиме гранитоидов отмечены высокие значения фугитивностей и парциальных давлений HCl , H_2O и CO_2 (табл. 2). Флюиды характеризовались высокой восстановленностью ($K_{вос}$). Магматогенные флюиды имели низкие летучести кислорода и повышенные значения восстановленности флюидов в дайковых образованиях, а также заметно были обогащены водой, углекислотой и хлором (табл. 2).

Характерны более высокие значения восстановленности флюидов и концентрации фтора (M_{HF}) в постгранитных дайках, особенно в лампрофирах, указывающие на подток более глубоких трансмагматических флюидов при их формировании. Возможно, что этот источник был глубже астеносферного, так как формирование комплексной рудной системы Мурунтау происходило в постколлизийной обстановке, инициированной плюмтектоникой [1]. Важно также и то, что в магматогенной части Мурунтау в его дайковой фации наблюдается близость к шошонитовой серии магматизма (SH) с образованием монзонитовых и сиенитовых разностей пород.

Весьма своеобразной является восстановленная золоторудная система Бакырчикского месторождения. Ранее нами было показано, что плагиограниты Бакырчикской МРМС относятся к адакитовому (AD) типу [16]. Анализ приведенных данных пока-

зывает, что температурный режим формирования гранитоидов был высок и варьировал от 805 до 910 °C. Все без исключения проанализированные биотиты характеризуются аномальными составами и параметрами флюидного режима, характерного для золотогенерирующих гранитоидов [9]. В составе биотитов Меридиональной дайки месторождения Бакырчик наблюдается значительное увеличение всех летучих компонентов (F , Cl , H_2O , P_2O_5 и других), что отражает основные параметры флюидного режима магматитов.

Таблица 2. Некоторые параметры флюидного режима дифференциатов МРМС Мурунтау

Параметры флюидного режима	Гранодиориты Сардаринского массива	Дайки		
		сиенит-порфиров	гранодиорит-порфиров	спессартитов
T , °C	900	890	900	910
fO_2	-12,4	-13,6	-14,3	-14,8
fH_2O	3225	3116	3872	3125
pH_2O	2820	2610	3550	2810
pCO_2	2950	2390	3728	4245
$lg fHF / lg fHCl$	-2,25	-2,14	-1,55	-1,2
$K_{вос}$	0,71	0,77	0,85	0,88
y	186,3	188,4	190,8	191,2
M_{HF}	0,023	0,084	0,112	0,136

Примечание: T , °C – температура кристаллизации пород; fO_2 , fH_2O – фугитивности кислорода и воды, соответственно, в 10^2 кПа; pH_2O , pCO_2 – парциальные давления воды и углекислоты, соответственно, в 10^2 кПа; $K_{вос}$ – коэффициент восстановленности флюидов по Ф.А. Летникову; y – потенциал ионизации биотитов по В. А. Жарикову; M_{HF} – концентрации плавиковой кислоты во флюидах в моль/дм³ по [15]

Обращает на себя внимание резкое увеличение значений таких параметров, как парциальные давления углекислоты и воды, а также фугитивностей HCl и HF (табл. 3) в Меридиональной дайке месторождения Бакырчик. На фоне более высоких значений коэффициента восстановленности флюидов для Бакырчикских плагиогранитов характерны более высокие содержания плавиковой кислоты во флюидах и низкие значения потенциала ионизации биотитов, указывающего на снижение кислотности среды минералообразования при формировании более поздних даек, с которыми парагенетически и пространственно связывается золотое оруденение. Такая картина увеличения роли летучих компонентов в дайковых образованиях интерпретируется открытостью системы (глубинного очага) по фтору и подтоком более глубоких мантийных высоко восстановленных флюидов на момент отделения более поздних дайковых дериватов из глубинного очага [15].

Таблица 3. Параметры флюидного режима адакитовых гранитоидов Калбы

Температуры кристаллизации и параметры флюидного режима	1	2	3	4	5	6	7	8
$T, ^\circ\text{C}$	810	805	830	820	870	860	910	905
$\lg f\text{O}_2$	-14,9	-4,8	-15,1	-14,87	-14,65	-9,7	-13,2	-13,1
$f\text{H}_2\text{O}$	1170	1230	1360	1270	1350	1400	1570	1550
$p\text{H}_2\text{O}$	1550	1580	1430	1310	1420	1440	1620	1680
$p\text{CO}_2$	1490	1510	1570	1460	1470	1490	1830	1900
$f\text{HF}$	0,07	0,09	0,08	0,08	0,09	0,10	0,33	0,31
$f\text{HCl}$	34,1	34,3	39,7	37,7	37,8	36,6	45,9	46,2
M_{HF}	0,124	0,11	0,137	0,08	0,07	0,06	0,43	0,42
k	0,67	0,23	0,67	0,69	0,68	0,41	0,77	0,78
y	182,3	183,1	181,6	182,2	183,1	183,3	180,3	180,1

Примечание. Плагииграниты: 1 – Борисовского плутона; 2 – Кунушского массива; 3, 4 – Жиландинского массива; 5, 6 – Точкинського массива; плагиигранит-порфиры: 7, 8 – Мери-диональной дайки месторождения Бакырчик. $f\text{HF}$ – фугитивность плавиковой кислоты; $f\text{HCl}$ – фугитивность соляной кислоты; остальные обозначения как в табл. 2

Значительно меньшими значениями основных параметров флюидного режима обладают магматиты Чойской МРМС. В отличие от Мурунтау и Бакырчика, она обладает и значительно меньшими запасами золота. Тем не менее, для магматогенных флюидов характерны повышенные фугитивности воды в дайковой серии пород и более высокие значения восстановленности флюидов, с которыми наблюдается тесная пространственная связь оруденения (табл. 4). В дайковой серии триасового возраста наблюдаются также повышенные значения парциальных давлений углекислоты и концентрации плавиковой кислоты во флюидах, что связано с подтоком на поздних фазах становления МРМС трансмагматических флюидов, связанных с функционированием Сибирского суперплюма.

Таблица 4. Некоторые параметры флюидного режима дифференциатов Чойской МРМС

Параметры флюидного режима	Гранодиориты Чойского массива	Дайки		
		Гранит-порфиров	Гранодиорит-порфиров	Керсантитов
$T, ^\circ\text{C}$	645	810	820	870
$f\text{O}_2$	-15,0	-14,0	-13,0	-12,5
$f\text{H}_2\text{O}$	0,47	1,2	1,25	0,9
$p\text{H}_2\text{O}$	0,56	0,9	0,8	1,4
$p\text{CO}_2$	0,55	2,7	3,1	3,6
$\lg f\text{HF}/\lg f\text{HCl}$	-2,7	-2,4	-2,1	-1,9
$P_{\text{H}_2\text{O}} + P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$	1,98	3,6	3,7	3,57
$K_{\text{вос}}$	0,55	0,56	0,57	0,58
M_{HF}	0,045	0,15	0,14	0,76

Примечание. $P_{\text{H}_2\text{O}} + P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ – сумма парциальных давлений воды и углекислоты к парциальному давлению воды во флюидах. Остальные обозначения те же, что в табл. 2

Восстановительная обстановка в анализируемых системах проявляется и в последующие этапы становления МРМС.

В случае *скарновых месторождений* золота ранние стадии представлены высокотемпературными (650°C и выше) «безводными» диопсидовыми скарнами с плагноклазом, которые иногда могут содержать шеелит. Следующий этап связан с кристаллизацией низкотемпературных ($400\ldots 450^\circ\text{C}$) «водных» скарновых ассоциаций с биотитом, цоизитом, актинолитом, тремолистом, содержащими сульфидные, теллуридные парагенезисы с золотом. Высокотемпературные сульфидные ассоциации чаще всего представлены пирротинном и редким халькопиритом. А низкотемпературные ассоциации содержат арсенопирит, борнит с различными сульфидами Bi-Te-Sb-Pb-Au [8]. Характерной особенностью восстановленных скарнов является отсутствие в силикатных парагенезисах граната, что является определяющей чертой редуцированных скарнов [17].

Жильные золото-сульфидно-кварцевые месторождения, локализующиеся в гранитоидах, характеризуются присутствием в самых ранних высокотемпературных жилах щелочных полевых шпатов, слюд и шеелит-содержащих кварцевых жил с редкими сульфидами [8]. В таких ранних жилах золото может отсутствовать. В последующих более низкотемпературных, чаще всего параллельно расположенных жилах, может содержаться несколько процентов сульфидов (пирита, арсенопирита), основная масса золота и сплавы Au-Bi-Te. Последующие парагенезисы и отдельные самостоятельные жилы, более сульфидно обогатены, содержат арсенопирит и антимонит. Завершают в таких жильных системах жилы кварца с Ag-Pb-Zn парагенезисами, которые чаще всего составляют дистальные фации, иногда локализуясь не в гранитах, а в роговиковом ореоле. Эти дистальные серебро-обогащенные кварц-карбонатные жилы являются характерной чертой серебряного «Кено Хилл» рудного района, подчёркивающего региональную зональность в пределах золотоносного пояса Канады – Томбстоун [2].

Минералогия интрузивно связанных жильных месторождений, таких как Дублин Галч и Форт Нокс, охватывает в жилах массивный полупрозрачный кварц или белый кварц, белый калиевый полевой шпат, слюду, тяготеющие, как правило, к зальбандам жил. Содержания сульфидов в жилах варьируют от 0,1 % (по объёму) до 2 %, где доминируют пирит, пирротин, арсенопирит с аксессуарным шеелитом и бисмутитом. Арсенопирит более обилен во вмещающих породах. Аксессуарный молибденит встречается локально в тонких прожилках; халькопирит, сфалерит и галенит – редки.

Самородные Bi и Bi-содержащие сульфосоли встречаются в поздних парагенезисах и являются типичными сплавами с Te, Pb, Sb, Au. Теллуробисмутит, мальдонит, тетрадимит, самородный висмут, буланжерит и Bi-Pb сульфосоли хорошо представ-

влены в рудах месторождения Форт Нокс [18]. В рудах месторождения Дублин Галч приблизительно 40 % золота встречается в виде комплексных сростаний с самородным висмутом, но также входит в состав Bi-Pb сульфосолей с галенитом и молибенитом [19], и с бисмутитом, тетрадимитом, теллуробисмутитом [2]. Главный парагенез очень высокопробного свободного золота и в самородном висмуте или висмутсодержащих минералах указывает на то, что золото осаждалось из ранних высокотемпературных комплексных сплавов при охлаждении растворов.

Главной геохимической отличительной особенностью восстановленных золоторудных систем от окисленных интрузивно-связанных является ассоциация золота с вольфрамом и отсутствие аномалий меди. Вольфрам в скарновых месторождениях (Рэй Галч вольфрамовый скарн на Дублин Галч, Чойское скарновое золото-теллуридное месторождение Горного Алтая) пространственно обособлен от золота. Как правило, золото на таких объектах накладывается в составе сложных минеральных прожилков на вольфрамовые скарны.

На месторождении Форт Нокс золото сильно коррелируется с висмутом и теллуrom. Слабее наблюдается корреляция золота с W, Mo, Sb. Золото не коррелируется с мышьяком.

Вертикальная геохимическая зональность на месторождениях жильного типа сводится к увеличению роли вольфрама и молибдена с глубиной. На месторождении Форт Нокс с глубиной заметно уменьшаются концентрации золота и увеличиваются — W и Mo.

Большинство Au-W-Bi-Te жильных месторождений содержит ранние высокотемпературные (300...380 °C), CO₂ — обогащенные (5...15 %), низко солёные (2...6 вес. % NaCl в эквиваленте) газожидкие включения в кварце с восстановленными формами: CH₄ и N₂. В последующих ассоциациях флюиды становились более низкотемпературными (250...280 °C, иногда до 160 °C). Выделяются не смешивающиеся газожидкие включения в кварцах: а — низко солёные (0,2 вес. % NaCl в эквиваленте) и б — высоко солёные (6...15 вес. % NaCl в эквиваленте) существенно водные флюиды со значительно меньшим концентрациями CO₂, которые формировали As-, Sb-, и Ag-Pb-Zn жилы.

В газожидких включениях рудных кварцев золото-черносланцевых восстановленных систем в повышенных количествах отмечены CO₂, CH₄, N₂, C, H₂, HCl (табл. 1).

Стабильные изотопы кислорода и серы в жильных Au-W-Bi-Te месторождениях также своеобразны. Значения δ¹⁸O кварца ранжируются от 14 до 16 ‰. Эти значения слабо утяжелены относительно кварца вмещающих гранитов (11...13 ‰) и близки к значениям вмещающих осадочных пород (13...16 ‰).

Соотношения изотопов серы для жильных Au-W-Bi-Te месторождений варьируют от 0 до -3 ‰, в скарновых системах — от 2 до -7 ‰, от -0,5 до +4,2 ‰ в арсенопиритах золото-черносланцевых месторождений (табл. 1) и от -9 до -11 ‰ для Ag-Pb-Zn для жил дистальных ореолов зональных Au-W-Bi-Te жильных месторождений. Значения δ³²S в большинстве случаев близки к меткам неконтаминированных мантийных магм.

Выводы

1. Рудогенерирующие магматиты восстановленных интрузивно связанных гидротермально-метасоматических золоторудных систем следует отнести к трём петрогенетическим типам: сильно контаминированному и редуцированному, адакитовому (AD) и шошонитовому (SH).
2. Природные восстановленные системы подтверждают экспериментальные данные о предпочтительной редуцированной обстановке для экстракции золота из фельзических расплавов, их переносе хлоридными и гидросульфидными комплексами в составе магматогенных флюидов к местам рудолокализации.
3. Восстановительная среда предрудных этапов сохраняется для скарнового этапа, где формируются без гранатовые диопсидовые скарны с плагиоклазом.
4. На гидротермальном этапе восстановительная обстановка подтверждается присутствием таких компонентов, как CH₄, N₂, CO₂, C, H₂, C₂H₂, HCl и других [8, 10].
5. Восстановленные МРМС включают наиболее крупные по запасам металла золоторудные объекты мирового класса. Они характеризуются комплексностью руд, где помимо золота присутствуют W, Bi, Te, Pt, Pd.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев А.И., Гусев А.А. Шошонитовые гранитоиды: петрология, геохимия, флюидный режим, рудоносность. — М.: Изд-во РАН, 2011. — 125 с.
2. Hitchens A.C., Orssich C.N. The Eagle zone gold-tungsten sheeted vein porphyry deposit and related mineralization, Dublin Gulch, Yukon Territory // Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume. — 1995. — V. 46. — № 6. — P. 803–810.
3. Mair J.L., Hart C.J.R., Stephens J. Deformation history of the northwestern Selwyn Basin, Yukon, Canada: Implications for orogen evolution and mid-Cretaceous magmatism // Geological Society of America Bulletin. — 2006. — V. 118. — № 2. — P. 304–323.
4. Marsh E.E., Goldfarb R.J., Hart C.J.R., Johnson C.A. Geology and geochemistry of the Clear Creek intrusion-related gold occurrences, Tintina gold province, Yukon, Canada // Canadian Journal of Earth Sciences. — 2003. — V. 40. — № 5. — P. 681–699.
5. Bakke A. The Fort Knox «porphyry» gold deposit: Structurally controlled stockwork and shear quartz vein, sulphide-poor mineralization hosted by Late Cretaceous pluton, east-central Alaska // Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume. — 1995. — V. 46. — № 6. — P. 795–802.
6. Mustard R. Granite-hosted gold mineralization at Timbarra, northern New South Wales // Mineralium Deposita. — 2001. — V. 36. — № 4. — P. 542–562.

7. Cole A., Wilkinson J.J., Halls C., Serenko T.J. Geological characteristics, tectonic setting, and preliminary interpretations of the Jilau gold-quartz vein deposit, Tajikistan // *Mineralium Deposita*. – 2000. – V. 35. – № 5. – P. 600–618.
8. Коробейников А.Ф. Комплексные месторождения благородных и редких металлов. – Томск: Изд-во ТПУ, 2006. – 327 с.
9. Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. – Томск: Изд-во STT, 2003. – 308 с.
10. Гусев А.И., Гусев Н.И. Петролого-геохимические критерии и флюидный режим гигантских магмо-рудно-метасоматических золоторудных систем // *Современные наукоемкие технологии*. – 2011. – № 4. – С. 12–16.
11. Hart C.J.R. Reduced Intrusion-Related Gold Systems // *Econ. Geol.* – 2006. – V. 101. – № 7. – P. 1415–1427.
12. Ague I.I., Brimhall G.H. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California // *Bull. Geol. Sci. Amer.* – 1988. – V. 100. – № 6. – P. 891–911.
13. Bierlein F.P., Groves D.I., Goldfarb R.J., Dube B. Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits // *Miner. Deposita*. – 2006. – V. 40. – № 7. – P. 874–886.
14. Летников Ф.Л. Флюидные фазы континентальной литосферы и проблемы рудообразования // *Вестник ОГГГН РАН*. – 1999. – Т. 1. – № 4 (10). – С. 5–20.
15. Аксюк А.М. Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // *Петрология*. – 2002. – Т. 10. – № 6. – С. 630–644.
16. Коробейников А.Ф., Гусев А.И., Русанов Г.Г. Адакитовые гранитоиды Калбы: петрология и рудоносность // *Известия Томского политехнического университета*. – 2010. – Т. 316. – № 1. – С. 31–38.
17. Meinert L.D. A review of skarns that contain gold // *Mineralized porphyry/skarn systems: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*. – 1998. – V. 26. – P. 359–414.
18. McCoy D., Newberry R.J., Laver P.W., et al. Plutonic-related gold deposits of interior Alaska // *Economic Geology, Monograph 9*. – 1997. – P. 191–241.
19. Maloof T.L., Baker T., Thompson J.F.H. The Dublin Gulch intrusion-hosted deposit, Tombstone Plutonic Suite, Yukon Territory, Canada // *Mineralium Deposita*. – 2001. – V. 36. – № 4. – P. 583–593.

Поступила 02.02.2012 г.

УДК 553.411.071.242.4+550.4

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ОКОЛОРУДНОГО МЕТАСОМАТИЗМА В ВЕРНИНСКОМ ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ЛЕНСКИЙ РАЙОН)

И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гаврилов, В.Г. Мартыненко*, А.В. Верхоzin**

Томский политехнический университет

E-mail: Kucherenko.o@sibmail.com

*ОАО «Первенец», г. Бодайбо

**ООО «Золото Евразии», г. Москва

Приведены и обсуждаются материалы, раскрывающие минеральный состав и зональность апочерносланцевого околорудного (рудовмещающего) метасоматического ореола Вернинского месторождения. Обосновывается принадлежность метасоматического ореола к сочетанию пропилитовой и березитовой метасоматических формаций. Распределение Au, Ag, Hg подчиняется минеральной зональности метасоматического ореола. Структура метасоматического и геохимического ореолов месторождения вписывается в типовую универсальную, приложимую к черносланцевому и несланцевому рудовмещающему субстрату, схему минерало-геохимической зональности околорудных ореолов в мезотермальных месторождениях золота как вещественное выражение геолого-генетической однородности месторождений той и другой совокупности.

Ключевые слова:

Вернинское золотое месторождение, черные сланцы, петрологические, геохимические исследования, проблемные вопросы.

Key words:

Verninskoje gold deposit, black shales rocks, petrologic, geochemic research, problem questions.

1. Постановка задачи

Ранее [1, 2] обращено внимание на парадоксы, которые заключаются в том, что по прошествии пятидесяти лет активных исследований не достигнуто разделяемого всеми адекватного реальной ситуации понимания минерало-петрохимической сущности и геологической обусловленности околорудных изменений черных сланцев, условий формирования их металлоносности, залежей и минерализованных зон прожилково-вкрапленных зо-

лото-сульфидно-кварцевых руд, в частности, в крупнейшем месторождении России Сухой Лог.

На примере Сухого Лога показано, как раннее представление шестидесятих-семидесятих годов прошлого века о листовит-березитовом профиле околорудных изменений сланцев, разработанное отнюдь не дилетантами, но профессионалами С.Д. Шером, В.Н. Шаровым и другими на основе детального изучения минералогии метасоматитов и расчетов баланса химических составов исходных

и измененных пород, сменилось его опровержением и квалификацией рудовмещающего метасоматического ореола как производного регионального метаморфизма на «регрессивном этапе». Образованные при этом апочерносланцевые рудовмещающие метасоматиты отвечают метаморфическим биотит-хлоритовой, хлорит-серицитовой, альбит-серицитовой субфациям.

Опровержение, впервые высказанное В.А. Буряком [3], опиралось на результаты методически некорректно выполненной работы [1]. Тем не менее, представление об околорудных изменениях черных сланцев Сухого Лога в результате регионального метаморфизма стало популярным и многие [4–6 и др.] увидели в нем подтверждение справедливости противопоставления этого месторождения, как и подобных ему «черносланцевого типа», месторождениям, образованным в кристаллическом субстрате, в которых рудные тела сопровождаются метасоматическими ореолами березитовой формации.

Другой парадокс касается второй составляющей фактологической базы предполагающей породные источники металлов метаморфогенно-гидротермальной гипотезы рудообразования – оценки повышенной дорудной золотоносности черных сланцев как его необходимой предпосылки. В разные годы и в работах разных авторов с этой оценкой происходили существенные трансформации, – от 1...2 мг/т до первых г/т. Причины и следствия многовариантных результатов в приложении к одним и тем же толщам и месторождениям анализируются и обсуждаются в [1, 7]. В последние десятилетия представление об образовании промышленных золотых месторождений в обогащенных золотом сланцах остается по-прежнему популярным и, вероятно, считается аксиомой, поскольку аналитические данные и расчеты в обоснование повышенной дорудной золотоносности (металлоносности) пород в публикациях, как правило, отсутствуют.

Состояние неопределенности в ключевых вопросах проблемы рудообразования в черных сланцах объясняет сосуществование четырех с вариантами конкурирующих между собой гипотез – гранитогенной, базальтогенной, метаморфогенной и полигенной, по меньшей мере три из которых ложные. Многовариантный результат в решении проблемы есть следствие неадекватности реальной ситуации применяемых подходов и методических приемов. Выход – искать альтернативные решения.

В качестве альтернативы предложены методология и методики исследований, реализация которых началась четверть века назад [8].

Методология заключается в разностороннем сравнительном изучении всего созданного рудообразующими процессами вещества двух противопоставляемых совокупностей золотых месторождений, – образованных в черносланцевом, с одной стороны, и несланцевом, с другой, субстрате, а также в поиске фактов, раскрывающих обусловлен-

ность рудообразования более масштабными геологическими явлениями, – геодинамикой, седиментацией, метаморфизмом, магматизмом. На примере ряда месторождений преимущественно Северного Забайкалья и других районов установлена геолого-генетическая однородность месторождений обеих совокупностей. Свойственные месторождениям в черных сланцах особенности, – рассредоточенный характер рудной минерализации при крупных запасах и низких содержаниях золота, дефицит березитов и некоторые другие обусловлены строением и составом среды рудообразования. Результаты обобщены и обсуждаются в [9].

Вернинское месторождение представляет очередной крупный объект – аналог соседнего месторождения Сухой Лог, петролого-геохимическое изучение которого ориентировано на поиск новых фактов для сопоставления их с аргументацией выявленных в других месторождениях закономерностей, – подтверждения ими последних, либо внесения поправок. Для интерпретации материалов, полученных в этом месторождении, в соответствии с назначением данной статьи, два результата ранее выполненных исследований представляют первоочередной интерес. Первый характеризует типовую универсальную, приложимую к золотым мезотермальным месторождениям обеих совокупностей, схему минералого-петрохимической зональности околорудных, в сланцах и рудовмещающих, метасоматических ореолов, второй – соотношение (причинно-следственные связи) околорудных геохимических ореолов с околорудными метасоматическими как вещественное выражение единства создавших их и другие рудообразующих процессов.

В статье приведены результаты выполненного исследования.

2. Методика исследования

Чередующиеся в разрезе рудовмещающей толщи углеродистых алевро-песчаносланцев минерализованные зоны и мощные залежи прожилково-вкрапленных руд с безрудными сланцами вскрыты скважинами колонкового бурения по детальной сети, обеспечившей подсчет запасов золота по категориям C_1 и C_2 . Исследовался керн, для чего одновременно с изучением поперечных к простиранию залежей разрезов отбирались штуфные образцы его из скважин, пройденных в центральной части месторождения и на его периферии в рудных и безрудных интервалах, в последнем случае, в том числе, в наибольшем удалении от рудных зон и залежей, не превышающем, как правило, десятков – многих десятков метров, насколько позволял имеющийся материал. Из проб полностью исключались прожилки кварца и карбонатов. Расстояния между отбираемыми образцами варьировали от десятков см до 1...3 м. В опорных скважинах с полностью сохранившимся керном опробовался весь разрез, протяженность которого не превышала 300 м. Объем опробования составил 500 образцов, представляющих всю вскрытую рудовмещающую

толщу. Отбор образцов на поверхности исключался вследствие выветривания пород.

Образцы керна массой до 1,0...1,5 кг тщательно отмывались от глины — побочных продуктов распиливания пород. Изготовлено 500 прозрачных шлифов и взяты пробы керна для анализов массой 300 г. Пробы дробились вручную на стальной плите молотком и истирались в титановых стаканах виброистирателя до «пудры» партиями, сначала с ожидаемыми низкими содержаниями золота. Отсутствие или примесь и количество (масса) сульфидов — носителей золота и сопутствующих металлов в рудах суходожского типа служили критериями оценки содержаний, которая впоследствии, по получении аналитических данных, подтвердилась. После обработки каждой пробы оборудование тщательно промывалось горячей водой, качество промывки контролировалось белой тканью.

Таблица 1. Оценка сходимости результатов определения разными методами содержания золота и серебра в породах

Эле- менты	Сравни- ваемые методы анализов	Вы- бор- ки	Интервалы содержаний, мг/т											
			0,5...10			10...100			Более 100					
			Параметры											
			<i>п</i>	<i>δ</i>	<i>σ</i>	<i>п</i>	<i>δ</i>	<i>σ</i>	<i>п</i>	<i>δ</i>	<i>σ</i>			
Au	АА-ААк	1	88	1,2	23									
		2,3,4	136	0,8	18	5	6,3	26						
	АА-ХС	1а	55	2,2	46									
		5,6,7	126	2,6	51	14	40	61	12	3086	78			
	АА-НА	8	22	1,1	23									
Ag	АА-ААк	9	219	52	14									
		10	22	1,3	11	137	14	13	53	124	18			

Примечание. 1. Методы анализа: атомно-абсорбционный (АА) и контрольный атомно-абсорбционный (АА_к); химико-спектральный (ХС), предел обнаружения 0,3 мг/т, выполнен в Центральной лаборатории «Читагеологоразведка»; нейтронно-активационный (НА), предел обнаружения 0,1 мг/т, выполнен в лаборатории ядерно-физических методов анализа НИИ ядерной физики при ТПУ. 2. Выборки 1, 1а — углеродистые терригенные сланцы и метасоматиты по ним, остальные выборки — граниты, гнейсы, магматиты, габбро, долериты, вулканы и метасоматиты по ним, выборка 9 включает пробы без дифференциации по содержанию металла. 3. ρ — число пар сравниваемых анализов; δ — средняя квадратическая ошибка разности, мг/т; σ — средняя относительная ошибка по разностям двойных измерений, %. 4. Расчеты выполнены Н.П. Ореховым.

Содержание золота и серебра определялось по методу атомной абсорбции, чувствительность метода 0,1 мг/т. Анализы выполнялись в лицензированной и аккредитованной лаборатории ядерно-физических методов анализа вещества Аналитического центра Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, аналитики В.Г. Цимбалит и В.Н. Ильина. Осуществлялся внутренний и внешний (химико-спектральным, нейтронно-активационным методами) контроль результатов основного атомно-абсорбционного метода (табл. 1). В качестве меры сходимости результатов, полученных разными методами, использовалась средняя относительная ошибка измерений, значения кото-

рой не зависят от содержания элементов в пробах. Поскольку относительная погрешность не превышает значений природной изменчивости содержаний металлов (табл. 6), полученные аналитические данные пригодны для решения поставленных задач.

Содержание ртути определялось на анализаторе ртути «РА-915+», на котором выполняются быстрые селективные измерения концентрации ртути, в том числе, в твердых пробах. Оригинальная оптико-электронная схема анализатора обеспечивает ультранизкий предел обнаружения ртути в режиме прямых измерений (без предварительного концентрирования), высокую селективность анализа и широкий динамический диапазон измерений. Использовалась приставка «ПИРО-915+», которая предназначена для измерения концентрации ртути в твердых пробах сложного состава методом пиролиза без предварительной минерализации. Для калибровки использовали Государственный стандартный образец СДПС-3, 2500—83.

Аппаратура проверена в ФГУ «Новосибирский центр стандартизации, метрологии, сертификации», свидетельство 000765 от 19 января 2011 г. Границы относительной погрешности измерений в диапазоне измеренных концентраций при числе параллельных измерений равном 3 и доверительной вероятности 0,95 составили $\pm 20\%$.

Анализы выполнены в лаборатории электронно-оптической диагностики Международного инновационного научно-образовательного центра «Урановая геология» кафедры геоэкологии и геохимии ТПУ, аналитик Н.А. Осипова.

Для статистических расчетов пробы по одному-минеральным минеральным зонам околорудного (рудомещающего) метасоматического ореола месторождения объединялись в совокупности (выборки) при том условии, что исходный для метасоматизма субстрат в каждой выборке должен быть однороден по минералого-химическому составу (принадлежности к одному виду осадочных пород — литотипу) и происхождению. Распределение металлов в породах, как оказалось, не противоречит логнормальному закону, поэтому для оценки их содержаний и дальнейшего анализа использованы параметры логнормального распределения в сравнении с параметрами нормального. Соблюдение этого условия призвано обеспечить максимально возможную корректность сравнительного исследования, в том числе выяснения причин изменения параметров распределения металлов в околорудном пространстве.

Анализы химических составов минералов выполнены на растровом электронном микроскопе TESAN VIRA 3 LMU с энергодисперсионным спектрометром X-MAS (фирмы OXFORD instruments) в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа Аналитического центра Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Н.С. Карманов.

3. Краткий очерк геологического строения Вернинского месторождения

Вернинское золоторудное месторождение расположено в центральной части Бодайбинского района в 10 км юго-восточнее месторождения Сухой Лог (рис. 1).



Рис. 1. Географическое положение Вернинского месторождения

Рудные тела месторождения залегают в породах нижней и средней подсвит аунакитской свиты позднего рифея, образующих сложно построенную опрокинутую на юг Вернинскую антиклиналь субширотного простирания (рис. 2).

Основная рудовмещающая толща мощностью от 170 до 230 м в составе нижней подсвиты аунакитской свиты ($R_3 au_1^3$) сложена ритмично переслаивающимися серицит-кварцевыми песчаниками и углеродистыми филлитовидными сланцами. В толще выделяется пласт известняков, который служит маркирующим горизонтом при реконструкции складчатой структуры месторождения. В средней подсвите аунакитской свиты ($R_3 au_2$) мощностью 140...200 м преобладают (60...70 %) филлитовидные сланцы при подчиненном участии карбонат-серицит-кварцевых и кварцитовидных песчаников.

Рудоконтролирующая Вернинская антиклиналь осложнена разномасштабными дорудными разломно-трещинными структурами и множеством мелких приразломных складок. Среди разрывных нарушений выделяются наиболее крупные надвиги и сбросо-сдвиги согласно и косо ориентированного к складке субширотного простирания, — Первенец, Центральный, Южный, Промежуточный, Северный разломы мощностью 3...10 м, редко более. Мелкие складки с размахом крыльев от см до первых м образованы в зонах деформационного воздействия разломов и представлены опрокинутыми, лежащими, симметричными, асимметричными, изоклинальными, кулисообразными формами с острыми или тупыми замками. Образование складок, относимых к структурам волочения и нагнетания, связано с формированием Вернинской антиклина-

ли и сопровождающих ее разломов. Среди множества мелких трещин диагностированы межслоевые трещины расланцевания, образующие зоны мощностью до 20...30 м следующие осевым поверхностям складок и разломам трещины соответственно осевого и приразломного кливажа.

Среди постскладчатых и пострудных тектонических нарушений выделяются субширотные зоны дробления, трещины отрыва преимущественно в песчаниках, трещины северо-западного простирания северо-восточного и юго-западного падения.

Перечисленные пликативные и синскладчатые разрывные структуры определяют условия локализации и морфологию рудных тел месторождения.

Минерализованная зона Вернинского месторождения мощностью более 500 м и протяженностью более 2 км включает серию меньших зон прожилково-вкрапленной и жильной золото-сульфидно-кварцевой минерализации второго порядка (рудных зон). Она простирается в запад-северо-западном направлении, под умеренными (25...55°) углами погружается на северо-северо-восток и постепенно выклинивается на западном и восточном флангах в согласии со снижением интенсивности складчато-разрывных дислокаций. В центральной части месторождения, ограниченной ядерной частью Вернинской антиклинали и прилегающими участками ее крыльев, рудные зоны сближены вплоть до слияния в одну рудную зону. Границы рудных зон определяются по данным непрерывного опробования, они согласны ориентировке в пространстве разломов и минерализованной зоны в целом. Мощность рудных зон в среднем составляет 30...80 м и изменяется в пределах 5...250 м.

Рудные зоны в направлении с севера на юг располагаются в следующей последовательности: Северная, № 1, № 3, № 2 и рудная зона Первенец. Северная и № 1 зоны локализованы в висячем крыле Вернинской антиклинали, рудная зона № 3 — в ее ядерной части, рудные зоны № 2 и Первенец — в лежащем (опрокинутом) крыле. Для рудной зоны № 1 характерен преимущественно кварц-сульфидный прожилково-вкрапленный тип оруденения, рудной зоне Первенец свойствен кварцево-жильный тип, остальные рудные зоны характеризуются смешанным типом оруденения с пространственным совмещением вкрапленной сульфидной минерализации и кварцевых жил.

Сульфидная минерализация включает пирит, пирротин, арсенопирит с примесью халькопирита, сфалерита, галенита, блеклых руд и микропримесей других сульфидов и сульфосоединений.

4. Результаты исследования

Рудовмещающая толща во вскрытом ее объеме, включая ближнее обрамление рудных залежей (рудных зон), сложена разнотекстурированными, преимущественно тонко-среднезернистыми, отчасти средне-крупнозернистыми, существенно кварцевыми и кварцитовидными песчаниками при под-

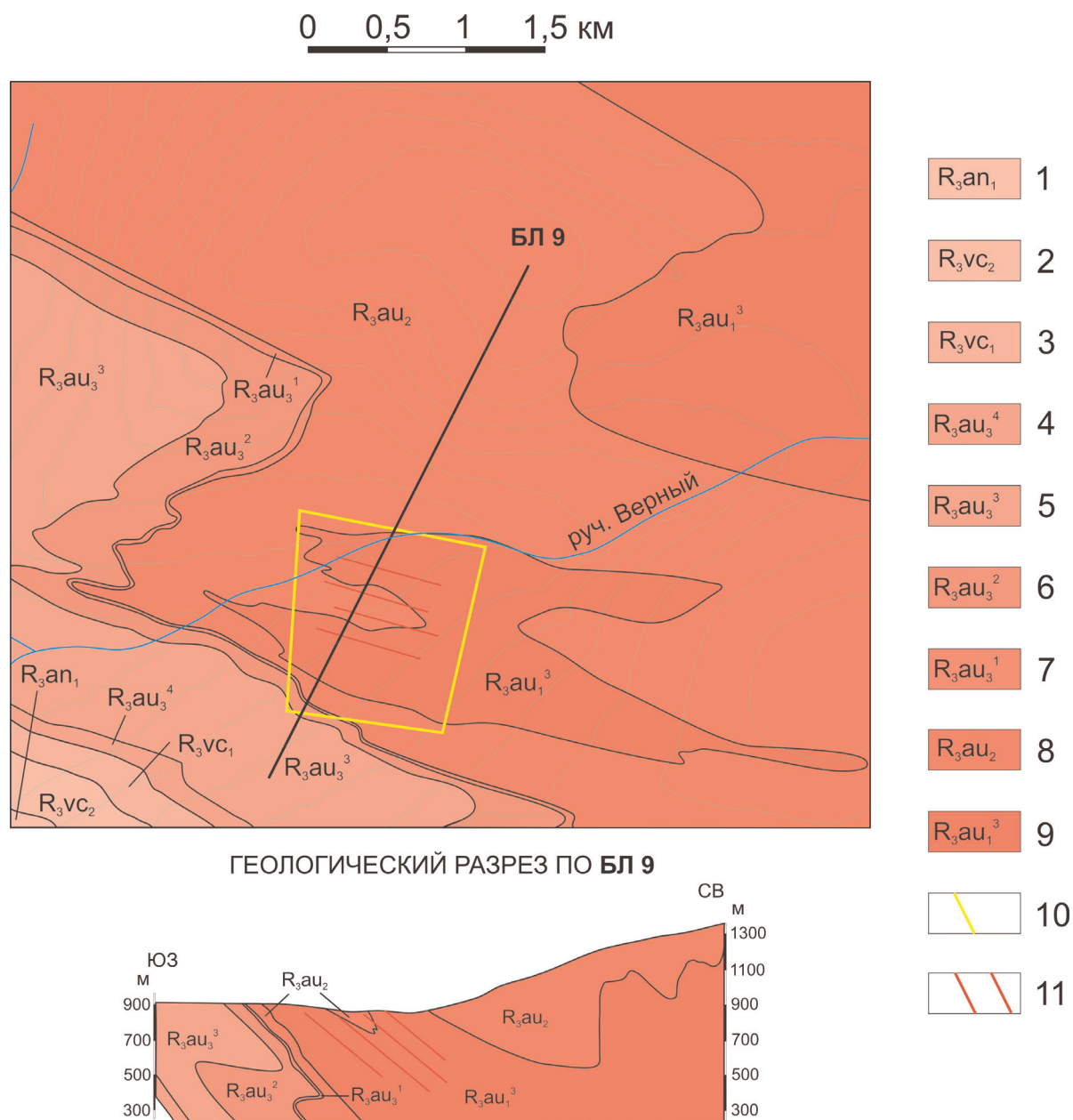


Рис. 2. Схема геологического строения Вернинского золоторудного месторождения (по А.М. Алтынникову, 2009). 1) анангская свита, нижняя подсвита, переслаивание сланцев филлитовидных и алевритистых умеренно углеродистых темно-серых с полевошпат-кварцевыми песчаниками; 2, 3) вачская свита: 2) верхняя подсвита, сланцы высокоуглеродистые, кварцитовидные песчаники; 3) нижняя подсвита, сланцы серицит-кварцевые высокоуглеродистые, сланцы филлитовидные, кварцитовидные песчаники серого цвета; 4–7) аунакитская свита, верхняя подсвита: 4) четвертая пачка, переслаивание высокоуглеродистых филлитовидных сланцев, слабоуглеродистых алевролитов, мелкозернистых песчаников; 5) третья пачка, грубое переслаивание песчаников известковистых кварцитовидных, алевролитов известковистых и филлитовидных сланцев; 6) вторая пачка, тонкоритмичное переслаивание углеродистых филлитовидных сланцев и серицит-кварцевых, карбонат-кварцевых мелкозернистых песчаников; 7) первая пачка, известняки углеродистые; 8, 9) аунакитская свита: 8) средняя подсвита, сланцы филлитовидные углеродистые, прослои кварцитовидных песчаников; 9) нижняя подсвита, третья пачка, песчаники кварцитовидные, часто известковистые, пакеты филлитовидных слюдисто-кварцевых сланцев; 10) контур лицензионной площади; 11) минерализованная зона с рудными телами

чиненном участии алевролитов и аргиллитов, — массивных или в разной степени рассланцованных, черных и темно-серых.

Как и в Сухом Логу, юго-восточное продолжение которого представляет образованное в таких же складчато-разломных структурах Вернинское

месторождение, исходные осадочные породы подверглись преобразованиям при региональном метаморфизме нагревания (на прогрессивном этапе) и околорудном метасоматизме. От этапа седиментации в породах сохранились частично обломочная фракция (кварц), преобразованное органиче-

ское вещество, акцессории – окатанные микрозерна циркона, монацита (?), от этапа регионального метаморфизма из ассоциации биотит + роговая обманка + кероген (графитоид или графит) + турмалин – кероген и турмалин. На этапе околорудного метасоматизма образованы минеральные комплексы, составы которых укладываются в две тыловые зоны приведенной в [9] типовой универсальной (отражающей структуру рудовмещающего метасоматического ореола), схемы минералого-петрохимической зональности околорудных метасоматических ореолов мезотермальных золоторудных месторождений, образованных в несланцевом и черносланцевом субстрате.

По наборам минералов эти комплексы однообразны во всех упомянутых литотипах осадочных пород и включают следующие минералы (подчеркнут минерал, исчезающий в более тыловой зоне):

Альбитовая зона: кварц + серицит + рутил + лейкоксен + магнетит ± кальцит ± доломит + анкерит ± сидерит + альбит;

Альбитовая зона: кварц + серицит + рутил + лейкоксен + магнетит ± кальцит ± доломит + анкерит ± сидерит + сульфиды (арсенопирит, пирротин, пирит и др.) + золото + альбит;

Тыловая зона: кварц + серицит + рутил + лейкоксен + магнетит ± кальцит + анкерит ± сидерит + сульфиды (арсенопирит, пирротин, пирит и др.) + золото

Минеральный состав тыловой зоны отвечает составу березита, смежной – березитоида (березита с альбитом) при унаследовании метасоматитами темных (от черного до серого) цветов вследствие сохранения керогена или частичного снижения его содержания при неполном окислении, вероятность которого обсуждалась в [2]. Граница окисления керогена березита, приобретающего серый, светло-серый цвет, всегда резкая, пересекает реликтовую слойчатость, наследовавшую ее сланцеватость пород, имеет причудливую конфигурацию, формирующуюся, вероятно, в условиях неравномерной проницаемости пород для гидротермальных металлоносных растворов (рис. 3).

Обломочная фракция песчаников занимает от 60 до 90 % объема пород при базальном и/или контактовом цементе и представлена почти исключительно кварцем с несущественным участием реликтовых зерен альбитизированного олигоклаза. Двойниковое строение плагиоклазов выражено слабо. Зерна имеют субизометричную или эллипсоидовидную, часто неправильную форму, в случае сохранности от растворения сглаженные контуры – следствие хорошей окатанности. Лучшая сохранность обломков свойственна альбитовой зоне. В обеих зонах обломки с периферии в разной степени растворены и контуры их в последнем случае приобрели заливообразные, зазубренные, «лапчатые», «рваные» очертания. В сростаниях с более мелкими зернами и между разноразмерными зернами кварца цемента возникли постепенные («плавающие») переходы от зерна к зерну.

При значительном растворении обломков и перекристаллизации кварца в сочетании с раскристаллизацией, перекристаллизацией минералов

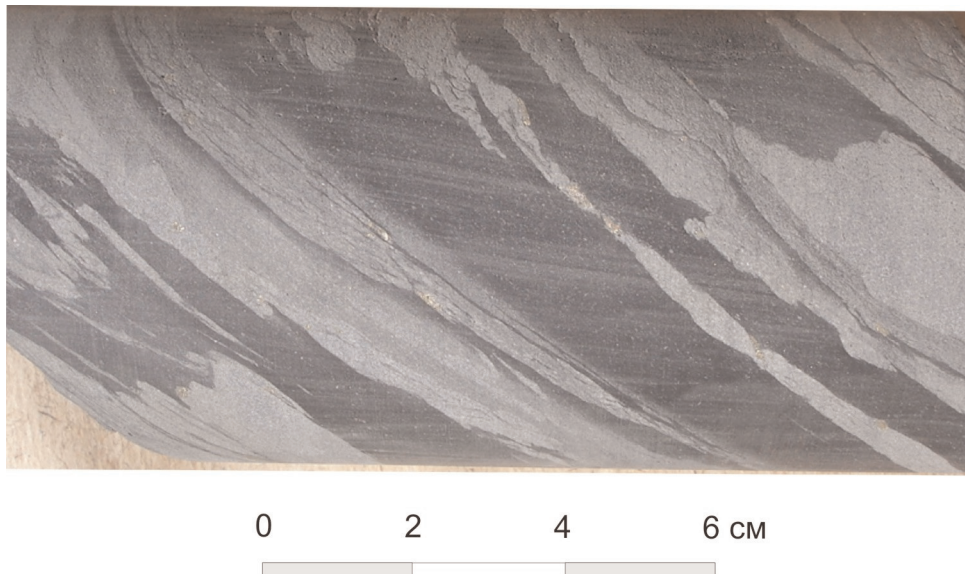


Рис. 3. Тыловая (березитовая) зона (светлое) в контакте с альбитовой зоной рудовмещающего метасоматического ореола Вернинского месторождения. Керн

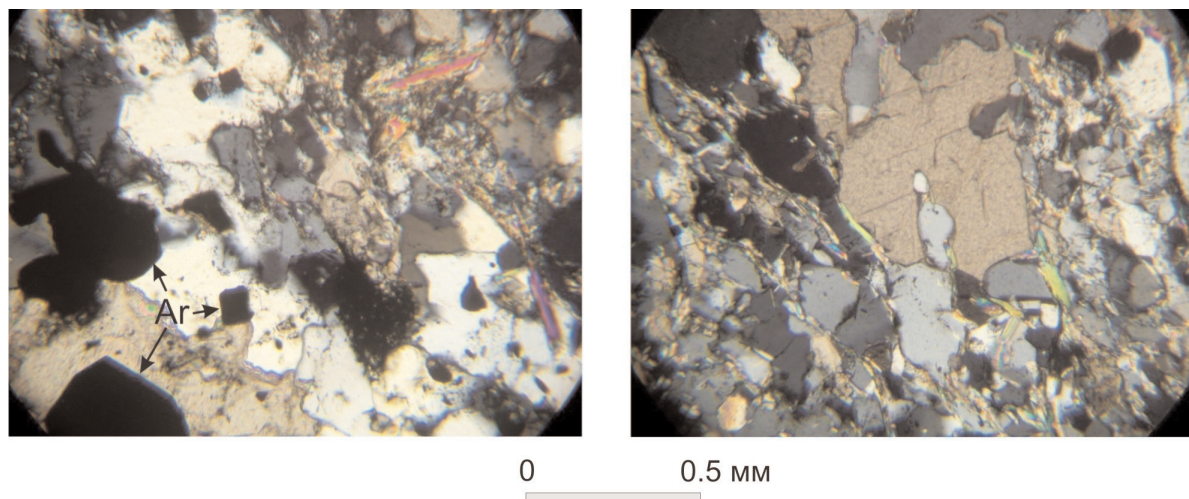


Рис. 4. Метакристаллы арсенопирита (Ar), анкерита в апопесчаниковых березитах Вернинского месторождения. С анализатором

цемента обломочная фракция и цемент песчаников и алевролитов становятся неразличимыми и структура пород трансформируется из бластопаппаммитовой, бластоалевритовой в гранобластовую, при участии значительного количества серицита — в лепидогранобластовую, а существенно кварцевые породы приобретают кварцитовидный облик (рис. 4).

В обломочной фракции зерна кварца обычно чистые, свободны от инородных примесей. Редко в них можно наблюдать микровключения ромбовидных кристаллов карбоната, вкрапления микрокристаллов или ксеноморфных зерен сульфидов, микрочешуек серицита, стустки и эмульсию керогена. Присутствие иногда в зернах кварца цемента «теней» кристаллов плагиоклаза свидетельствует о замещении первым второго.

В монозернистых агрегатах или в срастаниях с карбонатами в аргиллитах (филлитах), алевролитах, тонко- и мелкозернистых песчаниках кварц образует единичные и редкие линзы — «глазки» до 1 мм длиной с каплевидными микровкраплениями и микрокристаллами сульфидов, скоплениями их. Агрегаты чистых «пламенивидных» и субизометричных зерен кварца, иногда совместно с удлиненными кристаллами карбонатов обрамляют кристаллы арсенопирита и пирита, при этом удлинением зерна ориентированы нормально к их граням.

В составе цемента песчаников и алевролитов помимо кварца в переменных количествах, разных сочетаниях и сложных срастаниях участвуют (в порядке распространенности) карбонаты, кероген, серицит, сульфиды, альбит, рутил и лейкоксен, апатит.

Содержание карбонатов в породах варьирует от почти полного отсутствия до 25 об. %, в редких слоях возрастает до 60...70 %. По данным рентгеноспектрального микроанализа (табл. 2) это анкерит и сидерит с незначительным участием в некоторых пробах доломита и позднего кальцита. Отсюда следует, что разрез рудовмещающей толщи

сложен породами малокарбонатными, а хорошо выраженная форма кристаллов-ромбоэдров Mg-Fe-карбонатов с острыми углами свидетельствует об эпигенетическом (постседиментационном) их происхождении.

Керогеном особенно обогащены филлиты и алевролиты, в которых в объемном выражении его содержание достигает 50...60 %, реже более. В песчаниках содержание керогена редко превышает 20 об. %, но и этого достаточно, чтобы окрасить породы в черный цвет.

Во всех породах чрезвычайно характерна субпараллельно-полосчатая форма его участия. Полоски толщиной, как правило, от тысячных до сотых, редко первых десятых долей мм ориентированы вдоль скрытой или явной сланцеватости и, очевидно, слоистости (слоистости) осадочных пород. Слоистость, в частности, обусловлена чередованием «слоиков», обогащенных и обедненных керогеном.

В филлитах, алевролитах и песчаниках кероген тесно ассоциирует с серицитом и содержание его в этом случае сопоставимо с содержанием слюды. Чешуйки последней согласны полосчатости. Примесь удлиненно-линзовидных микрозерен кварца и ксеноморфных выделений карбоната в филлитах, как правило, незначительна. В песчаниках конфигурация полосок керогена более сложная — они ветвятся, обрамляют зерна кварца обломочной фракции, образуют сетчатые узоры. В цементе песчаников кероген образует эмульсионную вкрапленность, стустки разной формы, при этом особенно охотно ассоциирует с карбонатами, кристаллы которых пронизаны его включениями. Масса керогена не соотносится с содержанием сульфидов, обильные скопления которых бывают в породах с низким (до 1...2 об. %) содержанием керогена, а в породах, обогащенных им, нередко сульфиды отсутствуют или их примесь незначительна.

Серицитом-мусковитом (табл. 3) в срастании с керогеном сложены филлиты (исходные аргил-

Таблица 2. Химические составы карбонатов тыловых зон рудовмещающего метасоматического ореола Вернинского месторождения

Номер пробы (Число спектров)	Интервалы содержаний, мас. %							Минерал
	CaO	MgO	FeO	MnO	SrO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	
1253-138,4 (2)	27,10...27,34	10,86...12,45	12,13...13,95	0,52...1,98	—	0,21...0,26	—	Анкерит
1253-144,7 (6)	24,14...27,65	9,83...15,09	8,89...25,42	0,44...1,36	0,00...0,24	0,21...9,14	0,38...0,40	Анкерит
(6)	00,00...0,25	12,54...15,44	39,93...46,21	0,72...1,07	—	0,26...0,28	—	Сидерит
1393-46,0 (2)	50,55...51,24	0,00...0,40	0,93...0,99	—	0,56...0,59	0,00...0,19	—	Кальцит
(2)	28,56...30,22	19,45...21,96	0,66...0,67	0,00...0,31	—	—	—	Доломит
(2)	25,02...27,97	12,95...13,80	9,21...10,01	0,00...0,21	0,22...0,39	0,00...0,28	—	Анкерит
1469-54,0 (9)	23,23...28,25	9,09...14,39	11,17...16,67	0,31...0,61	0,26...1,03	0,00...0,39	—	Анкерит
1469-102,5 (6)	25,76...28,12	10,51...12,85	12,90...15,95	0,40...0,62	0,00...0,46	0,00...2,76	—	Анкерит
(7)	0,00...1,13	5,12...13,81	41,49...52,28	0,00...1,10	—	0,00...0,34	—	Сидерит
1488-66,9 (10)	26,36...28,89	10,98...16,96	6,10...14,79	0,00...1,73	0,00...0,52	0,00...3,36	0,00...2,31	Анкерит

Примечание. Содержание углерода в карбонатах не определялось по причине напыления графитом поверхности препаратов, предусмотренного методикой анализа.

литы) и алевролиты. Согласно полосчатости керогена, следовательно, сланцеватости ориентировка его чешуек столь совершенна, что при вращении столика микроскопа их агрегат погасает (просветляется) одновременно как единый кристалл. В метасоматитах, образованных в песчаниках, серицита, как правило, мало, до 1...2 об. %, реже до 3...5 об. %, очень редко до 5...10 об. %. Чешуйки его здесь только в полосках керогена ориентированы согласно им, вне полосок керогена они рассеяны в породах и их ориентировка бессистемна. Характерна редкость скоплений серицита, подобных тем, какие обычно бывают при замещении кристаллов плагиоклазов, особенно кислых, — сплошных агрегатов.

Таблица 3. Химические составы серицита-мусковита тыловых зон рудовмещающего метасоматического ореола Вернинского месторождения

Номер пробы	Содержание, мас. %								Σ
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	FeO	TiO ₂	
1253-144,7	43,94	33,00	7,90	0,36	—	0,90	1,07	—	87,17
1469-54,0	44,73	28,91	8,01	0,38	0,22	1,76	1,88	0,32	86,21
1469-54,0	47,71	31,18	8,25	0,32	0,45	1,69	2,02	0,32	91,94
1469-102,5	47,41	29,67	8,11	0,39	—	1,19	1,79	0,65	89,21
1488-66,9	43,17	30,80	8,00	0,46	0,52	1,26	1,45	0,48	86,14

Содержание сульфидов в породах переменное — от полного отсутствия до 50 об. %. Среди них преобладают арсенопирит, пирротин, пирит, другие (галенит, сфалерит, халькопирит и др.) участвуют эпизодически, в форме гнездовых скоплений и микропримесей. Арсенопирит образован в форме одиночных кристаллов, зернистых агрегатов, пятнучевых звезд размером до 5 см и наряду с пирротинном относится к наиболее распространенным. Пирротин присутствует в виде зернистых ксеноморфных скоплений. Подчиненный в количественном отношении пирит представлен кубическими кристаллами и их скоплениями размером до первых см.

Альбит присутствует в форме мелких (как правило, до сотых долей мм) таблитчатых кристаллов только в альбитовой зоне, редок, очевидно, замещает кислый плагиоклаз исходных пород. Слабо выраженное двойниковое строение минерала представляет следствие замещения его кварцем, о чем свидетельствуют упоминавшиеся «тени» полисинтетических двойников в зернах последнего.

Рутил (табл. 4) в виде игольчатых микрокристаллов и лейкоксен в скоплениях представляют результат фиксации в собственных минеральных формах титана, высвободившегося из метаморфических биотита и амфибола при их замещении промежуточным хлоритом и конечным серицитом.

Таблица 4. Химические составы рутила тыловых зон рудовмещающего метасоматического ореола Вернинского месторождения

Номер пробы	Содержание, мас. %						Σ
	TiO ₂	ZrO ₂	FeO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	
1253-144,7	88,41	0,36	0,24	0,17	0,75	0,22	90,15
1469-102,5	91,73	0,42	0,28	—	0,30	—	92,73

Таблица 5. Химические составы апатита тыловых зон рудовмещающего метасоматического ореола Вернинского месторождения

Номер пробы	Содержание, мас. %							Σ
	CaO	P ₂ O ₅	F	SrO	FeO	SiO ₂	K ₂ O	
1253-138,4	53,32	42,46	3,96	2,11	—	0,66	—	102,51
1393-46,0	54,68	43,31	4,01	1,35	—	0,64	—	103,99
1393-46,0	55,09	42,96	3,96	1,16	—	0,71	—	103,88
1469-54,0	50,76	40,72	4,32	3,03	—	—	—	98,83
1469-54,0	43,25	34,03	3,09	2,35	0,36	0,45	—	83,53
1469-54,0	53,11	42,85	5,03	2,19	—	0,71	—	103,89
1469-102,5	49,03	38,95	3,18	1,82	—	0,58	—	93,56
1469-102,5	47,52	37,58	3,31	1,94	—	0,73	0,16	91,24
1469-102,5	54,12	42,62	4,21	1,94	0,93	—	—	103,82
1488-66,9	53,69	41,52	3,73	1,28	—	1,05	—	101,27
1488-66,9	49,95	38,59	3,53	2,72	—	0,64	—	95,43
1488-66,9	50,85	40,24	4,25	2,01	—	0,75	—	98,10

Рассеянные в породах микрокристаллы апатита представлены его фтор-содержащей разновидностью (табл. 5).

Распределение в междурудном, околорудном пространстве Вернинского месторождения ведущих металлов — геохимических и металлогенических спутников золота, серебра, ртути подчиняется минералого-петрохимической зональности рудовмещающего, околорудного метасоматического ореола (табл. 6).

Таблица 6. Оценка параметров распределения золота, серебра, ртути в минеральных зонах апосланцевого рудовмещающего метасоматического ореола Вернинского золоторудного месторождения

Элементы	Параметры распределения	Исходные горные породы			
		Разнозернистые песчаники без сульфидов (12)	Разнозернистые песчаники с сульфидами (137)	Разнозернистые песчаники с сульфидами (76)	Алевриты с сульфидами (13)
		Минеральные зоны			
		Альбитовая		Березитовая	
Au	$\bar{x}(\bar{x})$	2,3 (2,4)	13,0 (23,6)	39,2 (309,0)	37,0 (55,0)
	$t(s)$	1,3 (0,55)	2,5 (47,1)	4,8 (1187)	2,6 (52,1)
Ag	$\bar{x}(\bar{x})$	33,5 (38,3)	52,3 (65,4)	78,6 (125,0)	143,7 (187,5)
	$t(s)$	1,7 (20,6)	1,8 (67,0)	2,2 (198,0)	2,2 (145,0)
	$r(\text{Au-Ag})$	0,22	0,44	0,61	0,81
	Au/Ag	0,07	0,25	0,50	0,26
Hg	$\bar{x}(\bar{x})$	15,9 (29,0)	н/о	78,7 (262,0)	н/о
	$t(s)$	5,1 (25,1)	н/о	6,3 (483,0)	н/о
	$r(\text{Au-Hg})$	0,56	н/о	0,30	н/о
	$r(\text{Ag-Hg})$	0,90	н/о	0,63	н/о

Примечание. 1) $\bar{x}(\bar{x})$ — среднее соответственно геометрическое и арифметическое (в скобках) содержание, мг/т; t — стандартный множитель; s — стандартное отклонение содержания, мг/т; r — коэффициент парной линейной корреляции элементов, выше уровня значимости обозначен жирным шрифтом; н/о — не определялось. 2) В скобках под названиями пород — число проб.

Содержание каждого из трех металлов в основных рудовмещающих породах месторождения — разнозернистых, от тонко- до средне-, редко с существенной крупнозернистой (до 1 мм) составляющей в обломочной фракции, песчаников, не содержащих сульфидов или содержащих редчайшие их микровключения, но измененных в смежной с тыловой альбитовой зоне, близко к кларковым значениям. Относительно невелика здесь степень неравномерности распределения золота и серебра, более значительна — ртути. По мере усиления интенсивности гидротермальных преобразований пород, включая сульфидизацию, оба параметра распределения последовательно (Au, Ag) и в тыловой (Hg) зоне возрастают, достигая в последней максимальных значений. В апоалевритовых березитах содержания золота близко к таковому в апопесчаниковых березитах при вдвое мень-

шей степени неравномерности распределения его содержания. Напротив, содержание серебра в первом случае вдвое превышает его концентрацию во втором, а неравномерность распределения металла в обоих случаях одинакова. Существенно возрастает в апопесчаниковых березитах содержание ртути сравнительно с бессульфидными апопесчаниковыми метасоматитами альбитовой зоны при усилении степени неравномерности распределения ее содержания. По мере возрастания интенсивности преобразований пород увеличивается Au-Ag — отношение, усиливается корреляционная связь золота с серебром, сохраняется сильная корреляционная связь серебра с ртутью при умеренной связи ртути с золотом.

5. Обсуждение результатов и выводы

В высококремнистых породах с кварцем в качестве ведущего носителя кремнезема существует проблема пространства, которая в метасоматическом процессе березитового профиля решается по-разному.

При образовании месторождения Чертово Корято, например, в углеродистых существенно кварцевых песчаниках и алевритовых раннепротерозойской михайловской свиты балансовыми расчетами установлен вынос кремнезема из формировавшихся крупнообъемных, мощностью до 10...12 м, тыловых зон рудовмещающего метасоматического ореола до 0,8 т в расчете на один м³ субстрата [10]. Это обеспечило подготовку в породах пространства для отложения анкерита в количестве до нескольких десятков об. %. Очевидно, вынос SiO₂ и окисление керогена — осветление березита стало возможным при условии щелочного окислительного режима ранних порций гидротермальных растворов, поскольку в кислотных растворах, как известно, кварц не растворяется, а в восстановленных кероген не окисляется. Последующая инверсия щелочного окислительного режима нагружавшихся соединениями кремния растворов в кислотный восстановительный в углеродистой среде обусловила переход элемента в инертное состояние, заполнение кремнеземом многочисленных мелких и крупных трещин и образование кварцевых прожилков и жил. Кислотный восстановленный режим растворов при этом препятствовал активному взаимодействию их с углеродистыми существенно кварцевыми песчаниками и алевритовыми и, как следствие, образованию околорудных оторочек измененных пород и окислению здесь керогена.

Кислотный режим ранних порций растворов при образовании Вернинского месторождения не способствовал глубокой метасоматической переработке рудовмещающих кварцевых пород и выносу из тыловых зон ореолов кремнезема в сколько-нибудь заметных количествах. Проблема пространства в данном случае природой не была решена. Под воздействием тепла более низкотемпературных, чем требуется для сохранения биотита, ро-

говой обманки, растворов произошло обычное в пропилит-березитовом процессе замещение их и промежуточного хлорита серицитом. Одновременно отлагалось сравнительно небольшое количество Mg-Fe-карбонатов, вероятно, путем замещения известковистого компонента цемента осадочных регионально метаморфизованных пород. На необходимость привноса в рудовмещающие толщи Ленского района Mg и Fe для образования анкерита и сидерита вслед за В.А. Буряком и Н.А. Львовой обращалось внимание в [1].

Однако при редко фиксируемом в местных метасоматитах содержании анкерита в объеме до нескольких десятков процентов этот вариант не представляется единственным, — вероятный щелочной режим ранних растворов в отдельных струях общего их потока мог способствовать наряду с другими причинами частичному выносу кремнезема, обычно фиксируемому при березитизации, и образованию полнопроявленных описанных выше березитов в составе кварца, серицита, анкерита, сульфидов, более крупные залежи которых эпизодически встречаются в апочерносланцевых рудовмещающих метасоматических ореолах многих золотых месторождений [9, 12]. Об этом можно судить, учитывая значительную массу кварцевого выполнения трещин на некоторых участках Вернинского месторождения (Первенец и др.). Вместе с тем, сохранение части керогена в местных березитах и их неполное осветление в известных нам случаях оценивается как следствие слабо окислительного режима ранних преимущественно кислых растворов. Отсутствие оторочек околужильно измененных пород в месторождении объясняется теми же приведенными выше причинами, что и в других месторождениях.

Еще одна особенность березитов Вернинского месторождения, — необычно низкое содержание в них светлой слюды (исключая аргиллиты-филлиты, алевролиты). Причина заключается в дефиците глинозема в местных исходных песчаниках, основными носителями которого обычно бывают полевые шпаты, которых мало. Глинозем не поступает с березитизирующими растворами извне, а перераспределяется в процессе метасоматизма между минеральными фазами [11]. Фиксации в березитах поступающего с растворами калия препятствует отсутствие сколько-нибудь значительной массы глинозема. Напротив, обилие серицита в филлитах и алевролитах есть следствие обилия в исходных породах глинистого материала, его раскристаллизации в биотит при региональном метаморфизме нагревания и последующего при околорудном метасоматизме замещения биотита светлой слюдой через промежуточный хлорит. Процесс, вероятно, происходит одновременно с фиксацией высвобождающихся из биотита калия в сериците, титана — в лейкокрене, рутиле, железе — в магнетите. Признаком седиментогенного происхождения значительной части исходных органических веществ, преобразованных при региональном метаморфиз-

ме в кероген, следует считать сравнительно невысокое содержание его в песчаниках, но обогащение им филлитов и алевролитов в ассоциации с глинистым материалом — следствие преимущественного накопления органики вместе с тонкими глинистыми осадками в условиях застойного гидродинамического и восстановленного режимов в бассейнах осадконакопления.

Частое чередование минеральных зон в поперечных разрезах рудовмещающих метасоматических ореолов, в Вернинском месторождении альбитовой и основной рудовмещающей тыловой, есть обычное явление в толщах черных сланцев, в том числе в месторождении Сухой Лог [2]. Вместе с тем, объемы метасоматических ореолов соотносятся с объемами рудных залежей и минерализованных зон. На Западном участке Сухого Лога, например, снижение масштабов оруденения, где залегают лишь относительно маломощные минерализованные зоны, сопровождается сосуществованием промежуточной хлоритовой зоны с альбитовой и тыловой, на Центральном участке Главная рудная залежь обрамлена даже на значительном удалении от нее только чередующимися альбитовой и тыловыми зонами. Крупные рудные залежи Вернинского месторождения во вскрытом скважинами ближнем их обрамлении, как и в междурудном пространстве, также сопровождаются только чередующимися тыловыми зонами, — альбитовой и березитовой. Периферийные зоны рудовмещающего метасоматического ореола здесь пока недоступны для изучения.

Таким образом, кварц-серицит-анкерит-сульфидный состав метасоматитов тыловой зоны в сочетании со смежной альбитовой, установленное на фрагментарном уровне тыловых зон снижение числа минеральных фаз по мере усиления интенсивности преобразований при переходе от альбитовой зоны к тыловой, очевидное поступление в низкомагнезиальные и маложелезистые существенно кварцевые породы значительных масс Mg, Fe, а с ними и уголекислоты, привнос и фиксация в сульфидах восстановленной S, характерное для апочерносланцевых рудовмещающих метасоматических ореолов чередование минеральных зон, — все эти черты свойственны околорудному метасоматизму, сопровождаемому рудообразованием в мезотермальных месторождениях золота, залегающих в несланцевом и черносланцевом субстрате [1, 7, 9, 12]. Отмечаемые здесь и в [2] особенности метасоматических ореолов в черных сланцах обусловлены не глубокими геолого-генетическими различиями процессов рудообразования в той и другой среде, а специфическим влиянием черносланцевого субстрата на минералообразование при вариациях физико-химических режимов металлоносных растворов, состава растворенных веществ и др.

В результате расчетов статистических параметров распределения ряда важнейших рудогенных элементов — золота, серебра, ртути получены дан-

ные, раскрывающие происхождение геохимических аномалий в межрудном, околорудном пространстве Вернинского месторождения.

Как показывает опыт петролого-геохимических исследований во многих мезотермальных месторождениях золота «несланцевого» и «черносланцевого» типов, в смежной с тыловой альбитовой зоне околорудных метасоматических ореолов пропилит-березитового профиля, в отличие от тыловой березитовой, содержание золота возрастает незначительно [12]. Поэтому сравнительно низкие содержания металлов триады, прежде всего золота, в бессульфидных метасоматитах месторождения — обычное явление и свидетельствует о том, что до начала рудообразующего процесса, к продуктам которого относятся и сульфиды, содержания золота в рудовмещающих углеродистых сланцах отвечали кларковым (местному кларку) — вероятно, не более 1,0...2,0 мг/т, которые зафиксированы во многих толщах черных сланцев в обрамлении околорудных метасоматических ореолов. Очевидно, не происходило существенное перераспределение металлов и на этапе предшествующего регионального метаморфизма нагревания.

Напротив, направленное увеличение содержания металлов, неравномерности их распределения, золото-серебряного отношения, силы корреляционных связей между золотом и серебром от одной минералогическо-петрохимической зоны к другой рудовмещающего метасоматического ореола по мере усиления интенсивности преобразований исходных углеродистых сланцев — явления, повторяющие картину распределения металлов в околорудном пространстве многих мезотермальных золотых месторождений [12], свидетельствуют о причинно-следственных связях околорудных геохимического и метасоматического ореолов. Тот и другой органически связаны единством создавшего их гидротермального, в том числе рудообразующего процесса.

Геохимический ореол месторождения занимает существенно меньший объем сравнительно с околорудным метасоматическим. В сочетании с фактом максимального накопления металлов в непосредственном обрамлении рудовмещающих, а, следовательно, и раствороподводящих, разломных структур и сравнительно быстрого, хотя и постепенного, снижения содержания металлов в направлении от этих структур к фронтальной зоне околорудного метасоматического ореола, этот факт подчеркивает концентрационно-диффузионный механизм массопереноса, доказанный на эмпирическом материале для случая околоразломного (око-

лоразломного) гидротермального метасоматизма [11]. Подобная картина распределения создается в условиях диффузии компонентов, в том числе металлов, в трещинно-поровой флюидно-породной системе из обогащенных металлами поступивших извне трещинных растворов в содержащие их на кларковых уровнях поровые растворы вмещающих пород. По мере диффузионного перемещения металлы осаждаются в минеральных новообразованиях и содержание их в растворах постепенно снижается вплоть до кларков на незначительных расстояниях от источника, что обусловлено низкой сравнительно с фильтрацией скоростью диффузии.

В этом случае возможность необходимого для экстракции из пород металлов и их концентрирования «промывания» значительных объемов пород-доноров исчезающе малы. Очевидно, растворы в своем движении предпочитают высокопроницаемые структуры-разломы, а не поровое пространство пород, на преодоление которого требуются значительно большие градиенты давлений, достижение которых в условиях сильно трещиноватой среды (сланцев) более чем проблематично.

Ранее [12] установлена прямая зависимость аномальных содержаний металлов в околорудных геохимических ореолах от богатства руд: в месторождениях золота, образованных в кристаллическом субстрате, в рудах которых средние промышленные содержания золота достигают граммов...десятков граммов в тонне руды, тыловые зоны метасоматических ореолов обогащены золотом до первых г/т; в месторождениях «черносланцевого» типа, руды которых содержат золото в среднем на уровне первых г/т, в тыловых зонах апосланцевых околорудных метасоматических ореолов содержания металла редко превышают 0,1 г/т, в большинстве проб березитов они определяются на уровне многих...десятков мг/т. Эта зависимость подтверждается и в Вернинском месторождении. Данный факт и его интерпретация согласуются с представлением о концентрационно-диффузионном механизме накопления металлов в околорудном пространстве мезотермальных золотых месторождений.

Приведенные материалы дополняют фактологическую базу, доказывающую геолого-генетическую однородность золоторудных месторождений, образованных в кристаллическом и черносланцевом субстрате.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ. ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы». Гос. контракт № П238 от 23.04.2010 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верховин А.В. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 1. Обзор петролого-геохимических исследований рудовмещающего субстрата // Известия Томского политехнического университета. — 2011. — Т. 319. — № 1. — С. 35–41.
2. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верховин А.В. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 2. Петрология околорудного метасоматизма // Известия Томского политехнического университета. — 2011. — Т. 320. — № 1. — С. 28–37.

3. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. — М.: Недра, 1982. — 256 с.
4. Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г. и др. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология рудных месторождений. — 2008. — Т. 50. — № 1. — С. 3–46.
5. Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В. и др. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования аксессуарных минералов // Геология рудных месторождений. — 2011. — Т. 53. — № 1. — С. 32–64.
6. Laverov N., Chernyshev J., Chugaev A. et al. Geochronology and the Pb, Sr and Nd isotope signatures for crustal source of the Sukhoi Log Highland, Russia // Proc. Intern. Geol. Congress, Oslo, 6–14 Aug. 2008 г. — Oslo, 2008. — MRD 04217P. www.33.org.
7. Кучеренко И.В. К методике формирования выборок для расчета статистических параметров распределения и баланса химических элементов в околорудном пространстве гидротермальных месторождений золота // Известия Томского политехнического университета. — 2005. — Т. 308. — № 2. — С. 23–30.
8. Кучеренко И.В. Петрогеохимические особенности рудообразования в сланцевых толщах // Разведка и охрана недр. — 1986. — № 12. — С. 24–28.
9. Кучеренко И.В. Металлогения золота: приложение к мезотермальным месторождениям, образованным в несланцевом и черносланцевом субстрате горно-складчатых сооружений южной Сибири // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых: Матер. Междунар. конф., г. Томск, 5–8 окт. 2010 г. — Томск: Изд-во ТПУ, 2010. — С. 241–256.
10. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхоzin А.В. Новые данные о феофильной специализации золотоносных березитов // Известия Томского политехнического университета. — 2009. — Т. 315. — № 1. — С. 26–29.
11. Кучеренко И.В. Гидродинамика трещинно-поровых породно-флюидных взаимодействий и механизм массопереноса в процессах околотрещинного гидротермального метасоматизма // Разведка и охрана недр. — 2010. — № 11. — С. 37–43.
12. Кучеренко И.В. Петролого-геохимические свидетельства геолого-генетической однородности гидротермальных месторождений золота, образованных в черносланцевом и несланцевом субстрате // Известия Томского политехнического университета. — 2007. — Т. 311. — № 1. — С. 25–35.

Поступила 20.01.2012 г.

УДК 553.411.071.242.4+550.4

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ОКОЛОРУДНОГО МЕТАСОМАТИЗМА В ЗОЛОТОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ СУХОЙ ЛОГ (ЛЕНСКИЙ РАЙОН). Ч. 3. ГЕОХИМИЯ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА

И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гаврилов, В.Г. Мартыненко*, А.В. Верхоzin**

Томский политехнический университет

E-mail: kucherenko.o@sibmail.com

*ОАО «Первенец», г. Бодайбо

E-mail: MartynenkoVG@polyusgold.com

**ООО «Золото Евразии», г. Москва

Приведены данные о статистических параметрах распределения геохимических и металлогенических спутников золота и серебра в минеральных зонах рудовмещающего апочерносланцевого метасоматического ореола березит-пропилитового профиля на Западном участке месторождения Сухой Лог (Ленский район). Средние содержания металлов на уровне первых мг/т (Au), десятков мг/т (Ag) и дисперсия их распределения (стандартный множитель, стандартное отклонение) минимальны в доступных для изучения метасоматитах промежуточной хлоритовой и более тыловой альбитовой зон, не содержащих сульфидов. Упомянутые параметры распределения и Au/Ag-отношение существенно возрастают в сульфидизированных при рудообразовании метасоматитах обеих зон. Результаты обсуждаются в сравнении с аналогичными данными по другим золотым месторождениям, образованным в черносланцевом и кристаллическом субстрате.

Ключевые слова:

Месторождение Сухой Лог, черные сланцы, околорудные метасоматические, геохимические ореолы, березиты, пропилиты, золото, серебро.

Key words:

Sukhoi Log deposit, black shale rocks, metasomatic, geochemic haloes, beresites, propilites, gold, silver.

Введение

Многовариантные оценки разными авторами дорудной исходной золотоносности одних и тех же рудовмещающих толщ черных сланцев в золоторудных районах и в одних и тех же месторождениях, в том числе в месторождении Сухой Лог, в диапазоне от первых мг/т до первых ... многих г/т [1] давно актуализировали потребность понять

причины этого. Потребность определяется не только очевидной значимостью решения проблемы для совершенствования теории гидротермального рудообразования в аспекте уточнения представлений об источниках сосредоточенного в рудах профильного металла, но и соображениями прикладной (прогнозной) направленности, следующими из необходимости решения вопроса о повышенной

золотоносности черных сланцев как причине или следствии рудообразования. Поскольку речь идет об одних и тех же объектах, постольку явления конвергенции исключаются, а выводы приобрели статус противоречивых.

Объяснение этой сохраняющейся в течение более пятидесяти лет, а потому парадоксальной ситуации предложено в [2, 3]. Причина противоречий заключается в использовании многими авторами не адекватных цели исследования методов, не пригодных для реконструкции геологической истории химических элементов в горных породах, испытавших после седиментации преобразования при региональном метаморфизме и околорудном метасоматизме. В последние годы эффективность предложенных подходов петролого-геохимических исследований, призванных обеспечить корректное решение проблемы, подтверждена на многих золотых месторождениях, образованных в черных сланцах и кристаллическом субстрате [4].

Петрологическая составляющая этих исследований имеет целью дифференциацию минерального состава горных пород на ассоциации (комплексы), отвечающие этапу их образования и каждому этапу последующих преобразований. Это обеспечивает посредством формирования выборок возможности оценки статистических параметров распределения (средних, дисперсии) и расчета баланса металлов, то есть изменения их массы в единице объема, от этапа к этапу геологической эволюции вмещающей руды субстрата, в том числе, что особенно важно, регионально метаморфизованных до рудообразования черных сланцев. Такого рода исследования выполнены на Западном участке Сухого Лога и результаты приведены в [5].

В предшествующих статьях цикла [1, 5] также обращено внимание на то, что золотые месторождения, образованные в толщах углеродистых сланцев разного возраста, обладают признаками сходства с золотыми месторождениями, залегающими в кристаллическом субстрате и считающимися магматогенно-гидротермальными (мезотермальными), но и некоторыми особенностями, не свойственными последним. Перечисленные ниже черты сходства и различий обнаружены в месторождениях Когадыр (Южный Казахстан), Советском (Енисейский край), Центральном, Берикульском (Кузнецкий Алатау), Холбинском (Восточный Саян), Ирокиндинском, Кедровском, Каралонском, Уряхском (Северное Забайкалье), Сухоложском, Вернинском (Ленский район), Чертово Корыто (Патомское нагорье) и в ряде других той и другой совокупности. Месторождения образованы во временном диапазоне от позднего рифея (Советское) до позднего палеозоя (Ирокиндинское, Каралонское, Сухой Лог и другие). Знание этих признаков полезно в оценке корректности выполненного геохимического исследования [6].

С учетом сделанных замечаний обсуждаются результаты и формулируются выводы, приведенные в статье.

1. Признаки сходства и различий в золотых месторождениях, образованных в несланцевом и черносланцевом субстрате

К числу признаков сходства относятся:

- 1) тектонический контроль месторождений, выражающийся в образовании их в сфере деформационного воздействия глубинных разломов в геодинамических режимах коллизии активных континентальных окраин и в рифтовых структурах континентов на этапах активизации;
- 2) морфология рудных тел, представленных кварцевыми жилами, штокверками, минерализованными зонами и залежами жильно-прожилково-вкрапленных руд, определяемая конфигурацией и соотношениями зон высокой проницаемости для металлоносных растворов;
- 3) составы минеральных комплексов руд, последовательность, термодинамические и физико-химические режимы их образования, усложняемые в отдельных месторождениях лишь частными отклонениями от общей генерализованной схемы, обусловленными явлениями моноасцендентной и полиасцендентной минеральной зональности, количественными соотношениями участвующих в металлоносных растворах катионов, анионов, газов, фазовым состоянием растворов и другими подобными естественными в индивидуальных процессах флуктуациями, не связанными с принципиальными различиями в геолого-генетической сущности и обусловленности рудообразования;
- 4) участие в месторождениях околорудных (рудомещающих) метасоматических и геохимических ореолов, связанных с рудами единством процессов образования;
- 5) близкие к мантийным изотопные отношения ряда химических элементов с переменной валентностью — углерода керогена и карбонатов, кислорода карбонатов, серы сульфидов и других;
- 6) присутствие в месторождениях внутрирудных даек умеренно щелочных базальтоидов, выполняющих в горячем состоянии функцию тепловых флюидопроводников, превращенных среди слабо измененных пород в метасоматиты с участием типоморфных для них высокотемпературных биотита и/или роговой обманки и демонстрирующих чередующееся порционное внедрение в формирующиеся месторождения металлоносных растворов и умеренно щелочных базальтовых расплавов как следствие генетических связей рудообразования с базальтоидным магматизмом;
- 7) контрастные аномалии постоянно повторяющейся наряду с Au, As, Hg и другими металлами группы фемофильных элементов в околорудных метасоматитах, рудах и внутрирудных дайках — флюидопроводниках в составе P, Ti, Mg, Fe, Ca, Mn — вестников мантийных глубин, доказывающих генерацию металлоносных растворов в базальтовых очагах аномальной мантии.

Все эти факты удовлетворительно описываются базальтогенной концепцией рудообразования.

Особенности получивших статус метаморфогенно-гидротермальных золотых месторождений «черносланцевого» типа, очевидно, послужившие основанием для возникших в шестидесятых годах [7–9 и др.] на волне опровергнутых в восьмидесятые годы [10–12 и др.], но до сих пор популярных [13, 14 и др.] представлений о повышенной дорудной золотоносности исходных черных сланцев как необходимой предпосылке рудообразования, заключаются в следующем:

- 1) месторождения обладают крупными и уникальными, до многих сотен ... первых тысяч тонн запасами, но низкими, на уровне первых г/т, содержаниями золота против десятков ... первых сотен тонн, но с высокими, до десятков г/т, содержаниями металла в магматогенных месторождениях;
- 2) в отличие от умеренных по объемам зональных околорудных метасоматических ореолов, сложенных обычным сочетанием метасоматитов березитовой формации в тыловых зонах и пропилитовой формации на периферии, образованных в мезотермальных месторождениях среди кристаллических пород, руды и вмещающие их несопоставимо более крупнообъемные также зональные ореолы гидротермально измененных пород в месторождениях «черносланцевого» типа образованы, по мнению разработчиков метаморфогенно-гидротермальной концепции, в условиях регионального метаморфизма зеленосланцевой фации со сменой не минералогическими петрохимическими зон метасоматических ореолов, а субфаций зеленосланцевой фации [15 и др.], по минеральному составу, как известно, аутентичных пропилитам; присутствие березитов при этом отрицается, как это ни странно, вопреки очевидным фактам [5];
- 3) кварц-пирит-серицит-анкеритовые породы – березиты, производные калиево-сернисто-углекислотного метасоматизма [16], в том числе с контрастными аномалиями феофильных элементов [6], присутствуют в апочерносланцевых метасоматических ореолах обычно эпизодически, часто с участием минерала смежной зоны альбита, в маломощных (до десятков см) зонах полного или частичного окисления углерода керогена и перевода его в карбонатную форму, сопровождаемого осветлением пород, но в метасоматических колонках некоторых месторождений слагают в полнопроявленном составе тыловую зону с присущими им минералогическими и геохимическими типовыми чертами [4];
- 4) весьма крупнообъемные ореолы гидротермально измененных черных сланцев в обрамлении оконтуренных внутри них также крупнообъемных залежей жильно-прожилково-вкрапленных руд мощностью до многих десятков метров и до первых км по протяженности (Главная зал-

ежь Сухого Лога) сложены хлорит (эпидот)-альбит-серицит-кварц-карбонатно-сульфидными комплексами; как правило, в крупных и уникальных месторождениях обозначенные комплексы выходят за пределы контуров площадей разведочных работ и типовые минералы, образованные на дорудных этапах регионального метаморфизма нагревания биотит и роговая обманка, знаменующие переход во фронтальную зону более слабых изменений околорудных ореолов, фиксируются только за пределами разведочных полигонов; напротив, внутри метасоматических ореолов исчезновение хлорита, а иногда альбита по причине усиления метасоматических преобразований сланцев и означающее согласно типовой универсальной схеме минералогическо-петрохимической зональности околорудных метасоматических ореолов в кристаллическом и черносланцевом субстрате [4] переход от промежуточной хлоритовой зоны к более тыловым альбитовой и далее березитовой зонам, сопровождается усилением золотоносности пород и трансформацией их в руды; это зафиксировано, например, при изучении крупнотоннажных технологических проб Сухого Лога [17];

- 5) зальбанды большинства золотоносных кварцевых жил и прожилков, представляющих результат переотложения при инверсии щелочного режима растворов в кислотный экстрагированного из пород тыловых зон ореолов кремнезема при их березитизации (до 50 об. % от его массы в исходных кристаллических породах и черных сланцах), — явлении, не характерном для пропилитизации и регионального метаморфизма дегидратации, не осветлены, следовательно, их образование не сопровождается окислением углерода керогена.

Некоторые из перечисленных особенностей рудообразования в черных сланцах объяснимы вполне очевидными причинами, другие требуют дополнительных исследований.

Нередкие гигантские размеры рудных тел и сопровождающих метасоматических ореолов в черных сланцах в отличие от массивных кристаллических пород определяются высокой проницаемостью для поступающих металлоносных растворов черносланцевых толщ и, как следствие, проникновение их в обширные объемы пород, разделение общего потока металлоносных растворов по разломам на множество струй, формирующих разномассштабные рудно-минерализованные зоны согласно их каркасу, масштабам и соподчиненности. Неизбежное при этом разубоживание растворов вследствие смешения их с повышенными объемами метеорных вод влечет итоговые низкие содержания металла. Вероятно, не происходит многократного повторения путей движения последовательных порций растворов и концентрирования руд, в отличие от локальных менее многочисленных путей движения растворов в кристаллических породах.

Дефицит в последних растворораспределяющих и рудовмещающих разломах может рассматриваться как причина излияния «излишков» металлоносных растворов из раствороподводящих каналов — глубинных разломов, выходящих на дневную поверхность и, как следствие, относительно малых запасов руд.

Отрицание в апочерносланцевых метасоматических ореолах метасоматитов березитовой формации — это нонсенс, обусловленный либо неосведомленностью, либо нежеланием замечать «неудобные» факты в режиме популярной ныне «мягкой» дискуссии. В Сухом Логу, в частности, березиты установлены профессионалами еще в начальный период изучения месторождения в шестидесятых — семидесятых годах прошлого столетия и с учетом результатов предшественников для месторождения реконструирована полнопроявленная крупнообъемная отвечающая универсальной типовой [4] зональная метасоматическая колонка с метасоматитами березитовой формации в тыловых зонах и пропиловитовой — в периферийных [5]. В соответствии с достигнутым результатом некорректно идентифицировать минеральные зоны околорудно измененных пород Сухого Лога с субфациями регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, — мы имеем здесь дело с минеральными зонами сочетающихся березитовой и пропиловитовой метасоматических формаций подобно аутентичной ситуации в других мезотермальных месторождениях «несланцевого» и «черносланцевого» типов.

Отсутствие признаков осветления черных сланцев в зальбандах большинства золотоносных кварцевых жил и прожилков требует дополнительного исследования и подчеркивает специфическое влияние черносланцевой среды на взаимодействие растворов со сланцами, что подтверждается образованием полнопроявленных светлосерых березитов в обрамлении других золотоносных кварцевых жил, залегающих в одном и том же месторождении, но среди кристаллических пород, например, гранитов. Очевидным в данном случае представляется то, что заполнявшие трещины и разломы насыщенные растворенным кремнеземом растворы в момент инверсии в кислотный режим были восстановленными, не способными окислять углерод керогена, чему, также очевидно, способствовало обилие последнего в породах.

Ранее, по совокупности фактов и факторов сделан вывод о геолого-генетической однородности золотых месторождений, образованных в «несланцевом» и «черносланцевом» субстрате в результате аутентичных по геологической обусловленности, физико-химической и термодинамической сущности процессов в рамках становления антидромных гранит-диорит-долеритовых магматических комплексов в стандартных геодинамических режимах коллизии и активизации внутриконтинентальных рифтовых структур [6].

2. Методика исследования

Ведущие черты геологического строения Западного участка месторождения Сухой Лог приведены в [5]. Напомним, что вмещающая рудно-минерализованные зоны черносланцевая толща сложена породами двух свит позднего рифея, — на верхних горизонтах углеродистыми терригенно-карбонатными филлитовидными сланцами в тонком переслаивании с алевросланцами, песчано-алевросланцами имнянской свиты, на нижних горизонтах — углеродистыми, но существенно терригенными аутентичными по минеральному и гранулометрическому составу сланцами хомолхинской свиты.

Породы структурированы по минеральному составу. Разноразмерная обломочная фракция этапа седиментации алевролитов и тонко-мелкозернистых песчаников представлена кварцем с незначительной (до 10...20 об. %) примесью полевых шпатов в обычно слабо окатанных обломках с проявленными в разной, в том числе значительной, степени признаками коррозии и перекристаллизации на этапах регионального метаморфизма нагревания, охватившего толщу в позднем рифее — венде, и околорудного метасоматизма в позднем палеозое. Вероятный глинистый и глинисто-карбонатный субстрат цемента псаммитов и основной массы филлитов полностью раскристаллизован, — рудовмещающая толща расположена в обширной периферийной наиболее низкотемпературной зоне ареала регионального метаморфизма, содержащей мусковит-биотитовый с турмалином метаморфический парагенезис. Органическое вещество преобразовано в кероген. На этапе околорудного метасоматизма образован крупнообъемный зональный метасоматический ореол, во вскрытом скважинами объеме Западного участка сложный промежуточный хлоритовой и смежной более тыловой альбитовой минералого-петрохимическими зонами, чередующимися в поперечном разрезе ореола и описанными в [5].

Пробы горных пород массой до 300 г для анализов содержаний золота и его геохимического и металлогенического спутника серебра отбирались из штучных образцов керна с учетом перечисленных обстоятельств. В составе каждой пробы участвуют упомянутые тонко переслаивающиеся (мм) литотипы от филлитов (аргиллитов) до мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников, разного рода прожилки исключались. Материал каждой пробы обрабатывался (дробился, истирался) с предосторожностями, исключавшими или сводившими к минимуму заражение материалом других проб.

Выборки для статистических расчетов параметров распределения металлов формировались в соответствии с принятой [2] и апробированной на многих золотых месторождениях [3, 4] методологией петролого-геохимических исследований. Каждая выборка объединяет результаты анализов без

дифференциации по литотипам пород вследствие сложного тонкого их переслаивания, и по зонам регионального метаморфизма, поскольку весь окорудный (рудовмещающий) метасоматический ореол расположен в одной мусковит-биотитовой зоне регионального метаморфизма. Вместе с тем, каждая выборка представляет одну из двух (хлоритовую и альбитовую) вскрытых в той и другой свите минерало-петрохимических зон метасоматического ореола, а в объеме каждой зоны – подзоны, выделяемые по степени сульфидизации пород, контролируемой высокопроницаемыми для металлоносных растворов структурами – тектоническими швами и зонами рассланцевания.

3. Результаты исследования

Напомним, что увеличение массы сульфидов в породах в хлоритовой и альбитовой зонах сопровождается усилением степени их преобразований с трансформацией цемента-обломочной структуры относительно слабо гидротермально измененных на этапах регионального метаморфизма нагревания и окорудного метасоматизма бессульфидных сланцев в лепидогранобластовую структуру сульфидизированных апосланцевых метасоматитов [5]. С учетом данных предшественников [9, 10, 15, 17 и др.] о высокой золотонности сульфидов Сухого Лога (пирита, халькопирита и других) сформулированное и учтенное при формировании выборок для статистических расчетов предположение о существенно отличной золотонности черных сланцев, – бессульфидных и обогащенных сульфидными на этапе рудообразования в секущих породах обеих рудовмещающих свит зонах высокой проницаемости подтвердилось аналитическими данными (таблица).

Распределение металлов в апосланцевом метасоматическом ореоле, образованном в сланцах обеих свит, не подчиняется нормальному закону, но не противоречит логнормальному, поэтому в оценке распределения учитываются средние геометрические содержания и стандартный множитель. Средние арифметические содержания и стандартное отклонение приведены для сравнения.

Содержания золота и серебра в бессульфидных сланцах хлоритовой и альбитовой зон метасоматического ореола в объеме хомолхинской и имняхской свит минимальны и укладываются в интервалы (мг/т) 2,7...5,4, 26,9...64,3 соответственно. О сравнительно невысокой неравномерности распределения металлов в бессульфидной подзоне хлоритовой и альбитовой зон свидетельствуют значения стандартного множителя, диапазон изменения которого от выборки к выборке не выходит за пределы 1,4...2,0 (Au), 1,3...1,8 (Ag). Вывод в основном согласуется с величиной стандартного отклонения содержаний металлов, в большинстве выборок не превышающей 20...30 % от среднего арифметического. Лишь в одной бессульфидной подзоне альбитовой зоны в имняхской свите стандартное отклонение содержаний золота достигает 80 % от среднего арифметического при максимальном стандартном множителе 2,0, а серебра – 50 % при максимальном стандартном множителе 1,8.

В бессульфидной подзоне обеих зон и свит минимальны и не значимы величины коэффициента линейной корреляции между золотом и серебром, а также Au-Ag-отношение, отвечающее отличным на порядок кларковым содержаниям в породах того и другого металла.

В сульфидной подзоне хлоритовой и альбитовой зон в обеих свитах содержания металлов еди-

Таблица. Оценка параметров распределения золота и серебра в минеральных зонах апосланцевого рудовмещающего метасоматического ореола золоторудного месторождения Сухой Лог (Западный участок)

Элементы	Параметры распределения	Исходные рудовмещающие горные породы							
		Углеродистые терригенные филлиты, алевросланцы, песчано-алевросланцы хомолхинской свиты				Углеродистые терригенно-карбонатные филлиты с подчиненным участием алевросланцев, песчано-алевросланцев имняхской свиты			
		Минеральные зоны и подзоны							
		Хлоритовая		Альбитовая		Хлоритовая		Альбитовая	
		Без сульфидов (5)	С сульфидами (14)	Без сульфидов (11)	С сульфидами (17)	Без сульфидов (19)	С сульфидами (6)	Без сульфидов (11)	С сульфидами (10)
Au	$\bar{x}(\bar{x})$	5,4(6,0)	22,6(37,2)	2,7(2,9)	10,9(17,4)	3,4(3,5)	10,1(10,3)	3,9(5,0)	20,9(35,3)
	$t(s)$	1,8(2,4)	2,6(47,6)	1,4(1,1)	2,6(19,2)	1,4(1,3)	1,2(2,4)	2,0(4,3)	2,7(49,0)
Ag	$\bar{x}(\bar{x})$	64,3(68,0)	142,8(179,9)	39,1(40,6)	79,4(84,6)	26,9(28,3)	40,3(45,7)	29,1(33,5)	63,2(65,6)
	$t(s)$	1,5(23,4)	1,9(150,0)	1,3(11,9)	1,4(33,8)	1,4(8,9)	1,7(23,8)	1,8(19,8)	1,3(20,2)
	$r(\text{Au-Ag})$	-0,1	0,4	-0,3	0,1	-0,01	0,5	0,2	0,4
	Au/Ag	0,08	0,16	0,07	0,14	0,13	0,25	0,13	0,33

Примечание. $\bar{x}(\bar{x})$ – среднее соответственно геометрическое и арифметическое (в скобках) содержание, мг/т; t – стандартный множитель; s – стандартное отклонение содержаний, мг/т; r – коэффициент парной линейной корреляции элементов. Содержание металлов определялось по методу атомной абсорбции, чувствительность 0,1 мг/т, в лицензированной и аккредитованной лаборатории ядерно-физических методов анализа вещества Аналитического центра Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, аналитики В.Г. Цимбаист и В.Н. Ильина.

нообразно существенно возрастают, однако при незначительном увеличении, за исключением сульфидной подзоны альбитовой зоны в имняхской свите, степени неравномерности их распределения. Корреляционные связи между металлами сравнительно с бессульфидной подзоной обеих зон усилены, но не достигают уровня значимости, что скорее обусловлено относительно небольшим числом проб в выборках. Устойчиво во всех сульфидных подзонах существенно увеличивается Au-Ag-отношение.

4. Обсуждение результатов и выводы

Для корректного анализа и интерпретации результатов геохимического исследования имеют значение следующие факты:

- каждая выборка для статистических расчетов включает пробы для анализов, отобранные во всем вскрытом скважинами объеме междурудного и околорудного пространства Западного участка месторождения Сухой Лог;
- материал каждой пробы представлен аутентичными по структуре и минеральному составу переслаивающимися тонкозернистыми от филлитов до алевролитов и мелкозернистыми терригенными и терригенно-карбонатными сланцев породами;
- рудовмещающий и околорудный метасоматический ореол образован в объеме одной минеральной мусковит-биотитовой зоны ареала зонального регионального метаморфизма;
- порядок метасоматической минеральной зональности в междурудном, околорудном пространстве отвечает типовой схеме метасоматической колонки пропилит-березитового профиля [4] в средней ее части, представленной смежной с фронтальной более тыловой хлоритовой зоной и смежной с последней более тыловой альбитовой зоной, сменяемой, в свою очередь, тыловой березитовой зоной;
- интенсивность метасоматических преобразований сланцев в хлоритовой и альбитовой зонах прямо коррелирует со степенью их сульфидизации; это выражается в усилении перекристаллизации пород, утрате ими цементно-обломочной структуры — трансформации ее в лепидогранобластовую, полным замещением хлорита на границе хлоритовой и альбитовой зон;
- сульфидная в основной массе и жильно-прожилково-кварцевая минерализация, включающая наряду с диагностируемыми в оптическом диапазоне длин волн минералами несколько десятков минералов в микрозернах с размерами от долей до первых мкм, контролируется зонами повышенной проницаемости — разрывными структурами дробления и рассланцевания, согласными слоистости и секущими ее и сланцеватостью, переходящими из пород одной свиты в породы другой; она формирует в разноразмерных объемах минерализованных зон рудные зоны, сложенные жильными и прожилково-вкрапленными рудами.

Из перечисленных фактов следует вывод, согласно которому сульфидизация и окварцевание в форме жил и прожилков в минерализованных зонах происходили не на этапах седиментации и регионального метаморфизма, а в процессе и результате непосредственно предшествовавшего рудообразованию и сопровождавшего его околорудного метасоматизма. Этот вывод подтверждают приведенные данные геохимического исследования.

Распределение металлов в междурудном, околорудном пространстве месторождения Сухой Лог согласуется с таковым в ряде других, квалифицируемых по совокупности фактов как мезотермальные, золотых месторождениях Северного Забайкалья, Ленского района и Патомского нагорья, образованных в кристаллическом субстрате и в мощных толщах черных сланцев.

К числу первых относятся Ирокиндинское, Западное, Кедровское месторождения, локализованные соответственно в ультраметаморфитах Муйского выступа архейского фундамента Сибирской платформы, позднепалеозойских долеритах, кварцевых диоритах позднепалеозойской очагово-купольной постройки. Группа изученных месторождений «черносланцевого» типа включает Кедровское в позднерифейской кедровской, Каралонское в позднерифейской водораздельной, Чертово Корято в раннепротерозойской михайловской, Вернинское в позднерифейской аунакитской свитах.

Во всех перечисленных объектах, а также в слабо минерализованных черных сланцах позднерифейской мухтунной свиты единообразно повторяется типовая структура (минералого-петрохимическая зональность) околорудных метасоматических ореолов березит-пропилитового профиля [4, 18], которой следует минералого-петрохимическая зональность метасоматического ореола Сухого Лога [5]. В каждом месторождении среди разнообразного вмещающего руды субстрата распределение металлов в междурудном, околорудном пространстве подчиняется минералого-петрохимической метасоматической зональности. Это доказывается совокупностью фактов.

Околорудные геохимические ореолы всегда занимают меньшие объемы сравнительно с околорудными метасоматическими, а контрастные аномалии металлов в них всегда тяготеют к тыловой березитовой зоне наиболее интенсивных преобразований пород. Содержания металлов здесь прямо коррелируют с содержаниями их в смежных объемах золоторудных кварцевых жил и минерализованных рудных зон. В смежной с березитовой альбитовой минералого-петрохимической зоне содержания металлов существенно снижаются вплоть до первых...многих мг/т, а во фронтальной минералого-петрохимической зоне околорудных метасоматических ореолов и за их пределами отвечают местным кларкам (0,5...2,0 мг/т). Такое распределение обусловлено диффузионным механизмом массопереноса при рудообразовании петрогенных и рудогенных элементов из обогащенных ими по-

ступавших извне и заполнявших разломно-трещинные структуры металлоносных растворов в поровые растворы вмещающих пород [19]. Усложнение в распределение металлов вносят золотоносные сульфиды, отложенные на этапе рудообразования не только в тыловых альбитовой и березитовой зонах в условиях диффузии, но иногда, особенно в интенсивно трещиноватых сланцевых толщах, и в породах удаленной от раствороподводящих каналов промежуточной хлоритовой зоны вдоль трещинных структур повышенной проницаемости вследствие фильтрации потока металлоносных растворов. В случае реализации фильтрационного механизма массопереноса общая золотоносность пород возрастает.

Синхронно изменяются другие статистические параметры распределения металлов, — от одной минералого-петрохимической зоны к другой в направлении к фронтальной снижается дисперсия их распределения, сила корреляционных связей золота с серебром, уменьшается Au-Ag-отношение от значений в березитах, сопоставимых с таковыми в рудах (0,5...1,5), до отвечающих кларковому в исходных породах, различающимся по содержанию Au и Ag на порядок (сотые доли). Все эти факты доказывают образование в каждом месторождении околорудных метасоматических, геохимических ореолов и руд в ходе и результате одного гидротермального, в том числе рудообразующего процесса.

Как это следует из приведенных фактов (таблица), месторождение-гигант Сухой Лог из совокупности других, в том числе вполне рядовых месторождений золота, по петролого-геохимическим данным не составляет исключения.

Содержания золота и серебра в бессульфидных углеродистых сланцах промежуточных хлоритовой и альбитовой минералого-петрохимических зон образованного в обеих свитах околорудного, рудовмещающего метасоматического ореола месторождения сопоставимы с содержаниями металлов в одноименных зонах околорудных метасоматических ореолов других месторождений независимо от минералого-химического состава рудовмещающего субстрата, будучи равными кларковым или

превышая кларковые в черных сланцах Ленского и других районов (2...5 мг/т золота [10, 12]) на 1...3 мг/т (Au) и первые десятки мг/т (Ag). Поэтому, ранние оценки исходной (дорудной) золотоносности рудовмещающих черных сланцев Сухого Лога на уровнях десятков мг/т ... первых г/т [7–9] или сохраняющиеся до сих пор представления о повышенных...высоких содержаниях золота, приобретенных черными сланцами до начала рудообразования [14, 15], следует считать ошибочными. Очевидно, повышенная золотоносность рудовмещающих гидротермально измененных черных сланцев в Сухом Логу имеет рудогенное происхождение, то есть представляет следствие рудообразования. Этот вывод подчеркивается существенным возрастанием содержаний металлов, увеличением дисперсии их распределения и Au-Ag-отношения с усилением интенсивности метасоматических преобразований сланцев, сопровождаемых их сульфидизацией.

Сухой Лог по обсуждаемым петролого-геохимическим показателям повторяет также соседнее Вернинское месторождение [20].

С учетом приведенных выше фактов — признаков сходства месторождений «черносланцевого» типа с образованными в кристаллическом субстрате, при том, что различия между месторождениями обеих совокупностей обусловлены всего лишь специфическим влиянием на взаимодействие металлоносных растворов и пород среды рудообразования, но не принципиальными различиями в его геолого-генетической сущности — следствии обусловленности (инициирования) рудообразования разными геологическими процессами, формулируется вывод о принадлежности месторождения Сухой Лог, как и других обсуждаемых месторождений, к магматогенным мезотермальным, генетически связанным с умеренно щелочным базальтовым магматизмом, завершающим становление антидромных гранит-диорит-долеритовых магматических комплексов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федерального агентства по образованию. ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы». Гос. контракт № П238 от 23.04.2010 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхоzin А.В. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 1. Обзор петролого-геохимических исследований рудовмещающего субстрата // Известия Томского политехнического университета. — 2011. — Т. 319. — № 1. — С. 35–41.
2. Кучеренко И.В. Петрогеохимические особенности рудообразования в сланцевых толщах // Разведка и охрана недр. — 1986. — № 12. — С. 24–28.
3. Кучеренко И.В. К методике формирования выборок для расчета статистических параметров распределения и баланса химических элементов в околорудном пространстве гидротермальных месторождений золота // Известия Томского политехнического университета. — 2005. — Т. 308. — № 2. — С. 23–30.
4. Кучеренко И.В. Петролого-геохимические свидетельства геолого-генетической однородности гидротермальных месторождений золота, образованных в черносланцевом и несланцевом субстрате // Известия Томского политехнического университета. — 2007. — Т. 311. — № 1. — С. 25–35.
5. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхоzin А.В. Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 2. Петрология околорудного метасоматизма // Известия Томского политехнического университета. — 2012. — Т. 320. — № 1. — С. 28–37.
6. Кучеренко И.В. Металлогения золота: приложение к мезотермальным месторождениям, образованным в несланцевом и черносланцевом субстрате горно-складчатых сооружений южной Сибири // Современные проблемы геологии и развед-

- ки полезных ископаемых: Матер. Междунаро-
дн. конф., посвящ. 80-летию основания в Томском политехническом уни-
верситете первой в азиатской части России кафедры «Разве-
дочное дело», г. Томск, 5–8 окт. 2010 г. – Томск: Изд-во ТПУ,
2010. – С. 241–256.
7. Гапон А.Е., Гапеева М.М. Закономерности локализации золо-
торудных узлов в южной части Патомского нагорья // Доклады
АН СССР. – 1969. – Т. 185. – № 2. – С. 408–411.
 8. Коткин В.В. Роль литологического фактора в размещении зо-
лоторудных проявлений в Центральной части Ленской про-
винции // Вопросы геологии месторождений золота Сибири /
под ред. Ф.Н. Шахова. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1968. –
С. 107–108.
 9. Буряк В.А. О золотоносности осадочных толщ и поведение
в них золота в процессе метаморфизма и гранитизации // Гео-
логия и геофизика. – 1978. – № 6. – С. 142–146.
 10. Буряк В.А. Состояние и основные нерешенные вопросы тео-
рии метаморфогенного рудообразования // Региональный ме-
таморфизм и метаморфогенное рудообразование / под ред.
Я.Н. Белевцева. – Киев: Наукова думка, 1984. – С. 43–50.
 11. Шилов Н.А., Гончаров В.И., Ворцелнев В.В. и др. К соотноше-
нию метаморфогенного и магматогенного гидротермального
минералообразования в золоторудных районах Северо-Восто-
ка СССР // Критерии отличия метаморфогенных и магмато-
генных гидротермальных месторождений. – Новосибирск:
Наука, 1985. – С. 30–42.
 12. Горжевский Д.И., Зверева Е.А., Ганжа Г.Б. Углеродсодержащие
терригенные формации с золото-сульфидным оруденением // *Советская геология*. – 1988. – № 9. – С. 113–121.
 13. Shao Jun, Hui De-feng, Kong Xiang-min, Shou Nai-wu. Metallo-
geny of gold deposits of China // *Geology and Resources*. – 2004. –
V. 13. – № 4. – P. 246–250.
 14. Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., et al. Multistage sedimen-
tary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi
Log deposit, Lena gold province, Russia // *Economic Geology*. –
2007. – V. 102. – № 7. – P. 1233–1267.
 15. Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В. и др. Соотноше-
ние процессов метаморфизма и рудообразования на золотом
черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-
Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов
// *Геология рудных месторождений*. – 2011. – Т. 53. – № 1. –
С. 32–64.
 16. Бородаевский Н.И., Шер С.Д. Об околорудных изменениях
в месторождениях золота // *Труды Центрального научно-ис-
следовательского геологоразведочного института*. – 1967. –
Вып. 76. – С. 113–126.
 17. Гаврилов А.М., Кряжев С.Г. Минералого-геохимические осо-
бенности руд месторождения Сухой Лог // *Разведка и охрана
недр*. – 2008. – № 8. – С. 3–16.
 18. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхо-
зин А.В. Петролого-геохимические черты рудовмещающего
метасоматического ореола золоторудного месторождения Чер-
тово Корыто (Патомское нагорье) // *Известия Томского поли-
технического университета*. – 2008. – Т. 312. – № 1. – С. 11–20.
 19. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхо-
зин А.В. Гидродинамика трещинно-порowych флюидно-пород-
ных взаимодействий и механизм массопереноса в процессах
околотрещинного гидротермального метасоматизма // *Развед-
ка и охрана недр*. – 2010. – № 11. – С. 37–43.
 20. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхо-
зин А.В. Петролого-геохимические черты околорудного мета-
соматизма в Вернинском золоторудном месторождении (Лен-
ский район) // *Известия Томского политехнического универ-
ситета*. – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 22–33.

Поступила 01.06.2012 г.

УДК 553.45:550.84

ЗОЛОТО В РУДАХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЫРЫМБЕТ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

А.А. Поцелуев, В.В. Перегудов*, Д.И. Бабкин, Ю.С. Ананьев

Томский политехнический университет

E-mail: PoceluevAA@ignd.tpu.ru

*ТОО «КРИЦ-НТК» г. Степногорск, Казахстан

E-mail: pereval1946@mail.ru

В рудах Сырымбетского редкометалльного месторождения (Северо-Казахстанская складчатая область) изучены формы нахождения и характер распределения золота. Повышенные концентрации золота до 0,2 г/т выявлены в первичных рудах, локализованных как в породах шарыкской свиты, так и в гранитах. По размеру выделяются две формы золота: тонкое пылевидное (<200 меш) и крупное в основном 0,3...0,5 до 1 мм. Максимальные концентрации золота (41,3 г/т) отмечаются в темно-серых глинах, развитых по углеродистым сланцам. Минералогическими исследованиями золото выявлено в оловосодержащих гравиконцентрах. Установлены факторы, определяющие появление высоких концентраций благородных металлов.

Ключевые слова:*Золото, олово, формы нахождения золота, редкометалльные месторождения.***Key words:***Gold, stannum, modes of occurrence gold, rare metals deposits.***Введение**

Высокие концентрации благородных металлов выявлены во многих редкометалльных месторождениях Сибири, Монголии, Казахстана, Узбекистана. В последние годы все более пристальное внимание обращается на нетрадиционные источники благородных металлов. Определяется это в первую очередь совершенствованием технологии и перспективой их попутного извлечения в условиях роста спроса и цен на них.

Комплексное изучение состава руд месторождений на основе количественных инструментальных методов является основой новых фундаментальных знаний об условиях рудообразования.

Изучением условий формирования редкометалльных месторождений занимались многие ученые и специалисты. Вместе с тем в последнее время появилось много новых данных, показывающих, что эти типично литофильные образования имеют в своем составе некогерентные элементы, характерные для более глубоких мантийных образований.

В составе месторождений редких металлов встречаются участки, зоны с высоким содержанием благородных металлов. Для их выявления и оценки требуются новые методические подходы, необходима разработка критериев их поиска, в основе которых лежат отчетливые представления о роли различных геологических процессов в накоплении благородных и редких элементов и об их источниках.

Важными являются знания о формах нахождения и характере распределения благородных и редких металлов. Они являются основой при решении технологических вопросов комплексной переработки руд.

В редкометалльных грейзеновых месторождениях наряду с ограниченным перечнем основных

промышленно ценных металлов (W, Sn, Mo, Li), как правило, отмечаются высокие концентрации значительного количества других элементов, характеризующихся контрастными отличиями в геохимических свойствах. Не являются исключением и благородные металлы, высокие концентрации которых выявлены в рудах грейзеновых месторождений России (Депутатское, Джидинское, Калгутинское, Лазовский рудный узел и др.), Казахстана (Донецкое, Сырымбет) [1–5]. Ресурсы благородных металлов в грейзеновых месторождениях могут быть весьма значительны.

Появление высоких концентраций благородных металлов может быть обусловлено как высокой золотоносностью рудомещающих пород, так и привнесом благородных металлов глубинными металлоносными флюидами.

Выявление и всестороннее исследование комплексных с благородными металлами месторождений имеет важнейшее значение для теории рудообразования, позволяет выработать критерии прогнозирования новых нетрадиционных типов оруденения. Исторически многие эти месторождения изначально оценивались как монометалльные и, только впоследствии выявлялся их комплексный характер.

Очевидно, что доля попутно извлекаемых из комплексных месторождений благородных металлов будет возрастать и далее. Это обусловлено в первую очередь тем, что основные запасы и ресурсы различных полезных ископаемых сосредоточены в основном в крупных и уникальных месторождениях. Эти объекты характеризуются комплексным минералогическим и химическим составом руд и здесь на долговременной основе могут реализовываться сложные многоэтапные схемы извлечения широкого спектра попутных ценных компонентов.

Выявление и всестороннее исследование комплексных месторождений имеет важнейшее значение для теории рудообразования, позволяет выработать критерии прогнозирования новых нетрадиционных типов оруденения.

Основные результаты исследований и их обсуждение

Месторождение Сырымбет располагается в пределах Центрального рудного района Северо-Казахстанской рудной провинции (СКРП), характеризующегося распространением значительных по масштабам месторождений урана, золота и редких металлов. Оловорудные зоны месторождения приурочены к Володарской зоне глубинных разломов в области северо-западного контакта Сырымбетской интрузии гранит-порфиров ($\gamma\pi D_{2-3}$) с песчано-сланцевыми и карбонатными образованиями шарыкской свиты [6, 7]. Рудное поле представляет собой вытянутый в северо-восточном направлении блок размером 2 на 9 км, рис. 1.

Промышленное оруденение прослежено по простиранию на 3000 м, при средней мощности 100 м. Оруденение распространено до глубины 820 м. Выделяется три структурно-морфологических типа рудных тел: 1 — линейные штокверки; 2 — минерализованные купола; 3 — жиллообразные тела.

В центральной части месторождения выделяется основная рудная зона месторождения в форме линейного штокверка, границы которого определяются по результатам опробования. Мощность зоны достигает 200...250 м. Зона включает 65 % запасов олова при бортовом содержании 0,2 % [6].

На месторождении выделяют два основных технологических типа руд — гипогенный и гипергенный. Среди первичных руд по минеральному составу различают касситеритовый и станнин-касситеритовый, содержание олова в них достигает 1 % и более при среднем значении 0,312 %. Гипергенные руды развиты в коре выветривания, которая развита в пределах всего месторождения и имеет среднюю мощность 50 м, достигая в отдельных участках 100 м. Содержание олова в коре выветривания колеблется от 0,199 до 2,335 % и в среднем составляет 0,377 %, что несколько выше, чем в первичных рудах.

Генезис месторождения сложный, полигенный. Первичные высокие концентрации металлов фиксируются в отложениях шарыкской свиты, значительный привнос и перераспределение металлов отмечается в участках скарирования. Формирование промышленного оруденения связывается с более поздним многостадийным гидротермальным этапом (ранние редкометалльно-грейзеновые и более поздние сульфидные стадии), в процессе которого происходил привнос многих компонентов и, очевидно, регенерация (унаследование) некоторых металлов (в том числе благородных) из отложений шарыкской свиты [2, 6, 7]. В процессе гипергенеза произошло обогащение кор выветривания рядом

устойчивых минералов (цирконом, золотом и др.) и выносом многих элементов, входящих в состав сульфидов.

Помимо основного промышленного минерала касситерита в рудах установлено свыше 70 минералов — станнин, вольфрамит, висмутин, берилл, молибденит, халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, золото, магнетит, циркон, рутил, колумбит, ксенотим, монацит, флюорит, цоизит, топаз и др. [2, 5, 6].

В рудах месторождения наряду с оловом отмечаются высокие концентрации ниобия, скандия, вольфрама, висмута, меди, цинка, цезия, бериллия, титана, циркония, золота, серебра, платиноидов (платина, палладий, иридий, родий) ванадия, редких земель. Содержание многих элементов значительно варьирует в различных частях месторождения и технологических типах руд. Максимальным содержанием большинства элементов (Sn, W, Bi, Cu, Pb, As, F, S) характеризуется Центральная часть месторождения. Редкие и редкоземельные элементы распределены более равномерно.

В рудах коры выветривания практически по всем участкам отмечается заметное уменьшение содержания Sn, Bi, Cu, Zn, F и соответственно S. Но при этом значительно возрастает концентрация W, Pb, Nb, Sc и всех без исключения лантаноидов.

В касситерите отмечаются высокие содержания тантала, гафния, скандия и иттербия. Весьма контрастно отличаются первичные руды месторождения, локализованные в гранитах и в осадочных породах шарыкской свиты. Руды в шарыкской свите характеризуются более высокими содержаниями редкоземельных элементов, Sc, Sb и Au.

Различными исследователями в рудах месторождения выявлены высокие содержания Au, Ag и платиноидов [1, 2, 7, 9–12]. Проведенными нами исследованиями [2] повышенные концентрации золота до 0,2 г/т выявлены в первичных рудах, локализованных как в породах шарыкской свиты, так и в гранитах. При этом в первом случае содержание золота выше и это объясняется первичной золотоносностью черносланцевых толщ шарыкской свиты. Высокие концентрации золота (0,13 г/т) выявлены С.А. Солтаном и А.И. Кузовенко в первичных рудах Центрального участка месторождения [13].

Более высокие концентрации золота — 1,95 и 2,5 г/т определены Б.Л. Доброцветовым и Н.И. Антиповым в двух технологических пробах, отобранных соответственно из отвала шурфа № 25 на Юго-Западном участке месторождения и в карьере № 2 на Центральном участке и исследованных в «ГИНЦВЕТМЕТ» (г. Москва). Содержание золота в этих технологических пробах колеблется от 0,6 до 11 г/т и от 2 до 18 г/т соответственно [11].

Позднее (в 2001 г.), также в технологической пробе, отобранной в карьере № 2 на Центральном участке специалистами КРИЦ «НТК» (г. Степногорск) было определено повышенное содержание золота (среднее 10,4 г/т при колебаниях от 2,1 до 41,3) и серебра (среднее 8,2 г/т при вариации от 4,9

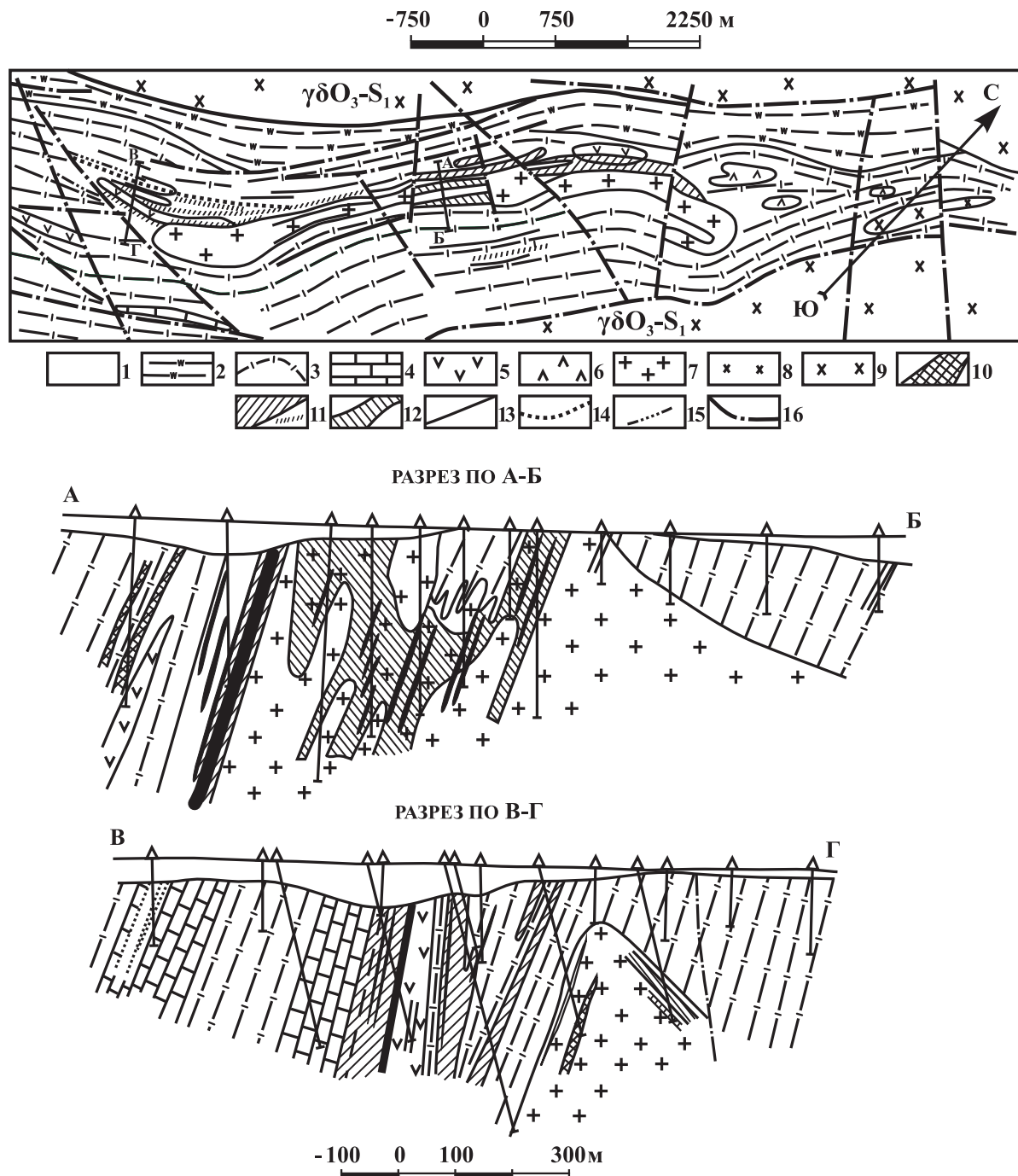


Рис. 1. Месторождение Сырымбет [8]: 1) рыхлые отложения; 2) кварцитовые песчаники; 3) серицит-кварцевые микросланцы, филлитовые сланцы; 4) известняки; 5) базальты, андезиты; 6) дациты; 7) гранит-порфиры; 8) габбро-диориты, диориты; 9) гранодиориты, граниты; 10) скарноиды; 11–13) оловорудные тела: 11) линейные штокверки, 12) минерализованные купола, 13) жилы; 14,15) оруденение: 14) полиметаллическое, 15) серебряное; 16) разломы

до 15,4). Очевидно, что данные технологические пробы характеризуют руды в коре выветривания.

В работе [14] указывается на высокое содержание золота и платиноидов на месторождении, которое не ограничивается «ореолом рудовмещающих скарнов, а захватывает и углеродистые сланцы надскарновой зоны». Содержания элементов составляют (г/т): золота – 0,01...0,16; платины –

0,1...0,7; палладия – 0,005...0,015; иридия до 0,08; родия – до 0,03. Авторы подчеркивают, что «в зонах развития чистых грейзеновых минеральных ассоциаций аномальные значения содержаний благородных металлов отсутствуют». Но намечается «общая приуроченность аномальных значений благородных металлов к скарново-рудной зоне в целом и углеродистым сланцам вблизи нее».

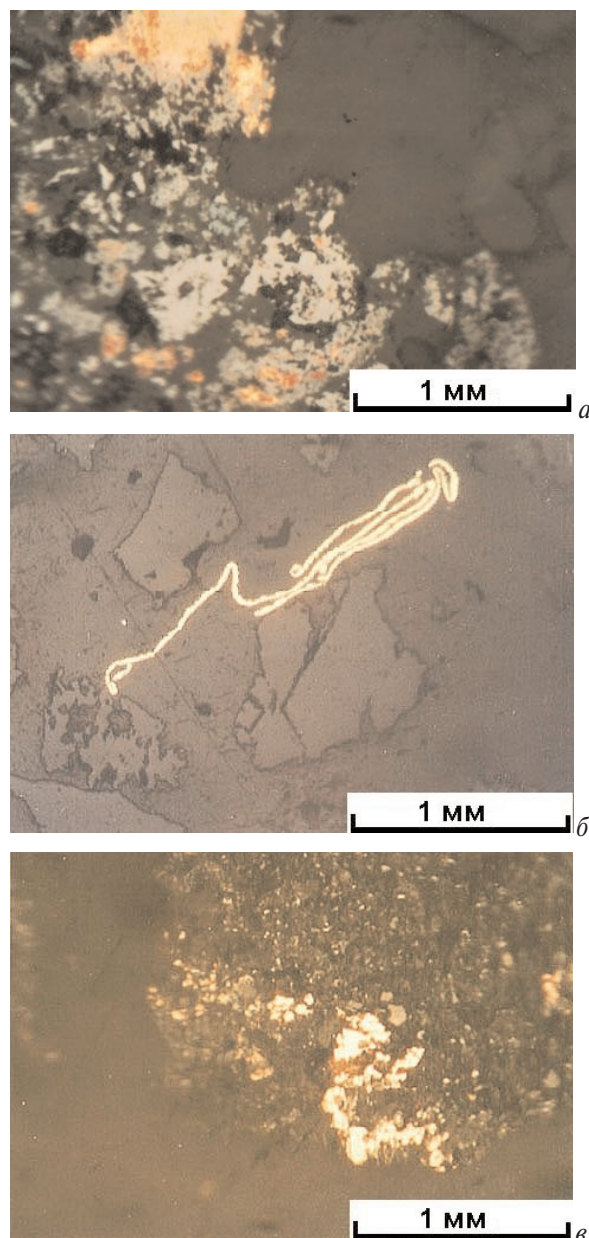


Рис. 2. Золото месторождения Сырымбет: а) тонкозернистые сростания с гидроксидами железа; б) нитевидное среди зерен кварца; в) в мелкозернистом песчанике. Аншлифы. (Фото Б.Л. Доброцветова, ГИН-ЦВЕТМЕТ, г. Москва)

Минералогическими исследованиями золото выявлено в сростаниях с самородным висмутом и теллуридами висмута, а также в кайме самородного висмута по арсенопириту. Размер золотин составляет от 8 до 12 мкм и мельче. Пробность золота 895...904 ‰, основными примесями являются серебро (8,5...9,7 %) и медь (0,02...0,015 %). Микродифракционным анализом, установлено, что золото обнаруживается в продуктах жизнедеятельности бактерий (единичных и целых колоний) [7].

При исследовании технологических проб, отобранных в коре выветривания, также выявлено самородное золото, которое сложно выделить в чи-

стом виде, так как оно находится в «рубашке» глинистых частиц, гидроокислов железа, органических «пленках» и в сростках с кварцем [11, 12], рис. 2.

По размеру выделяются две формы золота: тонкое пылевидное (<200 меш) и крупное в основном 0,3...0,5 до 1 мм. Чистые зерна золота выделяются только после специальной пробоподготовки (отжиг, отмучивание и др.). Микрорентгеноспектральным анализом установлено, что «золото является практически чистым. Оно не содержит серебра и меди» [11]. Из этого можно заключить, что золото в коре выветривания очищается от примесей.

Все эти данные указывают на то, что в коре выветривания золото освобождается от сульфидов, очищается от примесей, увеличивается размер золотин. Это происходит под комплексным воздействием химических и бактериологических процессов. При этом в разы происходит увеличение содержания золота. Максимальное обогащение следует ожидать на участках развития рудных зон в черносланцевых породах шарыкской свиты. Установлено (табл.), что максимальные концентрации золота (41,3 г/т) отмечаются в темно-серых глинах, развитых по углеродистым сланцам.

В технологических пробах встречено золото и в обломках мелкозернистого песчаника (рис. 2), что, очевидно, связано с «первичным» накоплением золота в породах шарыкской свиты.

Исследование технологических проб в «ГИН-ЦВЕТМЕТ» показало, что по разработанной многоступенчатой технологической схеме, возможно, получать отдельно товарный концентрат с содержанием олова 7,63...7,91 % (извлечение соответственно 63...44 %) и товарный концентрат золота с содержанием 824...1309 г/т (извлечение соответственно 23...54 %) [10]. Это позволяет наметить способы попутного извлечения Au и, возможно, Ag на разных этапах технологической цепочки переработки руд и концентратов.

Таблица. Содержание благородных металлов в различных фракциях технологической пробы руд (масса 8 т) коры выветривания месторождения Сырымбет, г/т

Фракция	Au	Ag
Белая глина	4,8	6,8
Охристые глины ярко бурого цвета	4,3	4,5
Рыхлый материал (смесь белых и охристых глин)	2,1	4,9
Крепкие гематит-гетитовые стяжения («сухарики»)	4,0	5,4
Серые, темно-серые глины (по сланцам шарыкской свиты)	41,3	12
Крепкие кварцитовидные черные обломки (окварцованные углеродистые сланцы шарыкской свиты)	5,6	15,4
Среднее содержание (в %) других элементов и их соединений (20 штучных проб): Sn – 0,462; Nb ₂ O ₅ – 0,02; Ti – 0,1...0,8; Pb – 0,15...0,3; Sc – 0,01; W – 0,08; Zr – 0,03; Bi – 0,025		

Пробирный анализ выполнен в химической лаборатории рудника «Аксу» (Акмолинская область, Казахстан).

Выводы

В рудах Сырымбетского редкометалльного месторождения (Северо-Казахстанская складчатая область) изучены характер распределения и формы нахождения золота. Размер золотин составляет от 8 до 12 мкм и мельче. По размеру выделяются две формы золота: тонкое пылевидное (<200 меш) и крупное в основном 0,3...0,5 до 1 мм.

В первичных рудах золото установлено в сравнении с самородным висмутом и теллуридами висмута, а также в кайме самородного висмута по арсенопириту. Пробы золота составляет 895...904 ‰, основными примесями являются серебро (8,5...9,7 %) и медь (0,02...0,015 %). В зоне окисления золото является практически чистым и не содержит серебра и меди.

Установлена сложная, полигенная природа высоких концентраций золота. Первичные высокие концентрации металла фиксируются в отложениях рудовмещающей шарыкской свиты, значительный привнос и перераспределение золота отмечается

в участках скарнирования. Формирование промышленного оловянного оруденения связывается с более поздним многостадийным гидротермальным этапом (ранние редкометалльно-грейзеновые и более поздние сульфидные стадии), в процессе которого происходил привнос многих компонентов и, очевидно, регенерация (унаследование) некоторых металлов (в том числе золота) из отложений шарыкской свиты. В процессе гипергенеза произошло дополнительное обогащение зоны окисления золотом и другими устойчивыми минералами (цирконом).

Данные об условиях локализации, формах нахождения и принципиальных технологических возможностях извлечения золота из руд редкометалльного месторождения Сырымбет создают предпосылки значительного увеличения сырьевой базы благородных металлов Северо-Казахстанской рудной провинции.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 10-05-00115.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Николаев С.Л., Наумов С.С. О комплексном характере урановых руд и редкометалльных месторождений Северо-Казахстанской рудной провинции // Минеральные ресурсы – важнейший фактор интеграции Республики Казахстан в систему мировой экономики: Матер. Междунар. конф. – Алматы, 1993. – С. 169–171.
2. Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Николаев С.Л., Зорин Ю.М. Редкие элементы и золото в месторождениях олова Северо-Казахстанской рудной провинции // Известия вузов. Сер. Геология и разведка. – 1997. – № 3. – С. 74–80.
3. Деметьев В.Е., Гудков С.С., Николаев Ю.Л. Перспективы вовлечения в промышленную эксплуатацию вторичных запасов благородных металлов на базе лежалых хвостов Джидинского вольфрам-молибденового комбината // Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого и горнодобывающего комплекса Республики Бурятия: Матер. конф. – 1–2 апреля 1999 г. – Улан-Уде: БНЦ СО РАН, 1999. – С. 127–130.
4. Холмогоров А.И. Золото-редкометалльные грейзены глубоких горизонтов Депутатского оловянного узла // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология: Тез. III Всеросс. симп. с международным участием. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. – С. 228–230.
5. Кузнецов В.М., Жигалов С.В. Золотоносность Лазовского оловянного узла // Золото северного обрамления Пацифика. Международный горно-геологический форум: Тез. докл. Всеколымской горно-геологической конф., посвященной 80-летию Первой Колымской экспедиции Ю.А. Билибина (Магадан, 10–14 сентября). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. – С. 83–84.
6. Губайдуллин Ф.Г., Лаумулин Т.М., Баймуллин Б.А. Олово Казахстана // Минералогия и перспективы развития минерально-сырьевой базы Казахстана. – Алматы: Ғылым, 2000. – 238 с.
7. Кузовенко А.И. Геологическое строение и особенности формирования месторождения олова Сырымбет в Северном Казахстане: дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Алматы, 2004. – 144 с.
8. Даукеев С.Ж. Минералогия Казахстана // Геология и полезные ископаемые Казахстана. – Алматы: КазИМС, 1996. – Кн. 2. – 40 с.
9. Киселева, Г.Д. Некоторые особенности процесса минералообразования на месторождении Викторское (Северный Казахстан) // Геология месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. – М.: ВИМС. – 1987. – Вып. 106. – С. 90–100.
10. Антипов Н.И., Шамин А.А., Тарасов А.В. Экологически безопасная технология обогащения руды месторождения «Сырымбет» // Стратегия использования и развития минерально-сырьевой базы редких металлов России в XXI веке: Тез. докл. Междунар. симп. – 5–9 октября 1998 г., Москва. – М.: Изд-во ВИМС МПР, 1998. – С. 241–243.
11. Доброцветов Б.Л., Антипов Н.И. Физико-химические исследования технологических проб руды месторождения «Сырымбет» // Стратегия использования и развития минерально-сырьевой базы редких металлов России в XXI веке. Тез. докл. Междунар. симп. – 5–9 октября 1998 г., Москва. – М.: Изд-во ВИМС МПР, 1998. – С. 325–327.
12. Перегудов В.В. Платиноиды в углеродсодержащих породах Северного Казахстана // Геология и охрана недр. – 2004. – № 2 (11). – С. 34–38.
13. Элементы примеси в месторождениях Казахстана: справочник / под ред. А.А. Абдулина. – Алматы: ИАЦ ГЭПР РК, 1999. – Т. 1 – 268 с., Т. 2 – 160 с.
14. Фукс В.З., Былинская Л.В., Григорьев Г.А. О платиноносности Северного Казахстана // Платина России. – 1995. – Т. 2. – Кн. 2. – С. 188–192.

Поступила 26.04.2012 г.

УДК 550.42:553.411

ВИХРЕВАЯ ПРИРОДА РУДОГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

В.Г. Ворошилов

Томский политехнический университет

E-mail: v_g_v@tpu.ru

Предложена модель формирования структуры рудогенного геохимического поля, обоснована ее взаимосвязь с масштабностью оруденения. На примере гидротермальных золоторудных месторождений показана вихревая структура аномальных геохимических полей различных иерархических уровней, обусловленная конвективно-вихревым характером движения гидротермальных флюидов, сопряженностью их восходящих и нисходящих потоков, выщелачиванием и переотложением химических элементов. Установлена пространственная взаимосвязь геохимических аномалий с выявляемыми на космоснимках кольцевыми структурами.

Ключевые слова:*Аномальное геохимическое поле, гидротермальные месторождения, кольцевые структуры, зональность.***Key words:***Anomalous geochemical field, hydrothermal deposits, ring structures, zonality.*

Гидротермальные рудные месторождения, согласно современным представлениям, в большинстве случаев являются результатом сложного взаимодействия мантийно-коровых процессов. Флюиды глубинных частей гидротермальных систем, как правило, являются надкритическими. Обогащение их рудными компонентами на этом уровне возможно в случае формирования в астеносферном канале комплексного физико-химического барьера (термобарического сепаратора, по [1]). Смена термодинамических обстановок на больших глубинах происходит достаточно медленно, поэтому реализация такого сценария обеспечивает мощный и долговременный поток металлоносных флюидов, что является одним из условий формирования крупных и гигантских месторождений. Разгрузка флюидных потоков в вышележащие горизонты происходит по зонам глубинных разломов.

Попадая в гидросферу, восходящие надкритические флюиды конденсируются и стягиваются к зонам повышенной проницаемости, вдоль которых они мигрируют вверх по разрезу, нагревая по пути поровые растворы вмещающих пород, вследствие чего последние становятся неравновесными с вмещающей средой и выщелачивают из пород Fe, Co, Ni, Cr, V (микроэлементы темноцветных минералов, подвергающихся изменениям в первую очередь). С течением времени потоки поровых флюидов, встречая различные препятствия, распадаются на отдельные струи, часть из которых вновь опускается вниз. Вследствие охлаждения растворов на нисходящих ветвях конвективных ячеек происходит обратное осаждение вышеуказанных элементов в виде примесей в породообразующих минералах и сульфидах (рис. 1).

На восходящих ветвях конвективных ячеек поровые растворы постепенно смешиваются с ювенильными флюидами и из последних происходит осаждение рудных компонентов в последовательности, стандартной для гидротермальных месторождений, в частности, золоторудных: вначале Fe, As, Co в виде пирита и арсенопирита, затем Cu, Pb, Zn, Ag в виде полисульфидного комплекса и, наконец, теллуриды и сульфосоли (Te, Bi, Ag). Совокуп-

ность перечисленных геохимических ассоциаций составляет ядерную зону аномальной структуры геохимического поля (АСГП) ранга месторождения. Золото присутствует во всех трех ассоциациях, но максимальные его концентрации характерны для участков их пространственного совмещения. Условие реализуется при высокой степени унаследованности рудовмещающих структур. Этот же фактор благоприятствует дифференциации ядерной и фронтальной зон, то есть, возрастанию структурной упорядоченности АСГП.

Вследствие регрессивного характера гидротермального процесса, зональность аномального геохимического поля имеет концентрический (сходящийся) характер. Зона фронтального обогащения АСГП представлена совокупностью рудопроявлений и зон рассеянной минерализации, приуроченных к менее благоприятным для концентрации оруденения тектоническим структурам. Соответственно, структурная упорядоченность АСГП здесь выражена гораздо слабее, а в зонах рассеянной минерализации практически не проявлена (рис. 1). Таким образом, масштабность оруденения и структурная упорядоченность АСГП (которая может быть вычислена количественно [2]) парагенетически связаны друг с другом.

Важнейший момент, которому исследователи до сих пор уделяют незаслуженно малое внимание — наличие вихревых структур в строении аномальных геохимических полей. Начатые с работ Ли Сы Гуана [3] и наиболее интенсивно проводившиеся во всем мире в 70–80 годы XX века, систематические исследования вихревых и кольцевых тектонических структур, выявили очень широкое их развитие во всех структурах Земли. Было установлено, что по генезису кольцевые и вихревые структуры могут быть тектоногенными, плутоногенными, вулканогенными, метаморфогенными, экзогенными, ударно-метеоритными (астроблемы). Рудоносность их различна, но известно, что не менее 70...75 % всех известных на Земле месторождений полезных ископаемых пространственно ассоциируют с кольцевыми структурами.

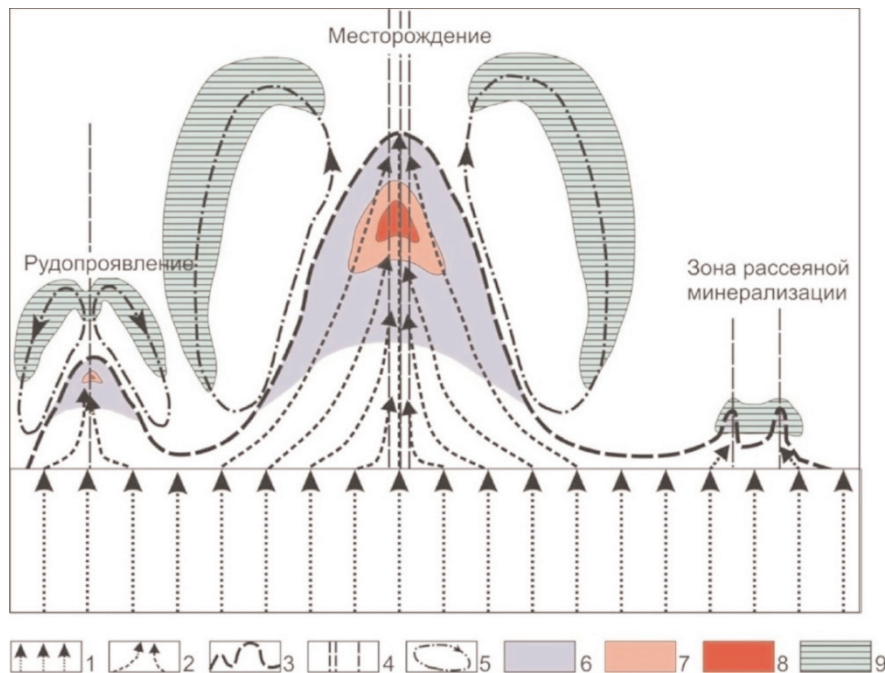


Рис. 1. Модель формирования аномального геохимического поля золотогенерирующей эндогенной термофлюидной системы: 1) поток надкритических флюидов; 2) гидротермальные растворы; 3) фронт движения ювенильных гидротермальных растворов; 4) разрывные нарушения; 5) конвекция в местных поровых флюидах; области развития геохимических ассоциаций: 6) Fe, As, Co, Au; 7) Cu, Pb, Zn, Au, Ag; 8) Au, Te, Bi, Ag; 9) Fe, Ni, Co, Cr, V

Установлено, что определенным генетическим типам кольцевых структур соответствует свой набор полезных ископаемых. Выявлено также, что наиболее благоприятны для локализации рудных веществ: 1) периферические контуры кольцевых структур; 2) окаймляющие структуру складчатые пояса; 3) зоны пересечения кольцевых структур с пересекающими их разломами различных рангов и размеров; 4) области интерференции кольцевых структур разного размера и различного генезиса; 5) апикальные части plutонов, отраженных в виде кольцевых структур [4].

Другими словами, определяющим фактором служит степень проницаемости земной коры, обусловленная ее раздробленностью. Этим же фактором контролируется движение рудоносных гидротермальных растворов, поэтому представляется очевидным, что строение аномальных геохимических полей должно отражать вихревую структуру тектонического каркаса. Более того, поскольку скорость движения растворов многократно выше, чем тектонических блоков, вихревая (концентрически зональная) структура в размещении гидротермальных образований при благоприятных условиях должна проявляться очень ярко.

Принципиальная возможность возникновения подобных вихрей обусловлена восходящим (или нисходящим) движением потоков гидротермальных растворов на фоне вращения Земли вокруг своей оси. По закону Кориолиса, в зоне восходящих конвективных потоков, вследствие падения давления по мере приближения к дневной поверхности, растворы формируют вихри циклоническо-

го типа, вращающиеся в южном полушарии по часовой стрелке, а в северном — против нее. В зоне нисходящих конвективных потоков картина обратная, здесь возникают вихри-антициклоны, вращающиеся в северном полушарии по часовой стрелке, а в южном — против нее.

Идеально круглая форма кольцевых структур, в том числе, сопровождающих магматические тела самой разнообразной морфологии, требует своего объяснения. По нашему мнению, магматогенные кольцевые структуры в большинстве случаев являются вещественным выражением вихревого движения потоков флюидов и, соответственно, различий в геохимических особенностях внешне однородных пород, характере растительности, особенностях рельефа, спектральных характеристиках пород, — то есть, всего того, что способствует проявлению этих структур на космических снимках.

Исходя из этого, все термофлюидные системы должны сопровождаться кольцевыми структурами, причем достаточно обычным должно быть соседство вложенных и сателлитных колец, связанных с сопряженными восходящими и нисходящими потоками флюидов.

Выявление вихревой структуры в строении аномального геохимического поля — не простая задача, вследствие формирования таких полей по принципу суперпозиции на фоне пространственного совмещения тектонических структур различного возраста и генезиса. Тем не менее, в благоприятных условиях вихревая структура минерально-геохимических полей рудоносных объектов проявляется очень контрастно, что способствует более объек-

тивному прогнозу оруденения и оценке масштабов выявляемых рудных объектов. На рис. 2 приведен пример структуры аномального геохимического поля, сопровождающего золото-скарновое оруденение Фаифановского месторождения Синюхинского рудного поля (Горный Алтай).

Оруденение Синюхинского рудного поля связано с золото-сульфидной минерализацией, наложенной на субпластовые инфильтрационные скарны, развивающиеся на контактах известняков и вулканитов в зоне термического воздействия интрузивов нижнедевонского синюхинского диорит-тоналитового комплекса. Зональность инфильтрационных скарнов развивается относительно зон повышенной проницаемости (участков сопряжения трещин различного направления, полостей отслоения в замках складок и т. д.). В наиболее тектонически нарушенных участках развиваются волластонитовые разности скарнов с борнит-халькозиновой минерализацией, теллуридами, сульфосолями и максимальными концентрациями золота, основная часть скарновых залежей сложена гранатом с наложенным халькопиритом, иногда с редкой вкрапленностью тетраэдрита, галенита, сфалерита, пирита, арсенопирита.

По периферии залежей развиты пироксеновые скарны, где преобладает сопряженный со скарнированием магнетит, реже встречается пирит. Промышленная золотоносность характерна для контуров развития борнит-халькозиновой минерализации, реже халькопиритовой. Геохимическая зональность отражает минералогическую: рудные

столбы фиксируются в концентрически зональной аномальной структуре геохимического поля ассоциацией Au, Ag, Cu, Bi, Te, для их периферии характерно накопление Cu, As, Pb, Zn, Mn (халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, родонит), а за пределами рудных тел и вдоль рудоконтролирующих структур развиты аномалии Fe, Co, Ni, Cr (магнетит, пирит).

Фаифановское месторождение приурочено к рифовому (биогермному) массиву известняков мощностью до 600 м в толще вулканитов андезибазальтового состава. Изометричная форма рифового массива, смятого в антиклинальную складку при внедрении гранитоидов, его надинтрузивная позиция, способствовали формированию вихревой структуры движения гидротермальных растворов снизу вверх против часовой стрелки. Центральная (ядерная) часть аномальной структуры геохимического поля ранга месторождения приурочена к сопряжению двух основных разрывных нарушений. Относительно этой наиболее проницаемой области сформировалась концентрическая структура с вышеописанной минерально-геохимической зональностью. Она дополнительно осложнена локальными вихрями, соответствующими рудопроявлениям, приуроченным к зонам проницаемости второго порядка.

Примечательно, что золото-сульфидная минерализация отлагается в центральных частях вихревых воронок, где скорость движения и степень смешивания ювенильных и местных флюидов максимальна. Аномалии Fe, Co, Ni, Cr, Mn на перифе-

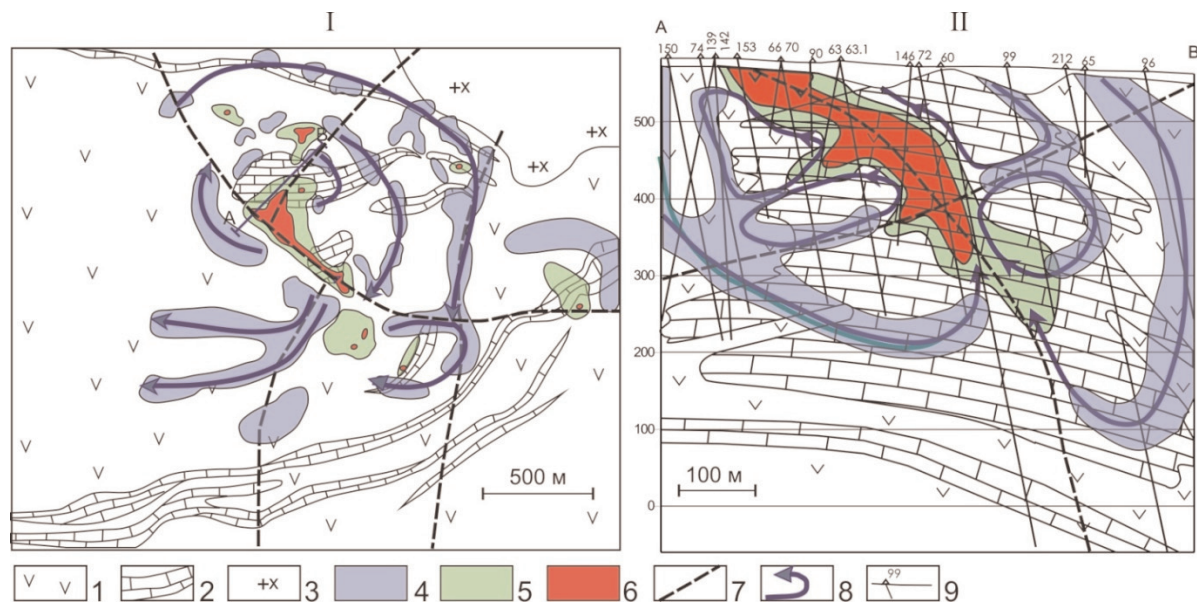


Рис. 2. Вихревая структура минерально-геохимического поля Фаифановского месторождения Синюхинского рудного поля в Горном Алтае (по материалам Горно-Алтайской поисково-съёмочной экспедиции и рудника Веселого): I) план; II) разрез по линии АВ; 1) толща андезибазальтов, андезитов и их туфов; 2) мраморизованные известняки; 3) гранодиориты; распределение гидротермальных минеральных комплексов и геохимических ассоциаций по данным детального геолого-геохимического и геофизического картирования (в скобках второстепенные минералы): 4) магнетит, (пирит, родонит), аномалии Fe, Co, Ni, Cr, Mn; 5) халькопирит, пирит, (галенит, сфалерит, арсенопирит), аномалии Cu, Zn, Pb, As; 6) борнит, халькозин, золото, теллуриды и сульфосоли, аномалии Cu, Au, Ag, Bi, Te; 7) рудоконтролирующие разрывы; 8) вихревое движение нагреваемых поровых растворов; 9) буровые скважины и их номера

рии вихревых структур обусловлены, видимо, заимствованием этих элементов из вмещающих вулканитов нагревающимися и движущимися поровыми флюидами, которые до начала скарново-рудного процесса находились в химическом равновесии с вмещающими породами.

Приуроченность магнетита к периферии зон проницаемости, в сочетании с вихревой формой геофизических и минералогических аномалий, свидетельствует о выщелачивании Fe (а также Co, Ni, Cr, Mn) из вмещающих пород и формировании магнетита, пирита, родонита на нисходящих ветвях конвективных систем. Особенно показательно поведение Mn, выщелачиваемого из карбонатов: он существенно преобладает в составе указанной ассоциации только в тех конвективных ячейках, которые целиком находятся в массиве известняков. Разномасштабные вихревые структуры отчетливо фиксируются как в плане, так и в разрезе месторождения (рис. 2).

Можно предположить, что в верхнерудно-надрудной части термофлюидной системы, где происходит рассеяние потока ювенильных флюидов, часть привнесенного ими вещества, в том числе Au, могут осаждаться и на восходящих и на нисходящих ветвях конвективных систем, что можно использовать как дополнительный критерий верхнерудного среза оруденения. Такая ситуация, действительно, достаточно часто встречается на практике. Рис. 3 иллюстрирует подобный пример распределения золота на сопряжении двух кольцевых структур на одном из золоторудных проявлений Енисейского Кряжа (здесь и далее дешифрирование космоснимков выполнено доцентом ТПУ Ю.С. Ананьевым).

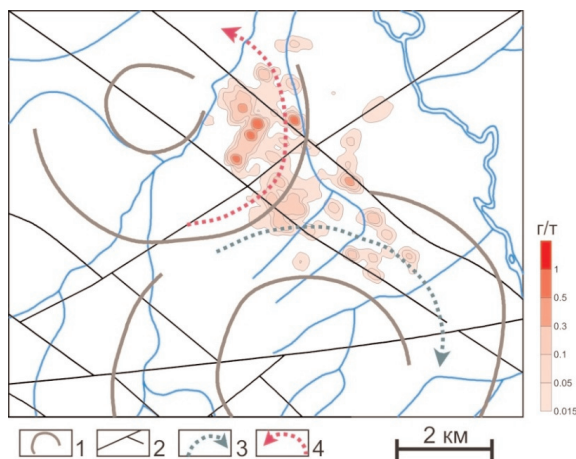


Рис. 3. Распределение золота на сопряжении двух кольцевых структур (участок Иочиминский, Енисейский Кряж, по материалам ЦГИ «Прогноз», г. Красноярск): 1) кольцевые структуры; 2) линейные элементы, интерпретируемые как рудоконтролирующие разрывы; направления движения флюидов: 3) нисходящих; 4) восходящих

Таким образом, соседство восходящих и нисходящих вихревых потоков флюидов — характерный признак рудогенных гидротермальных систем.

Во многих случаях такое соседство уверенно расшифровывается не только в первичных, но и во вторичных геохимических полях. Это касается, прежде всего, объектов крупного ранга: рудных полей, узлов, районов, обладающих сходной морфологией первичных и вторичных полей.

Связь с кольцевыми структурами строения вторичного аномального геохимического поля ранга рудных районов, узлов и полей можно проиллюстрировать результатами геохимического картирования Гаринско-Чапской площади Енисейского Кряжа.

АСГП ранга рудного района представляет собой совокупность аномалий элементов, перераспределение которых связано с воздействием масштабного вещественно-энергетического источника (рис. 4).

В структуре аномального геохимического поля на первый план здесь выходят не прямые спутники золота, а элементы, фиксирующие масштабные процессы метаморфогенного, магматогенного, тектоногенного или иного генезиса. Ядерная часть описываемой АСГП, пространственно приуроченная к кольцевой структуре, сложена ассоциацией Ba, Be, Y и окаймляется перемежающимися кольцевыми аномалиями ассоциаций Ba, Be, Y и Mo, V, Ag, Cu. Общий диаметр кольцевой структуры, контролирующей размещение этих аномалий составляет около 30 км. Фрагмент подобной структуры картируется и в южной части площади, но здесь проявлена только ассоциация Ba, Be, Y. Эта часть территории более эродирована, поэтому можно полагать, что комплекс Mo, V, Ag, Cu характерен для верхнерудного среза района.

Дальнейшее развитие процесса сопровождается появлением палингенных гранитов гаринского комплекса, которые фиксируются в геохимическом поле ассоциацией Sn, B, Pb и обнажаются преимущественно в южной части площади. В северной части района указанная ассоциация маркирует надинтрузивные зоны и пространственно ассоциирует с зонами пропилитизации.

Сюда же тяготеют аномалии золота, его месторождения и рудопроявления, фиксирующие завершающий этап гидротермального процесса, что указывает на парагенетический характер связи золота с палингенными гранитами и интрателлурический (вероятнее всего, мантийный) источник металла. Зона фронтального обогащения АСГП ранга рудных узлов и полей представлена совокупностью рудопроявлений и зон рассеянной минерализации, приуроченных к менее благоприятным для концентрации оруденения тектоническим структурам. Они маркируются комплексными аномалиями выщелоченных из вмещающих пород и переотложенных элементов (Co, Ni, Mn). Вышеуказанные ассоциации приурочены к кольцевым структурам диаметром около 10 км, которыми контролируются АСГП ранга рудных полей. Совокупность 3–4 сближенных структур такого диаметра образуют рудный узел (рис. 4).

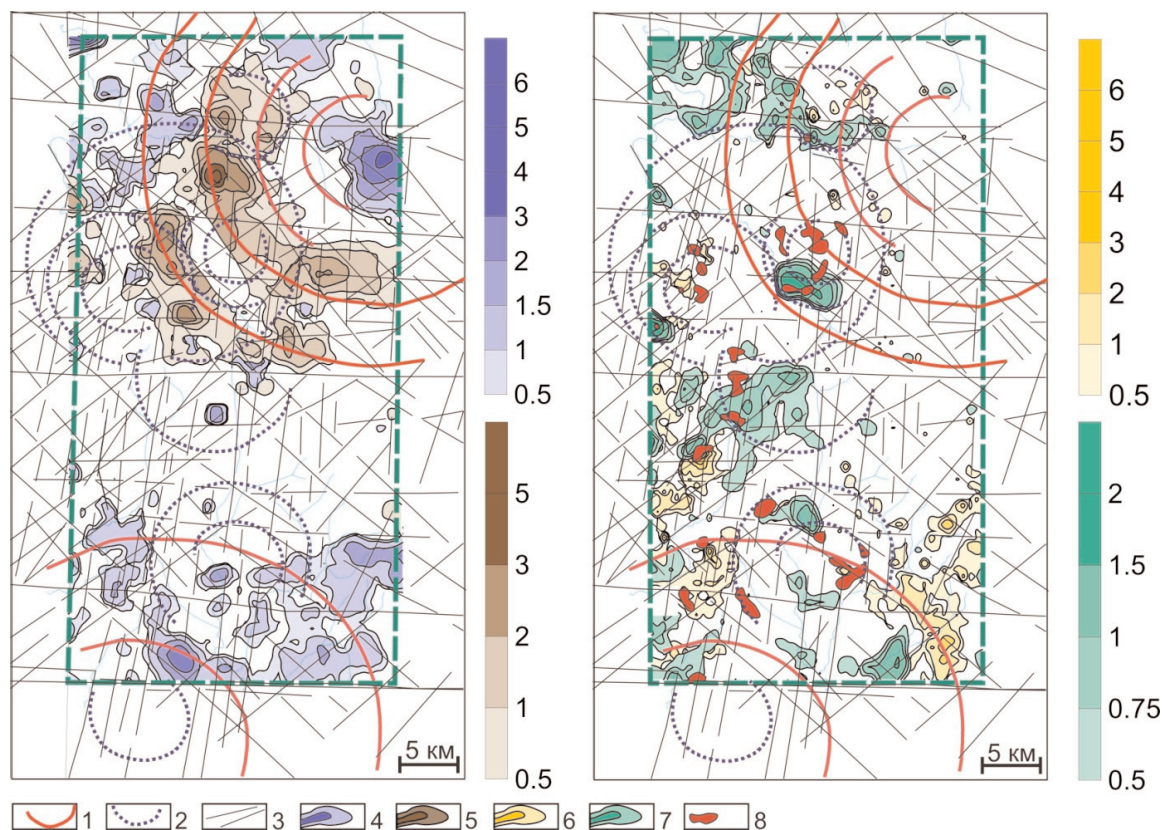


Рис. 4. Распределение геохимических ассоциаций во вторичном геохимическом поле Гаревско-Чапковской площади, Енисейский Кряж (по материалам ОАО «Красноярская горно-геологическая компания»): 1) кольцевые структуры: 1) ранга рудных районов; 2) ранга рудных узлов и полей; 3) линеаменты, трактуемые как разрывные нарушения; геохимические ассоциации (в изолиниях значений факторов): 4) Mo, V, Ag, Cu; 5) Ba, Be, Y; 6) Sn, B, Pb; 7) Co, Ni, Mn; 8) генерализованные аномалии Au, в г/т

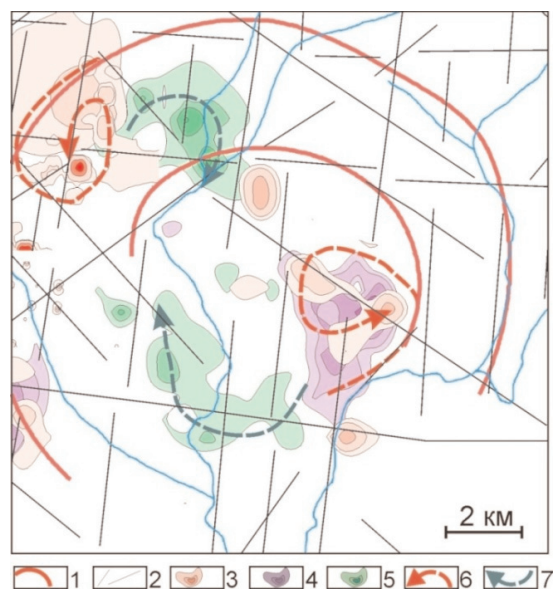


Рис. 5. Распределение геохимических ассоциаций в вихревых структурах рудного поля Оленка, Енисейский Кряж (по материалам ОАО «Красноярская горно-геологическая компания»): 1) кольцевые структуры; 2) линеаменты, трактуемые как разрывные нарушения; аномалии: 3) Au; 4) As; 5) Co-Ni-Mn-Li-Zn-Cu; 6) движение растворов на восходящих ветвях конвективных термофлюидных систем; 7) движение поровых растворов на нисходящих ветвях конвективных систем

Влияние более поздних интрузивных комплексов на золотое оруденение неоднозначно. Непосредственно в интрузивах и их контактовой зоне концентрированное оруденение, как правило, не обнаруживается, отмечаются лишь достаточно слабые аномалии золота и мышьяка, что можно расценивать как их перераспределение и вынос за пределы контактовой зоны. На некотором удалении от интрузий (до первых километров) этот процесс перераспределения может привести к существенному обогащению ранее возникших рудопроявлений.

На рис. 5 приведен пример проявления в геохимическом поле конвективных ячеек ранга рудного поля. АСГП рассматриваемой площади контролируется кольцевой структурой диаметром около 10 км.

Характерна пространственная сопряженность аномалий золота, мышьяка, связанных с восходящими рудоносными флюидами и комплексных аномалий Co, Ni, Mn, Li, Zn, Cu, интерпретируемых как осаждение выщелоченных из пород элементов на нисходящих ветвях термофлюидных систем. Отчетливо виден вихревой характер движения флюидов – против часовой стрелки для восходящих потоков и по часовой стрелке – для нисходящих. И восходящие и нисходящие потоки приурочены к узлам сопряжения разломов различных направлений в пределах кольцевой структуры.

В целом, модель формирования аномального геохимического поля ранга рудного района можно представить в следующем виде. На раннем этапе подъема потока интрателлурических флюидов происходит привнос и зональное перераспределение комплекса элементов, сопровождающееся масштабным изменением вмещающих пород, которое часто трудно отличить от регионального метаморфизма, в связи с чем ряд исследователей считают генезис оруденения метаморфогенным. На наш взгляд, основной источник золота — мантийный. Его функционирование оптимально описывается моделью глубинного термобарического сепаратора, предложенной И.И. Абрамовичем [1]. Отложение золота происходит после завершения палингенового плавления, а при последующих интрузивных процессах оно преимущественно перераспределяется, но может и частично привноситься, если интрузивная деятельность парагенетически связана с рудогенным процессом. Видимо, нет оснований противопоставлять магматический и интрателлурический источники золота. Оба они имеют место, но интрателлурическая (мантийная) составляющая является доминирующей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович И.И. Геодинамика и мантийные корни рудных формаций. — М.: ВСЕГЕИ, 1998. — 140 с.
2. Ворошилов В.Г. Аномальные структуры геохимических полей гидротермальных месторождений золота: механизм формирования, методика геометризации, типовые модели, прогноз масштабы оруденения // Геология рудных месторождений. — 2009. — Т. 51. — № 1. — С. 3–19.

Выводы

Месторождения гидротермального генезиса сопровождаются концентрически зональными аномальными геохимическими полями. Их структурная упорядоченность парагенетически связана с масштабностью оруденения.

Установлена вихревая структура рудогенных аномальных геохимических полей различных иерархических уровней, обусловленная конвективно-вихревым характером движения гидротермальных флюидов. Гидротермальные системы имеют причинно-следственную связь с выявляемыми на космоснимках кольцевыми структурами.

Сопряженность восходящих и нисходящих вихревых потоков флюидов — характерное свойство рудогенных гидротермальных систем. В геохимическом поле эта зависимость выражается в закономерном пространственном сочетании ассоциаций элементов, участвующих во взаимосвязанных процессах рудоотложения, выщелачивания и перетолжения.

Работа выполнена в рамках Государственного задания «Наука» № 5.4730.2011.

3. Ли Сы-гуан. Вихревые структуры Северо-Западного Китая. — М.-Л.: Госгеолтехиздат, 1958. — 130 с.
4. Вихри в геологических процессах / Ред. А.В. Викулин. — Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2004. — 297 с.

Поступила 12.05.2012 г.

УДК 549.623.7

ТИПОМОРФИЗМ ХЛОРИТОВ СУХАРИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Е.М. Лупак

Томский политехнический университет

E-mail: planet@sibmail.com

Изучены хлориты из руд и метасоматитов скарново-магнетитового, с наложенной золото-сульфидной минерализацией, Сухаринского рудного поля (Горная Шория). Выделены две разновидности хлоритов: метасоматические и прожилковые, приведены данные об их типоморфных особенностях; установлена зависимость железистости метасоматического хлорита от состава замещаемых минералов; установлено возрастание железистости всех типов хлоритов по мере удаления от Тельбесского гранитоидного массива, что указывает на парагенетическую связь гидротермальной минерализации с гранитоидным магматизмом.

Ключевые слова:

Золоторудные месторождения, типоморфизм минералов, хлорит, зональность.

Key words:

Gold-ore layers, the genetic properties of minerals, chlorite, the zonality.

Введение

Хлориты являются распространенными и информативными вторичными минералами околорудных пород различных месторождений. Изменения в составе, морфологии, физических свойствах данного минерала могут дать существенную генетическую информацию и служить типоморфными признаками, познание которых необходимо для детальной характеристики минералогической зональности и разработки критериев поисков и разведки рудных объектов [1, 2].

Автором выполнены комплексные исследования хлоритов из руд, метасоматитов и вмещающих пород Сухаринского рудного поля (Горная Шория). Цель исследования – изучение типоморфных свойств хлоритов, выявление их зональности в пределах рудного поля и взаимоотношений с золоторудной минерализацией.

Изучение типоморфных свойств хлоритов на территории рудного поля проводится нами впервые. Вопросы изучения типоморфизма метасоматических минералов, сопровождающих золоторудную минерализацию, должного внимания прежде не уделялось, поскольку гидротермальное золотое оруденение, представляющее промышленный интерес, выявлено в Сухаринском рудном поле работами ООО «Тэтис-Т» (г. Новокузнецк) только в последние годы, а ранее все месторождения этой территории эксплуатировались как железорудные, скарново-магнетитовые.

В процессе работ решались следующие основные задачи: изучение химического состава и оптических свойств хлоритов, выявление отличительных особенностей хлоритов продуктивных минеральных ассоциаций, зональности типоморфных свойств хлоритов в пределах Сухаринского рудного поля.

Краткий очерк геологического строения рудного поля

Сухаринское рудное поле расположено в западной части Тельбесского железорудного района Горной Шории. В его геологическом строении глав-

ную роль играют известняки сухаринской свиты и диориты, диоритовые порфириды тельбесского комплекса [3]. Эти рудовмещающие карбонатные и интрузивные породы повсеместно в той или иной степени испытали воздействие гидротермальных процессов.

В порядке возрастной последовательности в рудном поле можно выделить следующие метасоматические формации: кварц-полевошпатовые метасоматиты, известковые скарны, пропилиты и березиты.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты отмечаются в апикальной части Тельбесского интрузива и развиваются по кварцевым диоритам и гранодиоритам. Типоморфными минералами метасоматитов являются кварц, альбит, реже калиевый полевой шпат. Наиболее распространены кварц-альбитовые метасоматиты. При их формировании исходный андезин гранитоидов замещается альбитом и серицитом, а биотит и роговая обманка – хлоритом и мусковитом.

Известковые скарны на площади рудного поля проявились в связи с процессами послемагматической деятельности гранитоидной интрузии. Возникли они на контактах алюмосиликатных и карбонатных пород, состоят преимущественно из граната и пироксена. Для околоскарновых пород типичны актинолит, хлорит, кальцит и эпидот.

Скарнирование завершается формированием околоскарновых пропилитов с сопряженным сульфидно-магнетитовым оруденением. Пропилиты и пропилитизированные породы сложены эпидотом, актинолитом, хлоритом, альбитом, кальцитом, кварцем. Обычно в них присутствует пирит либо магнетит. В результате пропилитизации формируется вертикальная зональность, в которой глубинная зона, ближайшая к интрузии, сложена эпидот-актинолитовыми пропилитами, а верхняя, удаленная от контакта, – эпидот-хлоритовыми или альбит-кальцит-хлоритовыми пропилитами. Жильная фация пропилитов представлена кварц-эпидотовыми, кварц-эпидот-кальцитовыми и сульфидными прожилками.

Зоны линейных пропилитов, связанные с новым импульсом тектоно-магматической активизации региона, образовались по вулканитам андезибазальтового состава после околоскарновых пропилитов. Линейные пропилиты по минералогическому составу существенно не отличаются от околоскарновых, но во внутренней зоне обычно имеют постепенные переходы в хлорит-карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты, вплоть до серицит-кварцевых пород, которые по строению метасоматической колонки отнесены нами к березитам.

Березиты сопровождают жильные и прожилково-вкрапленные руды, а также образуют самостоятельные жилообразные тела и контролируются разрывными нарушениями и зонами трещиноватости. Они состоят из кварца, серицита, кальцита (анкерита). Отдельные зоны березитов обычно имеют достаточно четкие границы. Внутренняя зона имеет кварц-слюдистый состав, промежуточная — кварц-слюдисто-карбонатный, внешняя — преимущественно слудисто-карбонатный.

Золоторудная минерализация Сухаринского рудного поля представлена многочисленными сульфидными, кварцево-сульфидными, сульфидно-хлоритовыми, кварцево-карбонатно-хлоритовыми прожилками, которые накладываются на метасоматические породы.

Процесс формирования руд можно разделить на три стадии минералообразования (в порядке их формирования): 1) пирротиновая; 2) арсенопирит-пиритовая; 3) полиметаллическая. Данные ассоциации отражают эволюцию единого потока флюидов, формирующего золото-сульфидное оруждение. Из сульфидов первыми образуются пирротин, затем высокотемпературный арсенопирит, далее относительно низкотемпературные халькопирит, сфалерит, галенит и теллуриды Pb, Bi, Ag, Au. В завершающую стадию, в обстановке резко повышенного окислительного потенциала, появляется незначительное количество гематита. Самородное золото отлагалось в течение всего рудного этапа, но основными продуктивными минеральными ассоциациями являются арсенопирит-пиритовая и полиметаллическая.

Хлорит является характерным минералом как околорудных метасоматитов, так и руд, отражая в своих типоморфных особенностях эволюцию условий минералообразования во времени и пространстве.

Методы исследования

Оптические характеристики хлоритов Сухаринского рудного поля изучались на микроскопе ПОЛАМ Л-213М. Иммерсионным методом были определены показатели преломления. Структурные изменения в составе хлоритов исследовались с помощью инфракрасных спектров на установке IR Prestige-21. Вышеперечисленные анализы были выполнены автором работы в Лаборатории геологии золота ТПУ.

Минеральные микроримеси в хлоритах диагностировались электронно-зондовым рентгеноспектральным методом на электронном сканирующем микроскопе Hitachi S3400N с энергодисперсионным спектрометром EDX Bruker XFlash 4010 в лаборатории электроннооптической диагностики Международного инновационного научно-образовательного центра «Урановая геология» кафедры геоэкологии и геохимии ТПУ, аналитик С.С. Ильенко.

Химические составы хлоритов определялись электроннозондовым методом на установке JXA-8100 с приставкой CAMEBAX-Micro в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск), аналитик О.С. Хмельникова.

Формульные количества рассчитаны в соответствии с методикой [4].

Полученные результаты и их обсуждение

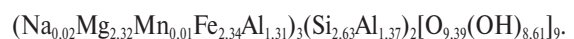
По данным микрозондового анализа хлориты Сухаринского рудного поля относятся к группе магнезиально-железистых. На классификационной диаграмме [5] среди них обособляются представители двух рядов: псевдотюрингит-брунсвит и тюрингит-делессит (рис. 1). Для всех исследуемых минералов были подсчитаны формульные количества, наиболее представительные приведены в табл. 1.

Хлориты различаются не только по составу, но и по оптическим свойствам. Определенный вид хлорита тесно связан с характерным минералогическим парагенезисом и геологической обстановкой.

В слабо затронутых процессами метасоматоза породах хлорит вместе с карбонатом, кварцем и серицитом развивается по трещинкам и границам зерен амфиболов, плагиоклазов, по вулканическому стеклу. В околорудных метасоматитах тонкочешуйчатые, спутанно-волокнистые агрегаты или неправильные зерна хлорита полностью замещают темноцветные минералы (рис. 2, а) и, частично, полевой шпат в ассоциации с актинолитом, иногда с эпидотом и кварцем.

Изучение хлоритов околорудных метасоматитов показало принадлежность их к ряду псевдотюрингит-брунсвит. Это фиксируется по оптическим параметрам хлорита и данным определения его химического состава. В проходящем свете минерал характеризуется различными оттенками зеленого цвета, серыми и серо-синими цветами интерференции, повышенными показателями преломления ($n_g=1,630...1,650$). В редких случаях минерал под микроскопом обладает оливково-зеленым цветом, а в скрещенных николях маркируется чуть более светлой окраской (рис. 2, б).

Состав типичного представителя хлоритов околорудных метасоматитов иллюстрируется рассчитанной кристаллохимической формулой (табл. 1):



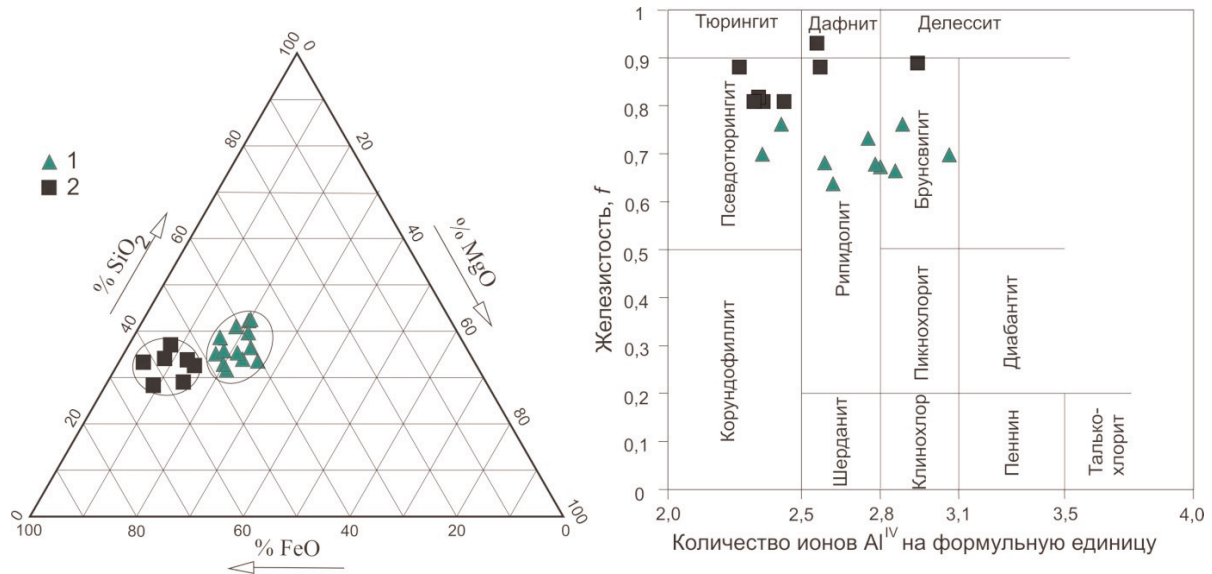


Рис. 1. Диаграмма FeO – SiO₂ – MgO и точки составов хлоритов на диаграмме: 1) околорудные метасоматиты; 2) прожилки

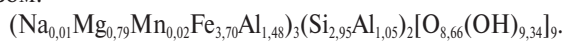
Таблица 1. Формульные количества хлоритов Сухаринского рудного поля

Субстрат	Замещающий минерал, ассоциация	Al	Al ^{IV}	Si	Fe	Ti	Mn	Mg	Ca	Na	K	OH	f
Пропилиты	Полевые шпаты	2,68	1,37	2,63	2,34	0,00	0,01	2,32	0,00	0,02	0,00	8,61	0,64
		2,71	1,21	2,79	2,10	0,23	0,00	1,98	0,06	0,00	0,13	8,71	0,65
	Вулканическое стекло	2,49	1,14	2,86	2,39	0,00	0,01	2,20	0,01	0,02	0,01	8,67	0,66
	Амфиболы	2,31	1,41	2,59	2,60	0,08	0,00	2,25	0,05	0,00	0,12	8,72	0,66
		2,35	1,25	2,75	2,72	0,22	0,01	1,83	0,00	0,01	0,11	8,91	0,73
Прожилки	С кварцем и карбонатом	2,60	1,67	2,33	3,23	0,25	0,00	1,51	0,00	0,00	0,08	9,08	0,81
		2,60	1,65	2,35	3,52	0,00	0,00	1,46	0,07	0,00	0,00	9,09	0,81
	С сульфидами	2,27	1,73	2,27	4,24	0,00	0,00	1,05	0,17	0,00	0,00	9,39	0,88
		2,53	1,05	2,95	3,70	0,00	0,02	0,79	0,00	0,01	0,00	9,34	0,89

Al^{IV} – содержание Al в четверной координации; f – железистость.

В сульфидных рудах, где отмечаются поздние секущие прожилки хлорита (рис. 2, в, г), он соответствует ряду тюрингит-делессита (рис. 1). Это подтверждается оптическими характеристиками: плеохроирует от зеленого до бледно-желтого и бесцветного, характеризуется лавандово-синими, синими и серыми (пестрыми) цветами интерференции, высокой железистостью ($f=81...93$, $n_g=1,650...1,675$).

Кристаллохимическая формула типичного представителя хлоритов из прожилков, рассчитанная по данным табл. 1, выглядит следующим образом:



Большинство изученных хлоритов находится в смешанно-слоистых сростках с мусковитом и одновременно содержит примесь карбонатов. Лишь небольшая их часть оказалась однородной в отношении механических примесей.

Намечается зависимость состава хлоритов от состава первичных (замещаемых) минералов. Так, по полевым шпатам развиваются хлориты

с показателями железистости 0,64...0,65, по вулканическим стеклам – 0,66...0,67, по амфиболам – 0,66...0,75. Наиболее железистый (0,79...0,93) хлорит отмечается в прожилках в ассоциации с кварцем, карбонатами, сульфидами.

Результаты инфракрасной спектроскопии (табл. 2) также указывают на принадлежность хлоритов к магнезиально-железистым разновидностям, так как в области 500...850 см⁻¹ выявилось несколько полос поглощения, характерных лишь для хлоритов, содержащих в октаэдрических структурных позициях значительное количество Fe⁺³ и Fe⁺² [4]. При этом заметные изменения в спектре происходят при увеличении содержания Al. Поглощение близ 1000 см⁻¹ в хлоритах с Al^{IV}<1,2 обнаруживает 2–4 максимума, при более высоких содержаниях Al^{IV} – проявляется в виде одиночной полосы. У магнезиально-железистых хлоритов с Al^{IV}=1,2...1,3 максимум поглощения находится при 999...984 см⁻¹, при увеличении содержания Fe²⁺ – при 986...978 см⁻¹.

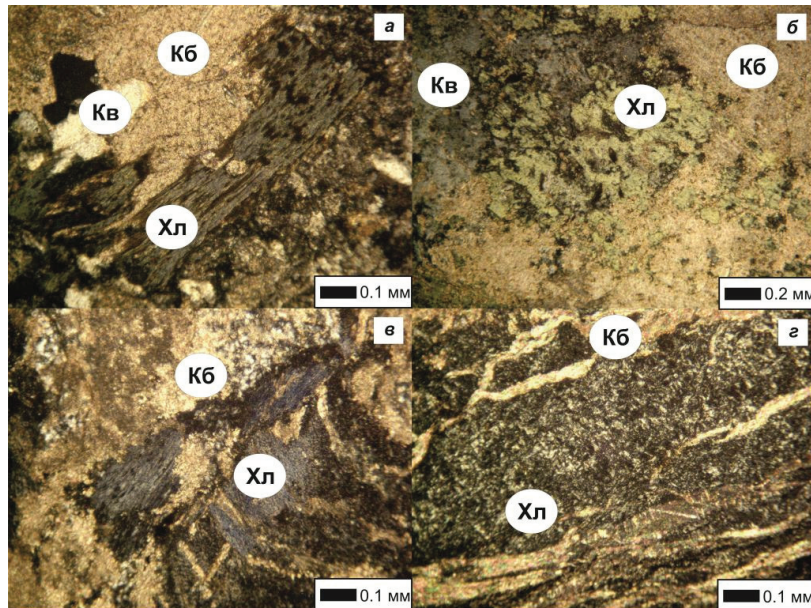


Рис. 2. Микрофотографии хлоритов (Хл): а, б) из околорудных метасоматитов; в, г) из прожилков; Кб – карбонат; Кв – кварц

Таблица 2. Значения полос поглощения в ИК-области, см^{-1}

Хлориты	Si-O	Si-O _{деф}	Si-O-R ^{VI}					Si-O _{вал}	ОН _{вал} хлорита
Из метасоматитов	411	428	–	648	667	752	841	982	3418, 3543
Из прожилков	422	448	536	635	667	777	–	988	3420, 3545

Si-O_{вал} – валентные колебания Si-O-связи, Si-O_{деф} – деформационные колебания Si-O-связи, ОН_{вал} – валентные колебания ОН-связи.

По мере удаления от Тельбесского интрузивного массива, с востока на запад рудного поля, отмечается увеличение железистости (на 0,05...0,10 ед.) и снижение содержания магния во всех типах хлоритов, что свидетельствует о нарастании кислотных свойств растворов. Подобная зависимость доказана экспериментально и была неоднократно установлена на других месторождениях [6–10].

На изученной территории возрастание железистости хлоритов коррелируется с увеличением доли кислотных метасоматитов и возрастанием их рудоносности – с юго-востока на северо-запад Сухаринского рудного поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Современные методы минералого-геохимических исследований как основа выявления новых типов руд и технологии их комплексного освоения / Отв. ред. Ю.Б. Марин. – СПб.: СПО ВМО, 2006. – 218 с.
2. Роль минералогии в познании процессов рудообразования: Матер. годичной сессии Московского отделения РМО. – М.: ИГЕМ РАН, 2007. – 347 с.
3. Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области / под ред. И.П. Бардина. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – Т. 1. – Кн. 2. – 602 с.
4. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. – М.: Наука, 1964. – 224 с.
5. Минералы: справочник / под ред. Ф.В. Чухрова, Э.М. Бонштедт-Куплетской. – М.: Изд-во АН СССР, 1992. – Т. 4. – Вып. 2. – 661 с.
6. Кольцов А.Б. Условия образования слюд и хлоритов переменного состава в метасоматических процессах // Геохимия. – 1992. – № 6. – С. 846–856.
7. Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. – Новосибирск: Наука, 1972. – 238 с.
8. Подлесский К.В. Скарны и околорудные метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. – М.: Наука, 1979. – 204 с.
9. Синяков В.И. Основы теории рудогенеза. – Л.: Недра, 1987. – 191 с.
10. Округин В.М. Родниковое месторождение // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Отв. ред. А.И. Ханчук. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – Кн. 1. – С. 702–705.

Поступила 12.05.2012 г.

УДК 553.411(57):546.65

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МЕТАСОМАТИТАХ И РУДАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОЙ КАЛБЫ

Ю.С. Ананьев

Томский политехнический университет

E-mail: AnanyevYS@ignd.tpu.ru

Изучены особенности распределения редкоземельных элементов в метасоматитах и рудах золоторудных месторождений Западной Калбы (Восточный Казахстан). Установлено, что все метасоматические процессы протекали с изменением баланса этих элементов. Показана вертикальная дифференциация редкоземельных элементов в рудоносных метасоматитах, сопровождающих кварцево-жильное и прожилково-вкрапленное золотое оруденение. Выделены три типа распределения лантаноидов в метасоматитах. Установлена единая природа рудоносных березитов.

Ключевые слова:

Западная Калба, золоторудные объекты, редкоземельные элементы, метасоматиты, черносланцевые толщи.

Key words:

Western Kalba, gold deposits, rare-earth elements, metasomatic rocks, black shale formation.

Введение

Редкоземельные элементы традиционно рассматриваются как геохимические индикаторы тех или иных магматических процессов. Однако для метасоматических и сопровождающих гидротермально-рудных ассоциаций в черносланцевых толщах информация о поведении редкоземельных элементов (РЗЭ) крайне ограничена.

Западно-Калбинская металлогеническая зона Зайсанской складчатой системы (Восточный Казахстан) вмещает 18 золоторудных полей, расположенных в поперечно-диагональных структурах II порядка одноименного складчато-рифтогенного пояса. Рудные поля объединяются в три структурно-морфологические группы: 1) рудные поля с жильно-кварцевым и штокверковыми типами руд в терригенных, вулканогенных и карбонатных толщах карбона, габбро-плагиогранитных массивах; 2) рудные поля, представленные минерализованными сульфидными зонами в углеродистых терригенных толщах карбона; 3) рудные поля комбинированного типа, включающие кварцевые жилы, штокверки, золото-пирит-арсенопиритовые залежи в различных терригенно-вулканогенных толщах и интрузивах [1].

Редкоземельные элементы изучались в метасоматических и рудных образованиях Баладжальского, Кызыловского и Эспинского золоторудных полей черносланцевого типа.

Для Баладжальского рудного поля характерно развитие вкрапленного, прожилково-вкрапленного и жильного типа оруденения как в теле габброидного массива, так и в его экзоконтактной части в черносланцевой толще нижнего карбона [2].

Среди многочисленных золоторудных объектов Кызыловского рудного поля по величине разведанных запасов выделяются два месторождения — Бақырчик и Большевик. Оба месторождения приурочены к системе сближенных субширотных разрывных нарушений, образующих Кызыловский надвиг, известный в литературе как Кызыловская

зона смятия. Полого падающая на север, Кызыловская зона смятия разбита на отдельные блоки разрывами северо-западного и северо-восточного направлений, что создает мозаично-блоковое строение рудного поля [3]. Основные рудные тела месторождений сложены прожилково-вкрапленными и вкрапленными золото-пирит-арсенопиритовыми ассоциациями в апочерносланцевых березитах.

В пределах рудного поля Эспе известно более 20 золотоносных кварцевых жил. Жилы имеют невыдержанную мощность и занимают секущее положение с вмещающими черносланцевыми породами молассовой формации среднего карбона [2].

Методические основы исследований

В основу исследований положены данные, полученные методами масс-спектропии с индуктивно-связанной плазмой (ISP—MS) и инструментального нейтронно-активационного анализа. Аналитические исследования выполнялись в химико-аналитическом центре «Плазма» (аттестат аккредитации РОСС RU № 0001.516895 от 21.05.2008), г. Томск (ISP—MS); в аналитическом центре «Геохимии природных систем» Томского регионального центра коллективного пользования Томского государственного университета (ISP—MS); в лаборатории ядерно-геохимических исследований кафедры полезных ископаемых и геохимии редких элементов Томского политехнического университета.

Для графического представления результатов применялось нормирование как по хондриту [4], так и по эдукту. Аномалии Eu (Eu/Eu*) и Ce (Ce/Ce*) рассчитывались по формулам

$$\begin{aligned} \text{Eu/Eu}^* &= \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N \cdot \text{Gd}_N)^{1/2}, \\ \text{Ce/Ce}^* &= \text{Ce}_N / ((2\text{La}_N + \text{Sm}_N)/3). \end{aligned}$$

Полученные результаты и их обсуждение

Все формационные типы метасоматитов в черносланцевых толщах карбона проявились в пределах *Баладжальского рудного поля* и одноименного

месторождения. Здесь получили распространение альбит-амфиболовые метадiorиты магматического этапа, кварц-полевошпатовые автометасоматиты и поздние пропилиты и лиственито-березиты [5]. Формирование метадiorитов, ранних кварц-полевошпатовых и пропилитовых метасоматитов сопровождалось довольно значительным выносом золота, и, лишь процесс образования лиственито-березитов, особенно сульфидизированных разновидностей, приводил к значительному накоплению металла [2].

Распределение редкоземельных элементов в метасоматитах месторождения приведено в табл. 1.

Таблица 1. Содержание РЗЭ в и метасоматитах и габбро месторождения Баладжал, г/т

Элементы	Породы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	14,1	14,4	30,1	29,7	29,6	14,8	11,4	12,9	31,4	29,5
Ce	36,8	36,3	83,7	79,7	80,2	40,6	30,3	30,4	87,9	83,3
Pr	4,66	4,55	12,1	11,2	11,5	5,98	4,34	3,79	13,2	12,5
Nd	20,3	19,5	56,1	49,8	52,5	27,7	19,7	16,1	61,7	60,4
Sm	4,68	4,46	13,3	11,5	12,5	6,91	4,67	3,55	15,0	14,6
Eu	1,50	1,38	4,25	3,99	4,19	2,33	1,68	1,16	4,7	4,4
Gd	4,55	4,28	13,1	11,0	12,4	6,98	4,63	3,20	14,8	14,2
Tb	0,70	0,67	1,99	1,68	1,91	1,08	0,72	0,48	2,2	2,2
Dy	4,22	3,95	11,9	9,89	11,2	6,54	4,32	2,82	12,6	12,5
Ho	0,87	0,81	2,35	1,95	2,23	1,34	0,89	0,57	2,5	2,5
Er	2,35	2,22	6,15	5,17	5,83	3,57	2,34	1,56	6,6	6,5
Tm	0,34	0,32	0,84	0,74	0,80	0,51	0,34	0,22	0,9	0,9
Yb	2,15	2,03	5,13	4,50	4,77	3,13	2,08	1,49	5,2	5,2
Lu	0,32	0,30	0,73	0,67	0,69	0,46	0,31	0,21	0,7	0,8
Σ РЗЭ	98	95	242	221	230	122	88	78	259	249
La_N/Yb_N	4,43	4,79	3,96	4,45	4,19	3,19	3,70	5,85	4,06	3,83
La_N/Sm_N	1,90	2,03	1,42	1,63	1,49	1,35	1,54	2,29	1,32	1,28
Gd_N/Yb_N	1,71	1,71	2,06	1,98	2,10	1,80	1,80	1,74	2,30	2,21
Eu/Eu^*	0,99	0,96	0,98	1,08	1,03	1,02	1,11	1,05	0,97	0,94
Ce/Ce^*	1,19	1,17	1,18	1,18	1,17	1,15	1,16	1,11	1,17	1,16

Породы: 1, 2 – альбит-амфиболовые метадiorиты; 3–5 – апогаббровые кварц-полевошпатовые метасоматиты: 3 – внешняя зона; 4 – промежуточная зона; 5 – внутренняя зона; 6 – апогаббровые пропилиты; 7, 8 – апогаббровые березиты: 7 – промежуточной зоны; 8 – внутренней зоны; 9–10 – неизменное габбро.

Все формационные типы метасоматических образований характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми (рис. 1). Аномалии церия в метасоматитах не выражены (табл. 1), что позволяет предполагать участие магматогенных флюидов в формировании месторождения. В целом, тренды распределения РЗЭ в метасоматитах унаследуют особенности распределения элементов в подвергшихся метасоматическим преобразованиям габбро кунушского комплекса. При этом, максимальные суммарные концентрации РЗЭ обнаруживают кварц-полевошпатовые автометасоматиты (221...242 г/т), а минимальные – березиты (88...78 г/т). Наблюдается закономерное снижение уровня концентраций РЗЭ от ранних щелочных кварц-полевошпатовых к поздним кислотным лиственито-березитам, что указывает на низкую кон-

центрацию РЗЭ во флюиде и определенную подвижность РЗЭ в гидротермальном процессе.

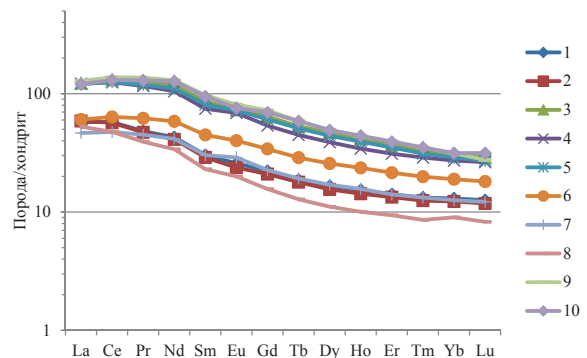


Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов в апогаббровых метасоматитах. 1, 2) альбит-амфиболовые метадiorиты; 3–5) апогаббровые кварц-полевошпатовые метасоматиты. Метасоматические зоны: 3 – внешняя; 4 – промежуточная; 5 – внутренняя; 6) апогаббровые пропилиты; 7, 8) апогаббровые березиты. Метасоматические зоны: 7 – промежуточная; 8 – внутренняя; 9, 10) неизменное габбро

Аномалии Eu могут свидетельствовать об окислительно-восстановительных характеристиках флюида. Так, по мнению [6–9] преобладание Eu^{2+} свидетельствует об относительной восстановленности флюида, тогда как преобладание Eu^{3+} говорит о его относительной окисленности. В нашем случае величина Eu/Eu^* метасоматитов хотя и близка к 1 (табл. 1), но закономерно меняется от 0,96...0,99 у ранних альбит-амфиболовых метадiorитов до 1,05...1,11 у поздних березитов, что свидетельствует о слабой относительной окисленности флюида на начальном этапе метасоматоза и его последующего незначительного относительного восстановления.

Для оценки поведения редкоземельных элементов в гидротермальном процессе выполнено нормирование гидротермально измененных пород по фоновым содержаниям РЗЭ в исходных неизмененных габброидах (рис. 2).

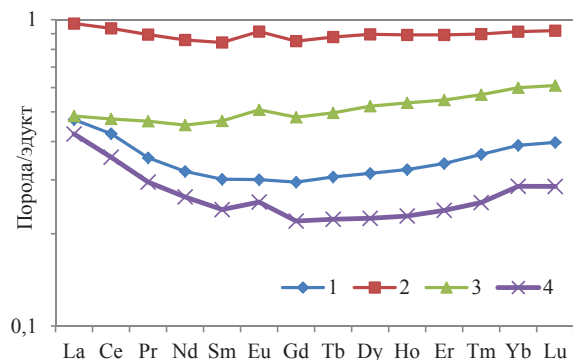


Рис. 2. Эволюция спектров распределения РЗЭ при формировании альбит-амфиболовых метадiorитов (1), кварц-полевошпатовых автометасоматитов (2), пропилитов (3) и березитов (4). Нормировано по средним содержаниям элементов в исходных неизмененных габброидах

Анализ полученных данных показывает, что в стадийном гидротермальном процессе РЗЭ проявляют различную подвижность на фоне общего выноса лантаноидов.

При формировании альбит-амфиболовых метадiorитов в магматический этап в щелочной обстановке происходил общий вынос РЗЭ. При этом максимально выносились промежуточные элементы (Sm, Eu, Gd, Tb). Минимальную подвижность при этом проявляют крайние легкие (La, Ce) и, в чуть меньшей степени, крайние тяжелые (Yb, Lu) элементы.

Наименьшая подвижность у РЗЭ проявляется при кварц-полевошпатовом автометасоматозе. Дифференциация между легкими, промежуточными и тяжелыми РЗЭ незначительная.

Пропилитизация, протекавшая в слабо щелочных условиях, также характеризуется общим выносом РЗЭ. При этом метасоматическом процессе максимальную подвижность, и соответственно вынос, проявляют легкие элементы (La, Ce, Pr, Nd), минимальную — тяжелые (Er, Tm, Yb, Lu), т. е. происходит относительное обогащение метасоматитов тяжелыми лантаноидами.

Максимальная подвижность РЗЭ проявляется при березитизации в условиях кислотного выщелачивания. В этом метасоматическом процессе наблюдается максимальная подвижность, и соответственно вынос, промежуточных лантаноидов (Sm, Gd, Eu, Dy), средняя у тяжелых (Yb, Lu) и минимальная у легких (La, Ce).

Закономерно меняется сумма РЗЭ, нормированных на эдукт. Теоретически, значение этой величины у неизмененных пород должно быть близко к 14. Выше было показано, что метасоматические процессы в большей мере приводят к выносу редкоземельных элементов. В случае развития гидротермального процесса в «закрытой системе» (этап автометасоматоза) этот показатель будет стремиться к 14. В случае развития дальнейшего гидротермального процесса в «открытой системе», будет происходить вынос, или привнос редкоземельных элементов. И это изменение баланса РЗЭ будет определяться в том числе и степенью «открытости» системы — чем она выше, тем значительнее будет наблюдаться привнос/вынос РЗЭ. Таким образом, предлагается использовать сумму РЗЭ, нормированную на эдукт, в качестве показателя проницаемости магматогенно-флюидной системы.

Внедрение габброидного штока, вмещающего Баладжальское месторождение, контролировалось сопряжением зоны Баладжальского разлома с разрывными нарушениями субширотного простирания. Еще в магматический этап, под воздействием трансмагматических флюидов, здесь формировались ранние альбит-амфиболовые метасоматиты. Они слагают тела неправильной формы, тяготеют к приконтактовой части штока и выходят за его пределы. В связи с этим следует считать открытой систему на этом этапе метасоматизма. Сумма нормированных значений содержаний РЗЭ — 4,9.

По мере кристаллизации габброидного штока происходило накопление флюидной фазы, и затем формирование кварц-полевошпатовых автометасоматитов. Тела этих метасоматитов располагаются только в пределах штока, следовательно, система на этом этапе метасоматизма была закрытой и $\Sigma \text{РЗЭ}_N = 12,6$. Другим показателем замкнутости системы могут служить высокие концентрации P_2O_5 (до 2 %) в форме апатита [2], установленные в этих метасоматитах.

Формирование пропилитовых метасоматитов проходило вокруг эпидот-микроклин-кварцевого прожилкования как в пределах габброидного штока, так и за его пределами, что указывает на достаточно высокую степень открытости системы с показателем $\Sigma \text{РЗЭ}_N = 7,2$.

Березиты на месторождении образуют как самостоятельные тела вне интрузива, так и сопровождающие оторочки кварцевых жил и прожилков в теле габброидного штока. Следовательно, в этот этап метасоматоза система характеризовалась максимальной открытостью и $\Sigma \text{РЗЭ}_N = 3,8$.

Другим доказательством открытости системы могут служить положительные Eu аномалии на нормированных по эдукту кривых распределения РЗЭ. По мнению [10], возникновение таких аномалий возможно при дегазации флюидной системы на фоне понижения давления в обогащенных хлором системах.

В пределах *Кызыловского рудного поля* изучено вертикальное распределение РЗЭ в верхней части 9 рудного тела месторождения Бакырчик. Пробы для аналитических исследований отбирались в карьере № 3 (горизонт +405 м), скважинах 8–25 и 6–25 подземного бурения разведочной линии № 25 (горизонт +288 м условно) и в орте 19 (горизонт +254 м, 19 разведочная линия). Вертикальный размах опробования составил около 120 м, по падению рудного тела более 250 м (рис. 3). Неизмененные алевропесчаники отбирались на поверхности на удалении 8...10 км от месторождения в блоках не затронутых гидротермальными процессами.

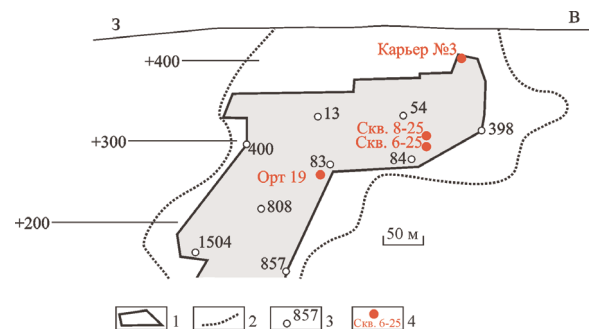


Рис. 3. Проекция рудного тела № 9 месторождения Бакырчик на вертикальную плоскость с местами отбора проб для исследования распределения РЗЭ: 1) контур учтенных запасов по категории C₂ по состоянию на 1980 г (по данным Алтайской геологоразведочной экспедиции); 2) контур выклинивания рудного тела; 3) проекции пересечения рудного тела разведочными скважинами; 4) места отбора проб

Рудные тела месторождения представляют собой березиты или интенсивно березитизированные породы с тонкой неравномерной вкрапленностью пирита и арсенопирита, которые сопровождают маломощные кварцевые жилы и прожилки. В таких образованиях постоянно присутствуют кварц-шунгитовые выделения различной морфологии.

Средние содержания РЗЭ на опробованных горизонтах, приведены в табл. 2.

Таблица 2. Средние содержания РЗЭ в 9 рудном теле месторождения Бакырчик, г/т

Элементы	Горизонты, м			Неизмененные алевропесчаники (3)
	+405 (3)	+288 (5)	+254 (4)	
La	23	15	12	15
Ce	51	35	28	31
Pr	6,8	4,1	3,5	4,1
Nd	23	17	14	17
Sm	5,2	3,8	2,8	3,3
Eu	1,3	1,2	0,9	0,9
Gd	4,4	3,3	3,0	3,3
Tb	0,8	0,4	0,4	0,5
Dy	2,7	2,4	2,0	2,2
Ho	0,6	0,5	0,4	0,5
Er	1,6	1,2	1,1	1,5
Tm	0,3	0,2	0,2	0,2
Yb	1,3	1,3	1,1	1,6
Lu	0,4	0,2	0,2	0,2
Σ РЗЭ	122	86	70	81
La_N/Yb_N	11,94	7,71	7,52	6,33
La_N/Sm_N	2,78	2,43	2,85	2,91
Gd_N/Yb_N	2,74	2,03	2,19	1,64
Eu/Eu^*	0,83	0,99	0,98	0,87
Ce/Ce^*	1,08	1,11	1,11	1,00

В скобках – количество проб.

Уровень концентраций РЗЭ в золотых рудах колеблется от 70 до 122 г/т, при этом максимально обогащенными оказываются руды верхних горизонтов. На всех горизонтах установлено преобладание легких лантаноидов над тяжелыми и промежуточными, и промежуточных над тяжелыми. Европиевая аномалия на всех горизонтах слабо отрицательная. При этом ее величина увеличивается по восстанию рудного тела, что свидетельствует об относительном «окислении» металлоносного флюида за счет его взаимодействия с поровыми растворами вмещающих пород. Цериевая аномалия относительно слабо положительная.

Нормирование содержания РЗЭ на эдукт позволяет выявлять участки относительного привноса/выноса элементов. Так, нормирование РЗЭ на неизмененные алевропесчаники показал (рис. 4) относительный вынос всех РЗЭ с горизонта +254 м, частичный вынос с горизонта +288 м, и фиксация всех элементов на верхнем горизонте +405 м. При этом отчетливо фиксируются относительные уровни накопления легких РЗЭ на горизонте +405 м, промежуточных на горизонте +288 м, тяжелых на горизонте +254 м (табл. 2).

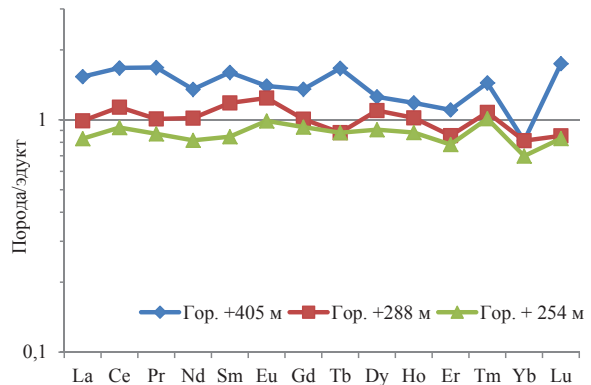


Рис. 4. Распределение РЗЭ в рудах месторождения Бакырчик. 9-е рудное тело

Наиболее отчетливо зональное распределение РЗЭ в рудном теле можно проследить на трехкомпонентной диаграмме $\Sigma(La-Nd) - \Sigma(Sm-Ho) - \Sigma(Er-Lu)$ (рис. 5).

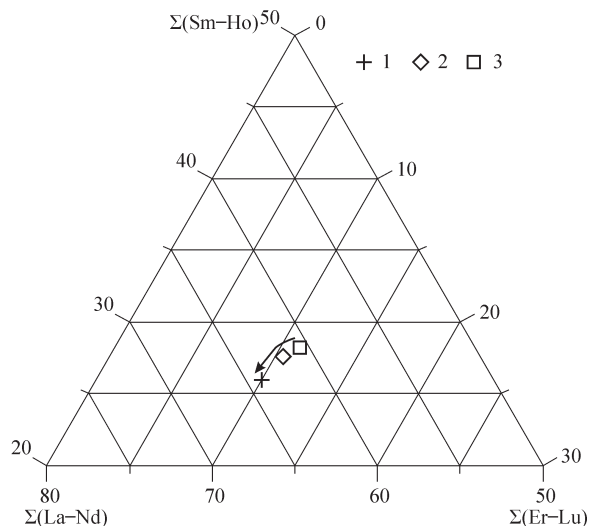


Рис. 5. Диаграмма $\Sigma(La-Nd) - \Sigma(Sm-Ho) - \Sigma(Er-Lu)$ для 9 рудного тела месторождения Бакырчик. Горизонты: 1) +405; 2) +288; 3) +254 м. Стрелкой показана эволюция составов редкоземельных элементов

Такая вертикальная дифференциация РЗЭ в рудном теле вероятно обусловлена гравитационным фактором, а невысокие различия в концентрациях лантаноидов на разных горизонтах вероятно указывают на значительный вертикальный размах процесса, сформировавшего рудные тела месторождения.

В пределах **рудного поля Эсне** известны жильные месторождения золота. Изучено распределение РЗЭ в березитах, сопровождающих жилу Северную (рис. 6, табл. 3). Детальная характеристика таких березитов приведена в [2, 5].

Для всех изученных проб выявлено преобладание легких лантаноидов над промежуточными и тяжелыми и промежуточных над тяжелыми (табл. 3).

Суммы всех РЗЭ в березитах лежат в пределах 41...63 г/т. При этом минимальные концентрации

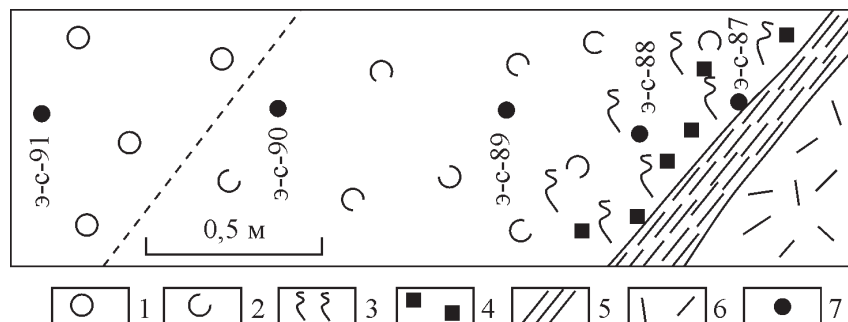


Рис. 6. Схема опробования березитов жилы Северной рудного поля Эспе (горизонт +60 м, орт 32, северная стенка). 1) конгломераты буконьской свиты; 2) апоконгломератовые березиты; 3) зона интенсивного развития карбонатных прожилков; 4) вкрапленность пирита, реже арсенопирита; 5) пачка полосчатого кварца; 6) кварцевая жила; 7) места отбора проб и их номера

элементов обнаруживаются во фронтальной части метасоматической колонки, а максимальные — в тыловой, что свидетельствует о привносе РЗЭ в березиты в метасоматическом процессе. Также закономерно меняются и суммы легких, промежуточных и тяжелых лантаноидов — максимальные концентрации обнаруживаются в тыловой зоне, а минимальные — во фронтальной. Соотношение легких, промежуточных и тяжелых лантаноидов позволяет говорить о дифференциации РЗЭ в метасоматической колонке: доля легких лантаноидов максимальна во фронтальной части колонки, а тяжелых — в тыловой. Такое распределение РЗЭ, по мнению [11], мог обеспечить только калиевый метасоматоз.

Таблица 3. Содержания РЗЭ в березитах жилы Северной, г/т (по результатам ИНАА)

№ проб	э-с-87	э-с-88	э-с-89	э-с-90	э-с-91
La	19	15	14	13	14
Ce	33	29	28	23	26
Sm	6,5	4,3	3,3	2,9	4,3
Eu	1,4	1,2	1,2	1,0	1,2
Tb	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4
Yb	2,5	2,4	2,3	1,4	1,6
Lu	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2
ΣРЗЭ	63	52	49	41	48
ΣЛРЗЭ _N /ΣТРЗЭ _N	4,15	3,73	3,85	6,78	5,53
ΣЛРЗЭ _N /ΣПРЗЭ _N	1,53	1,67	1,89	1,95	1,72
ΣПРЗЭ _N /ΣТРЗЭ _N	2,71	2,23	2,04	3,47	3,21
Eu/Eu*	0,86	0,95	1,05	1,06	0,98
Ce/Ce*	0,80	0,92	0,94	0,87	0,86

Изучено распределение РЗЭ во внутренних зонах березитов по восстанию ж. Северной на трех горизонтах — +60, +180 и +240 м (табл. 4, рис. 7).

Проведенные исследования показывают преобладание легких лантаноидов над промежуточными и тяжелыми на всех горизонтах. Суммы всех групп РЗЭ в березитах незначительно увеличиваются по восстанию жилы с 58 г/т на горизонте +60 м до 67 г/т на горизонте +240 м. При этом концентрации легких лантаноидов в березитах ра-

стут по восстанию жилы, содержания промежуточных и тяжелых обнаруживают тенденцию к незначительному снижению. Соотношение сумм легких, промежуточных и тяжелых РЗЭ в березитах увеличивается по восстанию жилы, причем наиболее контрастно меняется соотношение легких и тяжелых лантаноидов. Нормирование лантаноидов на эдукт показало, что на всех горизонтах наблюдается их фиксация.

Таблица 4. Средние содержания РЗЭ в апоконгломератовых березитах жилы Северной, г/т

Горизонт (кол-во проб)	+60 м (5)	+180 м (3)	+240 м (4)	Вмещающие конгломераты (4)
La	16,6	17,3	19,8	16,6
Ce	31,0	32,6	38,2	31,5
Sm	5,1	4,9	4,7	4,7
Eu	1,6	1,5	1,5	1,4
Tb	0,7	0,6	0,5	0,5
Yb	2,5	2,6	2,3	2,1
Lu	0,4	0,3	0,2	0,2
ΣРЗЭ	58	60	67	57
ΣЛРЗЭ _N /ΣТРЗЭ _N	3,7	4,4	6,5	5,9
ΣЛРЗЭ _N /ΣПРЗЭ _N	1,5	1,6	2,0	1,8
ΣПРЗЭ _N /ΣТРЗЭ _N	2,5	2,7	3,2	3,3
Eu/Eu*	0,98	0,98	1,00	0,99
Ce/Ce*	0,86	0,88	0,93	0,89

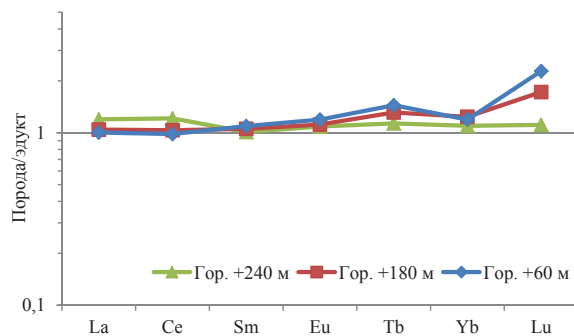


Рис. 7. Распределение средних содержаний РЗЭ в березитах жилы Северной на горизонтах +60...+240 м

На рис. 8 приведены кривые распределения средних содержаний РЗЭ в березитах Баладжальского, Бакырчикского и Эспинского месторождений. Анализ кривых показывает, что березиты изученных месторождений обладают весьма близкими параметрами распределения, что вероятно обусловлено единой природой флюидов.

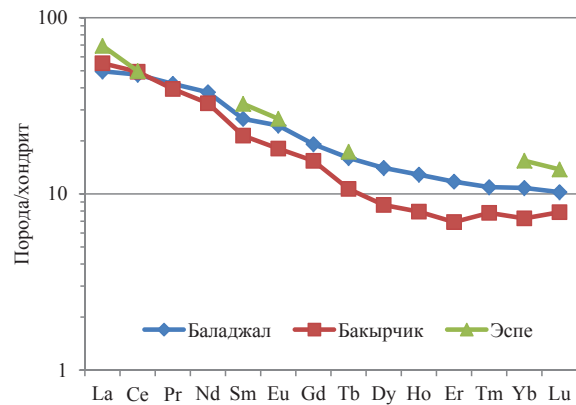


Рис. 8. Кривые распределения средних содержаний РЗЭ в березитах Баладжальского, Бакырчикского и Эспинского месторождений

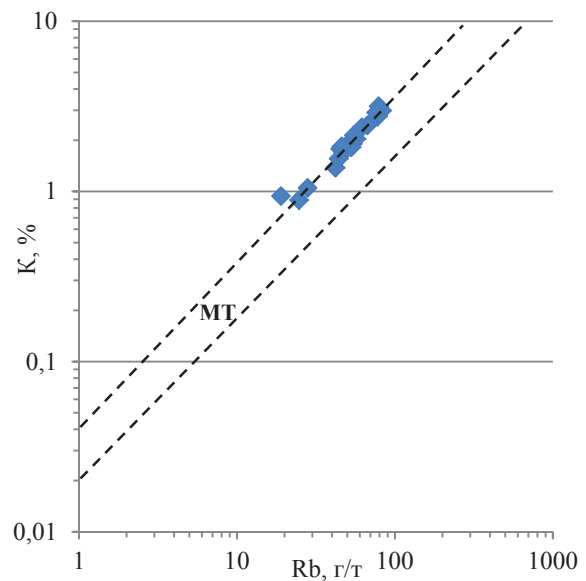


Рис. 10. Отношение К к Rb для березитов золоторудных месторождений Западной Калбы. МТ – главный тренд изверженных пород [12]

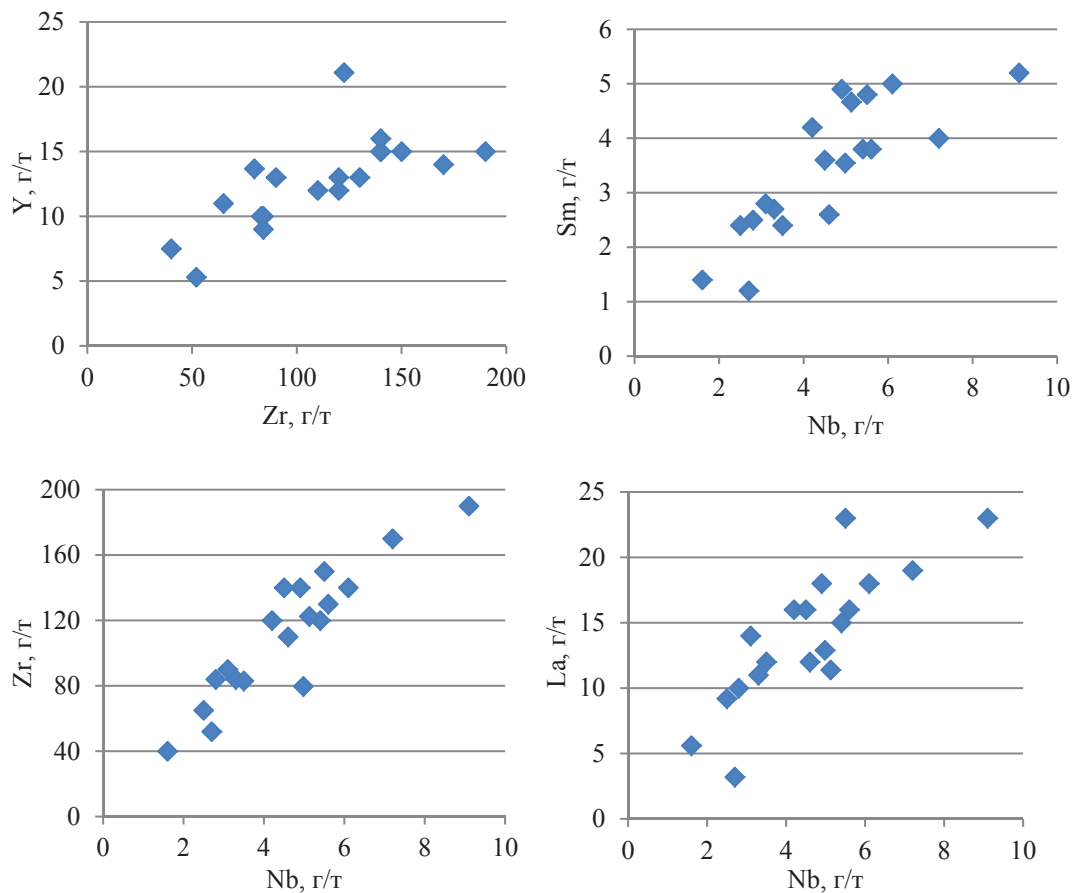


Рис. 9. Двухкомпонентные диаграммы некогерентных элементов для березитов золоторудных месторождений Западной Калбы

Другим свидетельством единой природы гидротермальных флюидов могут служить закономерности распределения некогерентных элементов. Концентрации некогерентных элементов в березитах золоторудных месторождений определяются следующими факторами: содержанием во флюиде, температурой разгружающего флюида, pH флюида, степенью окисленности флюидной системы. На бинарных диаграммах некогерентных элементов Y–Zr, Sm–Nb, Zr–Nb, La–Nb (рис. 9) для березитов изученных месторождений четко выделяется единый тренд.

На природу гидротермальных металлоносных флюидов могут указывать особенности распределения K и Rb [9]. Так, на диаграмме K–Rb (рис. 10) фигуративные точки березитов полностью соответствуют главному магматическому тренду, что можно считать косвенным подтверждением магматогенного происхождения флюидов.

Выводы

1. Формирование всех типов метасоматитов на золоторудных месторождениях Западной Калбы (Восточный Казахстан) протекает с изменением концентраций редкоземельных элементов.
2. Выделенные типы метасоматитов характеризуются преобладанием легких лантаноидов над промежуточными и тяжелыми.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коробейников А.Ф., Масленников В.В. Закономерности формирования и размещения месторождений благородных металлов в черносланцевых толщах Северо-Восточного Казахстана. – Томск: Изд-во ТГУ, 1994. – 337 с.
2. Ананьев Ю.С., Коробейников А.Ф. Метасоматизм и благороднометалльное оруденение в черносланцевых толщах Западной Калбы. – Томск: Изд-во ТПУ, 2009. – 206 с.
3. Антонов Ю.А. О некоторых структурно-литологических факторах контроля золотого оруденения месторождения Большевик в Восточном Казахстане // Геология и охрана недр. – 2010. – Т. 35. – № 2. – С. 15–26.
4. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1978. – V. 42. – № 8. – P. 1199–1212.
5. Ананьев Ю.С. Метасоматические процессы в черносланцевых толщах Западной Калбы // Разведка и охрана недр. – 2010. – № 11. – С. 3–8.
6. Bau M., Moller P. Rare element systematics of the chemically precipitated in early Precambrian iron formations and evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1993. – V. 57. – № 10. – P. 2239–2249.
7. Bau M. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and significance of the oxidation

3. Околожильная латеральная зональность определяется максимальной долей легких лантаноидов во фронтальной, а тяжелых – в тыловой зоне метасоматической колонки.
4. На месторождениях устанавливается вертикальная (осевая) зональность в распределении РЗЭ – доля легких лантаноидов максимальна в верхних частях рудных тел, а тяжелых – в нижних.
5. Однотипные закономерности распределения РЗЭ в березитах прожилково-вкрапленных и жильных месторождениях указывают на их генетическое единство.
6. Устанавливаются три типа распределения лантаноидов в березитах золоторудных месторождений Западной Калбы: 1) вынос всех лантаноидов в габброидах на уровне формирования вкрапленных руд; 2) перераспределение в черносланцевых толщах на уровне прожилково-вкрапленных руд; 3) фиксация в черносланцевых толщах на уровне формирования жильных тел.
7. Березиты изученных золоторудных месторождений имеют единую природу. При этом предполагается магматогенный источник образовавших их флюидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 10-05-00115) и Томского политехнического университета (проект 1.75.2012).

- state of europium // Chemical Geology. – 1991. – V. 93. – № 3–4. – С. 219–230.
8. Ghaderi M., Palin M., Campbell I.H., Sylvester P.J. Rare earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold deposits in the Kalgoorlie-Norseman region, Western Australia // Econ. Geol. – 1999. – V. 94. – № 3. – P. 423–438.
9. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Неждановского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2007. – Т. 49. – № 2. – С. 99–145.
10. Луканин О.А., Дернов-Пегарев В.Ф. Основные факторы, определяющие появление европиевой аномалии во флюидах, образующихся при дегазации гранитных магм, вызванной снижением давления // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН». № 1 (27). 2009. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1–2009/informbul-1_2009/magm-24.pdf (дата обращения: 21.02.2012).
11. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. – 267 с.
12. Shaw D.M. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1968. – V. 32. – № 6. – P. 573–601.

Поступила 19.03.2012 г.

УДК 553.411(571.53)

МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ РУД И ГЕНЕЗИС ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРТОВО КОРЫТО (ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

Е.А. Вагина

Томский политехнический университет

E-mail: VEA1986@mail.ru

Изучены минеральные комплексы и условия формирования золоторудного месторождения Чертово Корыто (Северное Забайкалье). Установлено, что руды сложены пятью минеральными комплексами. Ранние комплексы (первый и второй) формируются в температурном интервале $>400\text{--}360\text{ }^{\circ}\text{C}$ из слабосоленых растворов (6...15 мас. экв. % NaCl) натриевой специализации в интервале давлений 150...300 МПа. Продуктивные комплексы (третий, четвертый) образованы при активном участии углекислоты, метана и отчасти азота в интервале температур $350\text{--}180\text{ }^{\circ}\text{C}$ из водно-солевых растворов, содержащих (Na, Mg) с соленостью до 12,5...21 мас. экв. % NaCl. Давление в системе изменяется в пределах 60...200 МПа. Пятый комплекс кристаллизовался из слабосоленых растворов (5...8 мас. экв. % NaCl) натриевой специализации при температурах не более $130\text{ }^{\circ}\text{C}$ в интервале давлений 40...50 МПа. Полученные результаты сопоставлены с данными по Ирокиндинскому и Берикуйскому месторождениям, локализованным в кристаллическом субстрате и с Сухоложским месторождением, залегающим в черносланцевой толще. Сделан вывод о вещественно-генетической однородности золоторудных месторождений обеих совокупностей.

Ключевые слова:

Черносланцевая толща, месторождение Чертово Корыто, минеральные комплексы руд, флюидные включения, физико-химические и термодинамические режимы рудообразования.

Key words:

Black-shales, Chertovo Koryto deposit, mineral complexes, fluid inclusions, physical and chemical and thermodynamic modes mineralization.

Введение

Месторождение Чертово Корыто (Северное Забайкалье) относится к сланцевому типу. Известно, что такого рода объекты (Сухой Лог, Мурунтау, Наталкинское и др.) рассматриваются в противопоставлении с мезотермальными месторождениями, локализованными в кристаллическом субстрате (Ирокиндинское, Берикуйское и др.) [1, 2], хотя по вещественному составу руд, последовательности минералообразования, физико-химическим и термодинамическим условиям обе совокупности месторождений обладают генетической однородностью [3]. Тем не менее, целесообразно накопление данных по новым объектам, подтверждающих или опровергающих это суждение.

В статье приведены результаты минералогических, петрографических, минераграфических и термобарогеохимических исследований руд нового золоторудного месторождения Чертово Корыто.

Геологическое строение месторождения

Месторождение входит в состав Артемьевского золоторудного поля Кевактинского рудного узла, расположенного на севере Патомского нагорья в бассейне р. Большой Патом в 100 км к северу от крупного месторождения Сухой Лог.

Рудная залежь локализована в углеродистых сланцах михайловской свиты раннепротерозойского возраста мощностью 1200 м, которая сложена гидротермально измененными сланцами и метасоматитами березит-пропилитовой формации. Залежь приурочена к висячему боку складчато-разломной зоны северо-северо-западного простирания (350°) (рис. 1), в которой крутопадающий (60°) на запад-юго-запад взброс оперяет Амандракский

глубинный разлом. Сульфидная минерализация сосредоточена в гидротермально-измененных породах и метасоматитах. Преобладают пирит, арсениопирит, пирротин, в качестве незначительной примеси в сульфидно-кварцевых комплексах участвуют галенит, сфалерит, халькопирит, микропримеси кобальтина, самородного свинца, ульманита, теллурувисмутита. В кварцевых жилах и прожилках сульфиды встречаются эпизодически. Преобладает свободное золото в кварце. В рудном теле описаны пластовые и субпластовые тела диоритов, диоритовых порфириров и метадолеритов, мощностью от 0,2 до 15 м [4, 5].

Методика исследования

Диагностика минералов производилась с использованием оптических и рентгеноспектральных методов. Генерации сульфидов выделены на основании типоморфных свойств – кристалломорфологии, термоЭДС, микротвердости, отражательной способности, элементов примесей. Определение температуры, давления, состава жидкой и газовой фаз рудообразующих флюидов производилось термобарогеохимическими методами, включающими микротермометрию, Раман-спектроскопию (КР-анализ) и газовую хроматографию.

На основании выявленных генераций сульфидов, их структурного взаимоотношения с другими минералами, термобарогеохимических данных выделены минеральные комплексы руд.

Минеральные комплексы руд

Исследования показали, что руды месторождения сложены пятью минеральными комплексами (таблица).

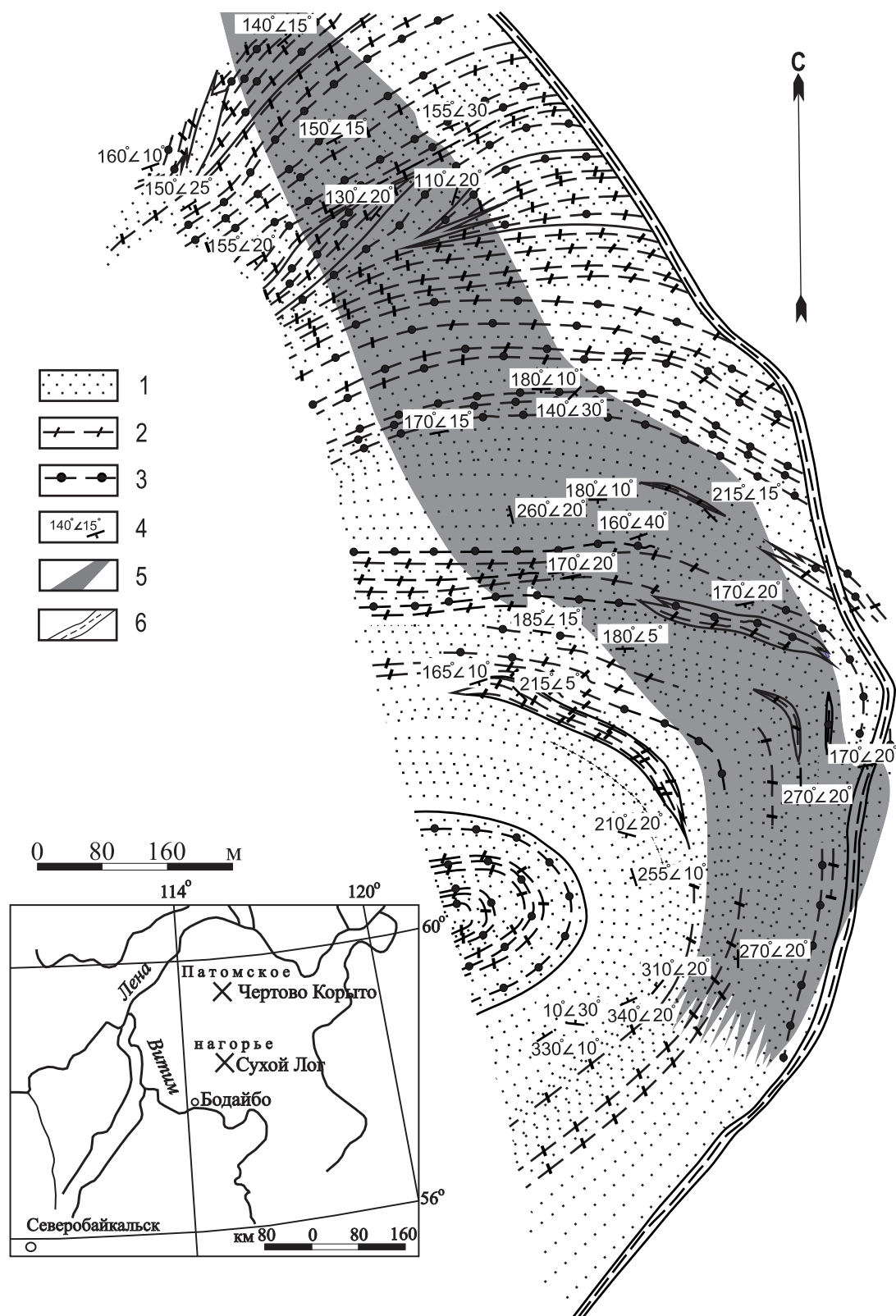


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Чертово Кoryто: 1) слабо отсортированные серые до темно-серых, от тонко- до среднезернистых, неяснослойчатые грубослойчатые полевошпат-кварцевые песчаники, алевро-песчаники, углеродистые и безуглеродистые; 2) плохо отсортированные темно-серые разнозернистые, от мелко- до крупнозернистых тонкослойчатые до грубослойчатые полевошпат-кварцевые алевролиты, песчаные алевролиты, углеродистые и безуглеродистые; 3) аргиллиты серицитовые с незначительным (до 25 об. %) содержанием или отсутствием обломочной фракции песчаной и/или алевроитовой размерности, углеродистые и безуглеродистые; 4) азимут и угол падения слоев; 5) область сульфидной минерализации; 6) рудоконтролирующий разлом

Минералы раннего комплекса формируют крупнообъемный метасоматический ореол, залегающий в терригенных породах, ранее регионально метаморфизованных на уровне амфибол-турмалин-мусковит-биотитового парагенезиса, отвечающего эпидот-амфиболитовой фации. Комплекс участвует в составе углеродистой (*кварц I, ильменит, серицит, рутил, пирротин I, пирит I, анкерит I, альбит, эпидот, хлорит I, кероген*), хлоритовой (*кварц I, серицит, рутил, пирротин I, пирит I, анкерит I, альбит, эпидот, хлорит I*), альбитовой (*кварц I, серицит, рутил, апатит, пирротин I, пирит I, анкерит I, альбит*) и березитовой (*кварц I, серицит, рутил, апатит, анкерит*) зон метасоматического ореола.

Наиболее ранним и высокотемпературным новообразованным минералом является железисто-магнезиальный рипидолит (хлорит I), который замещает исходный биотит, образованный на этапе предшествующего регионального метаморфизма. Совместно с рутилом и лейкоксеном образован мелкочешуйчатый серицит, замещающий хлорит. Рутил и лейкоксен часто развиваются псевдоморфно по табличкам ильменита, образуя скелетные формы. Ильменит представлен изометричными зернами, ориентированными по сланцеватости, размером 0,02...0,05 мм. В тыловых зонах отмечается интенсивное замещение исходных полевых шпатов новообразованным альбитом. Эпидот встречается крайне редко и, как альбит, представляет собой продукт замещения известково-щелочных полевых шпатов. Метасоматический анкерит I в тыловых зонах образует метакристаллы в форме ромбоэдров, а в углеродистой зоне отмечается в виде небольших глазков и линзочек.

Наиболее ранним сульфидом является пирит I, встречающийся в углеродистой зоне в виде пылевидной вкрапленности или микропрожилков, ориентированных по сланцеватости. Ему свойственен дырочный тип проводимости [6] и среднее значение микротвердости — 15 кН [7]. Далее в углеродистой зоне образуется пирротин I в виде «штрихов» параллельных сланцеватости, по периферийной части которых часто развит халькопирит I.

Метасоматического кварца I мало — в основном он образует микролинзы с вкраплением сульфидов или пламенивидные формы вокруг последних. В кварце I встречены единичные включения, представленные существенно водными образованиями поздних наложенных растворов. По единичным псевдовторичным включениям зафиксирована температура гомогенизации, которая составила более 400 °С. Растворы, законсервированные во включениях, имеют невысокую соленость — 6...8 мас. экв. % NaCl. По многочисленным литературным данным [8], а также с привлечением хлорит-сульфидных геотермометров [9], предполагается давление изменяющееся в интервале 250...300 МПа.

Второй минеральный комплекс представлен кварцем II, хлоритом II, пиритом II, арсенопиритом

I, пирротин II, халькопиритом II, сфалеритом I и анкеритом II. В ходе формирования комплекса происходило неоднократное отложение кварца II, сопровождающееся дроблением, кристаллизацией и перекристаллизацией, что подтверждается наличием большого числа вторичных существенно водных флюидных включений, расположенных вдоль залеченных трещин. Сингенетичные включения встречаются редко и представлены углекислотно-водными образованиями. Соотношение углекислотной и водно-солевой фаз составляет 20:80. Концентрация солей изменяется в интервале 8...15 мас. экв. % NaCl. Температура эвтектики составляет —(28...23) °С, что соответствует натриевой специализации растворов. Включения гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 420...365 °С. Параметр давления оценен по сингенетичным углекислотно-водным и существенно водным включениям и составляет 150...230 МПа.

Из сульфидов, наиболее ранним является пирит II, который развит в толще пород в виде цепочечных скоплений кристаллов размером от 0,02 до 1 см приуроченных к кварц-карбонатным прожилкам. Ему свойственен, как и пириту I, дырочный тип проводимости [6]. Микротвердость немного выше, чем у пирита I и составляет в среднем 15,8 кН [7]. В виде механической примеси установлено самородное золото I. Его содержание изменяется в пределах 1,1...4,8 г/т.

Арсенопирит I развит в углеродистой зоне метасоматического ореола в виде метакристаллов короткопризматической, реже удлиненно-призматической формы. В минерале обнаружена изоморфная примесь Co и Ni, наличие которой обуславливает электронный тип проводимости [6]. Микротвердость минерала изменяется в интервале 10,6...12,7 кН [7]. С арсенопиритом I установлено самородное золото I, представленное механической примесью частиц размером от 0,08 до 0,5 мм. Его содержание изменяется в пределах 1,2...8,0 г/т (среднее 6,3 г/т). По данным рентгеноспектрального анализа золото I содержит Ag и является наиболее высокопробным (886,5...922,9 ‰). Вокруг арсенопирита развиты пламенивидные выделения хлорита II, по составу попадающего, как и хлорит I, в область рипидолита, но отличающегося повышенным содержанием Mg.

Пирротин II представлен плотными гнездовыми скоплениями в кварц-карбонатных прожилках и является более поздним минералом по отношению к пириту II и арсенопириту I, так как цементирует их. С пирротин II в ассоциации отмечается сфалерит I и халькопирит II, развивающиеся по периферийной части зернистых агрегатов пирротина II без признаков коррозии, что отражает близкое время их кристаллизации. Из редких минералов в ассоциации с пирротин II обнаружен ульманит (NiSbS). Самым поздним минералом является анкерит II, кристаллизующийся в пустотах в виде ромбовидных кристаллов.

Продукты третьего минерального комплекса локализованы в центральной части рудного тела в относительно мощных кварц-карбонатных жилах и представлены кварцем III, хлоритом III, пиритом III, арсенопиритом II, золотом II и карбонатом III.

Кварц III, слагающий жилы, имеет не одно зарождение, что отражено в различных цветовых и морфологических характеристиках. Наиболее ранним был серый кварц III_а, имеющий крупнокристаллическое строение с блочным типом погасания. Для него характерно наличие большого количества флюидных включений первичного и вторичного генезиса. Сингенетичные включения представлены углекислотно-водными и существенно газовыми образованиями. Углекислотно-водные включения являются двухфазовыми (водно-солевой раствор + жидкая углекислота). Соотношение углекислотной и водно-солевой фаз во включениях меняется от 20:80 до 60:40. Нередко отмечается присутствие смеси CO₂ с низкокипящими газами (CH₄ и N₂). По данным КР-анализа состав газовой фазы включений представлен углекислотой (41,24...97,56 мол. %), метаном (0...58,76 мол. %) и азотом, который отмечен в нескольких включениях (до 9 моль. %). Существенно газовые включения на 90...100,0 % представлены газовым пузырьком, среди них есть углекислотные и метановые включения с небольшим содержанием азота. Количество CO₂ изменяется в интервале 0...50,63 мол. %, CH₄ — 28,24...100,0 мол. %, N₂ — 0...2,83 мол. %. Температура гомогенизации углекислотно-водных включений с преобладающим количеством жидкой фазы изменяется в интервале 390...205 °С. Соленость растворов повышенная и составляет 10...21 мас. экв. % NaCl. По температурам эвтектики —(36...28) °С установлено, что в составе растворов присутствуют Mg и Na. В кварце III_а отмечено присутствие включений, содержащих водный раствор, газовый пузырек и кубические кристаллики галита. Они отнесены к псевдоторичным включениям.

В ассоциации с кварцем III_а отмечается более поздний светло-серый кварц III_б, имеющий мелкозернистое строение и отличающийся меньшим количеством включений. В нем зафиксированы в основном углекислотно-водные включения. По данным КР-анализа они состоят преимущественно из CO₂ с подчиненным количеством CH₄ (до 15 мол. %). Температура гомогенизации и концентрация солей укладывается в интервал 390...205 °С и 10...21 мас. экв. % NaCl соответственно. По включениям рассчитано давление минералообразующего флюида, которое составило 140...200 МПа.

Хлорит III развит в кварцевых жилах в форме чешуек насыщенно-зеленого цвета и соответствует железистой разновидности — брунсвигиту. Ранним сульфидом, как и во втором комплексе, является пирит III, встречающийся редко и образующий кристаллические агрегаты в кварце III. Для него характерно разнообразие морфологических форм кристаллов и смешанный тип проводимости с изменяю-

щимися значениями [6]. По данным атомно-эмиссионного анализа в пирите III отмечено повышенное содержание Co и Ni (Co — 150,0...205,0 г/т; Ni — 370,7...514,6 г/т). Электронный тип проводимости, у пирита III, дает основание полагать, что Co и Ni входят в кристаллическую решетку минерала. Подтверждением этого служит пониженная микротвердость (до 14,0 кН) в сравнении с пиритом I и II [7]. Далее образуется арсенопирит II в виде кристаллических скоплений или крупных выделений кристаллов короткопризматического габитуса в кварцевых жилах и прожилках с характерной каткластической структурой. Присутствие Co и Ni в виде изоморфных примесей обуславливает электронный тип проводимости [7]. Микротвердость минерала изменяется в пределах 0,93...0,98 кН [8], что отличает арсенопирит I от II. В ассоциации с сульфидом обнаружено золото II с более низкой пробностью (874,0...907,15 ‰) в сравнении с золотом I, и также содержащее примесь Ag. Анкерит III заполняет пустоты в кварцевых жилах, образуя крупные гнездовые выделения.

Четвертый минеральный комплекс пространственно совмещен с третьим. Основными минералами являются кварц IV, галенит, сфалерит II, пирротин III, халькопирит III, золото III и карбонат IV. Кварц IV, в отличие от предыдущих генераций светло-серый, прозрачный, сливной. Характеризуется волнистым погасанием, имеет массивное однородное сложение и содержит значительное количество первичных флюидных включений. Сингенетичные включения представлены углекислотно-водными и существенно газовыми образованиями. Углекислотно-водные включения состоят из водно-солевого раствора и жидкой углекислоты. Соотношение углекислотной и водно-солевой фаз во включениях меняется от 20:80 до 60:40. Отмечается постоянное присутствие смеси CO₂ с низкокипящими газами (CH₄ и N₂). По данным КР-анализа состав газовой фазы включений представлен углекислотой (50,87...80,42 мол. %) и метаном (19,58...49,13 мол. %). Существенно газовые включения на 90...100,0 % представлены газовым пузырьком. Количество CO₂ изменяется в интервале 0...95,24 мол. %, CH₄ — 4,76...100,0 мол. %, N₂ — 0...24,37 мол. %. Температура гомогенизации углекислотно-водных включений с преобладающим количеством жидкой фазы изменяется в интервале 210...110 °С. Соленость растворов при этом средняя и составляет 8...16,5 мас. экв. % NaCl. По температурам эвтектики —(38...34) °С установлено, что в составе растворов присутствуют Mg и Na. По включениям оценен параметр давления, который составил 60...150 МПа.

В ассоциации с кварцем IV встречается галенит в виде гнездовых обособлений, размером до 2 см. Для него характерна примесь Ag — 0,2...0,37 вес. % и Bi — 0,28...0,68 вес. %. Сфалерит II, как и галенит, отмечается в виде гнезд размером до 2 см и образовался, вероятно, чуть раньше последнего. В качестве изоморфных примесей в нем диагностирова-

Таблица. Схема последовательности минералообразования в месторождении Чертово Корыто

Минералы	Минеральные комплексы руд				
	Пирит-рутил-пирротиновый	Арсенопирит-пирротин-кварцевый	Арсенопирит-пирит-кварцевый	Галенит-халькопирит-сфалеритовый	Кварц-карбонатный
Кварц	I	II	IIIa,б	IV	V
Хлорит	I	II	III		
Серицит					
Альбит					
Эпидот	I				
Анкерит	I	II	III	IV	V
Ильменит					
Рутил					
Апатит					
Пирит	I	II	III		
Арсенопирит		I	II		
Пирротин	I	II		III	
Халькопирит				II	
Сфалерит				III	
Галенит				II	
Золото		I	II	III	
Ульманит					

ны Fe — 6,92...7,23 вес. % и Cd — 2,99...3,26 вес. %. В виде механической примеси с сульфидами связано самородное золото III. Оно наиболее низкопробное на месторождении (786,0...790,3 ‰). Пирротин III образует обособленные от других сульфидов гнездовые выделения. В качестве примесей в нем диагностированы Cu (0,03 %) и Ni (0,02...0,11 %), содержание которых значительно ниже, чем в пирротине I и II генераций. В ассоциации с пирротинном присутствует халькопирит III, развитый по его периферийной части. Анкерит IV заполняет пустоты в кварцевых жилах и часто ассоциируется с галенитом и пирротинном III.

Рудообразование завершается кристаллизацией кварц-карбонатного минерального комплекса, представленного маломощными прожилками, секущими ранние образования. В кварце и карбонатах развиты сингенетичные существенно водные включения, представленные однофазовыми водными, либо двухфазовыми образованиями. Соотношение жидкости и газа, представленного водяным паром, меняется от 20:80 до 60:40. Концентрация солей не высокая и составляет 4,5...9 мас. экв. % NaCl. Включения гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 80...130 °C. Предполагается наличие давления не превышающего 40...50 МПа [8].

Обсуждение результатов и выводы

Полученные результаты согласуются с данными по Ирокиндинскому и Берикольскому место-

рождениям, локализованным в кристаллическом субстрате и Сухоложскому месторождению, залегающему в черносланцевой толще.

Руды месторождений сложены пятью минеральными комплексами с некоторой вариацией видового состава минералов. В рамках каждого комплекса отмечено последовательное отложение кварца, сульфидов, а затем карбонатов. По результатам изучения газово-жидких включений, установлено возрастание (до 50...100 °C) температур отложения ранних зарождений кварца каждого последующего минерального комплекса относительно температур отложения поздних зарождений кварца предшествующего ему комплекса (рис. 2). Все это свойственно процессу образования месторождения в случае притока перед отложением каждого нового минерального комплекса свежей порции раствора. Представление о порционном (пульсационном) режиме поступления гидротермальных, в том числе металлоносных растворов в блоки рудообразования сланцевого и несланцевого субстрата доказывается присутствием внутрирудных даек — флюидопроводников [3, 10]. Они секут ранние минеральные комплексы и пересекаются поздними с признаком воздействия одних на другие, что свидетельствует о чередовании расплавов и растворов во время рудообразования. Каждая пульсация соответствует временному интервалу, называемому стадией минералообразования в рамках которой формируется минеральный комплекс.

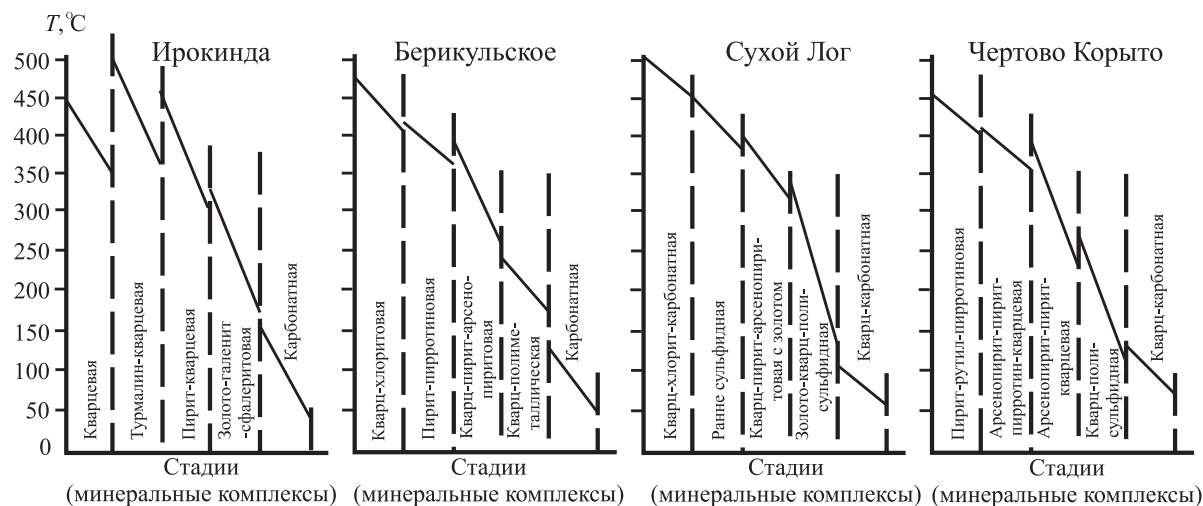


Рис. 2. Температурные режимы минералообразования в золоторудных месторождениях

Ирокиндинское месторождение образовалось в интервале температур 450...45 $^\circ\text{C}$. На ранних стадиях кристаллизация осуществлялась из хлоридных газовой-водных растворов (40...45 мас. экв. % NaCl). Формирование продуктивного минерального комплекса происходило из углекислотно-водных растворов с отделением CO_2 . На завершающей стадии существовали слабоконцентрированные водные растворы [10]. Давление в рудообразующей системе изменялось в интервале 50...280 МПа.

Руды Берикольского месторождения сформировались в интервале температур 400...50 $^\circ\text{C}$. Продуктивный — кварц-полиметаллический комплекс кристаллизовался при температурах 230...170 $^\circ\text{C}$. Соленость растворов при рудообразовании менялась от 10 до 30 мас. экв. % NaCl (от ранней стадии к поздней). В составе отмечены хлориды, Ca, Mg, Na. Активное участие принимали газовые фазы (CO_2 и N_2) в различных соотношениях [11].

Руды Сухоложского месторождения формируются при температурах >450...50 $^\circ\text{C}$. Кристаллизация продуктивных стадий происходила из углекислотно-водных растворов, нередко содержащих метан. Соленость растворов изменялась в интервале 18,1...3,7 мас. экв. % NaCl. На ранних и поздних стадиях функционировали слабосоленые растворы, а на продуктивных — с повышенной соленостью. В составе растворенных солей преобладали хлориды Na, Mg, K. Давление минералообразую-

щего флюида при формировании высокотемпературного раннего комплекса укладывается в интервал 120...250 МПа, для поздних комплексов характерно более низкое давление — до 150 МПа [10, 2].

Аналогичные факты установлены и в других образцованных в черносланцевом и кристаллическом субстрате мезотермальных золотых месторождениях Северного Забайкалья (Каралонском, Кедровском, и др.), Енисейского района (Советском Олимпиадинском и др.), Западного Узбекистана (Мурунтау) [10, 12, 8].

Приведенные факты служат доказательством принадлежности рассматриваемого месторождения к группе мезотермальных и вещественно-генетической однородности золоторудных месторождений, локализованных в сланцевом и кристаллическом субстрате.

Автор выражает благодарность сотрудникам Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, А.А. Томиленко, Н.А. Гибшер, А.А. Боровикову, С.З. Смирнову, а также преподавателям ТПУ И.В. Кучеренко, Р.Ю. Гаврилову за просмотр рукописи и сделанные замечания, устранение которых способствовало улучшению работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федерального агентства по образованию. ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы». Гос. контракт № П238 от 23.04.2010.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буряк В.А. Состояние и основные нерешенные вопросы теории метаморфогенного рудообразования // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование / под ред. Я.Н. Белевцева. — Киев: Наукова думка, 1984. — С. 43–50.
- Лавров Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В., Юдовская М.А., Спиридонов А.М., Гребенщикова В.И., Матиль Н.Л. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // Геохимия. — 2000. — Т. 371. — № 1. — С. 88–92.
- Кучеренко И.В. Концепция мезотермального рудообразования в золоторудных районах складчатых сооружений Южной Сибири // Известия Томского политехнического университета. — 2001. — Т. 304. — № 1. — С. 182–197.
- Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхошин А.В. Структурно-динамическая модель золоторудных месторождений образованных в несланцевом и черносланцевом субстрате. Ч. 2. Месторождение Чертово Корыто (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета. — 2009. — Т. 314. — № 1. — С. 23–38.

5. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верховин А.В. Петролого-геохимические черты рудовмещающего метасоматического ореола золоторудного месторождения Чертово Корято (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета. — 2008. — Т. 312. — № 1. — С. 11–20.
6. Вагина Е.А., Рудмин М.А. Кристалломорфология и термоэлектрические свойства пирита и арсенопирита золоторудного месторождения Чертово Корято (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета. — 2010. — Т. 317. — № 1. — С. 66–73.
7. Вагина Е.А. Влияние микропримесей на микротвердость арсенопирита и пирита золоторудного месторождения Чертово Корято (Патомское нагорье) // Известия Томского политехнического университета. — 2011. — Т. 319. — № 1. — С. 47–52.
8. Прокофьев В.Ю. Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов. — Новосибирск: Наука, 2000. — 192 с.
9. Cathelineau M. Cations site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay minerals. — 1988. — V. 23. — № 4. — P. 471–485.
10. Кучеренко И.В. Магматогенное золотое оруденение в структурах допалеозойской складчатости (на примере южного обрамления Сибирской платформы): дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Т. 1. — Томск, 1991. — 243 с.
11. Рослякова Н.В., Цимбалит В.Г., Шугурова Н.А. Состав рудообразующих растворов Берикольского золоторудного месторождения // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока / под ред. В.Г. Моисеенко. — Новосибирск: Наука, 1976. — С. 64–71.
12. Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский край (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия. — 2001. — № 2. — С. 167–177.

Поступила 27.04.2012 г.

УДК 552.321.6:553.08

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ИДАРСКОГО ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРО-ЗАПАД ВОСТОЧНОГО САЯНА)

А.Н. Юричев, А.И. Чернышов

Томский государственный университет
E-mail: juratur@sibmail.com

Исследованы особенности рудной минерализации дунитов и гарцбургитов реститового идарского комплекса Канской глыбы, расположенной в северо-западной части Восточного Саяна. Показаны типоморфизм, минеральный и химический состав минералов. Полученные данные позволили установить эволюционную направленность изменения химического состава хромшпинелидов и ассоциирующих с ними сульфидов, которая определяется условиями их деплетирования в верхней мантии и последующими метаморфогенными преобразованиями при перемещении и консолидации в земной коре.

Ключевые слова:

Реститы, дунит, гарцбургит, хромшпинелид, пирротин, пентландит.

Key words:

Restite, dunite, harzburgite, chromospinelide, pyrrhotite, pentlandite.

Введение

Ультрамафиты и мафиты различной формационной принадлежности пользуются значительным распространением в пределах Канской глыбы Восточного Саяна. Они картируются в виде многочисленных массивов, чаще небольших размеров, и привлекают внимание многих исследователей в связи с потенциальной рудоносностью [1, 2]. Однако их формационная принадлежность и металлогеническая специализация часто оказываются дискуссионными и требуют дальнейшего изучения.

Объектом настоящего исследования являются мелкие линзовидные тела идарского реститового дунит-гарцбургитового комплекса, изученные нами в северо-западной части Канской глыбы.

В настоящей статье рассматривается эволюция вещественного состава хромшпинелидов и ассоциирующих с ними сульфидов в процессе формирования пород и их последующих метаморфических изменений.

Краткая геологическая характеристика исследуемого объекта

Породы идарского ультрамафитового комплекса (AR_2 - PR_1 ?) пользуются значительным распространением в Канской глыбе. Они представлены мелкими, часто линзовидными телами [3], которые являются реститовыми образованиями и были выведены в верхние этажи литосферы по эшелонированным глубинным надвигам, обрамляющим с юго-запада Сибирскую платформу [4].

Породы комплекса представлены метаморфическими ультрамафитами дунит-гарцбургитовой ассоциации, которые характерны для нижней части офиолитовых комплексов [5]. Отличительной особенностью пород этой ассоциации является наличие в них гранобластовых и порфирокластовых структур, свойственных для метаморфических пород [6]. Часто дуниты и гарцбургиты серпентинизированы и представлены хризотилowymi, хризо-

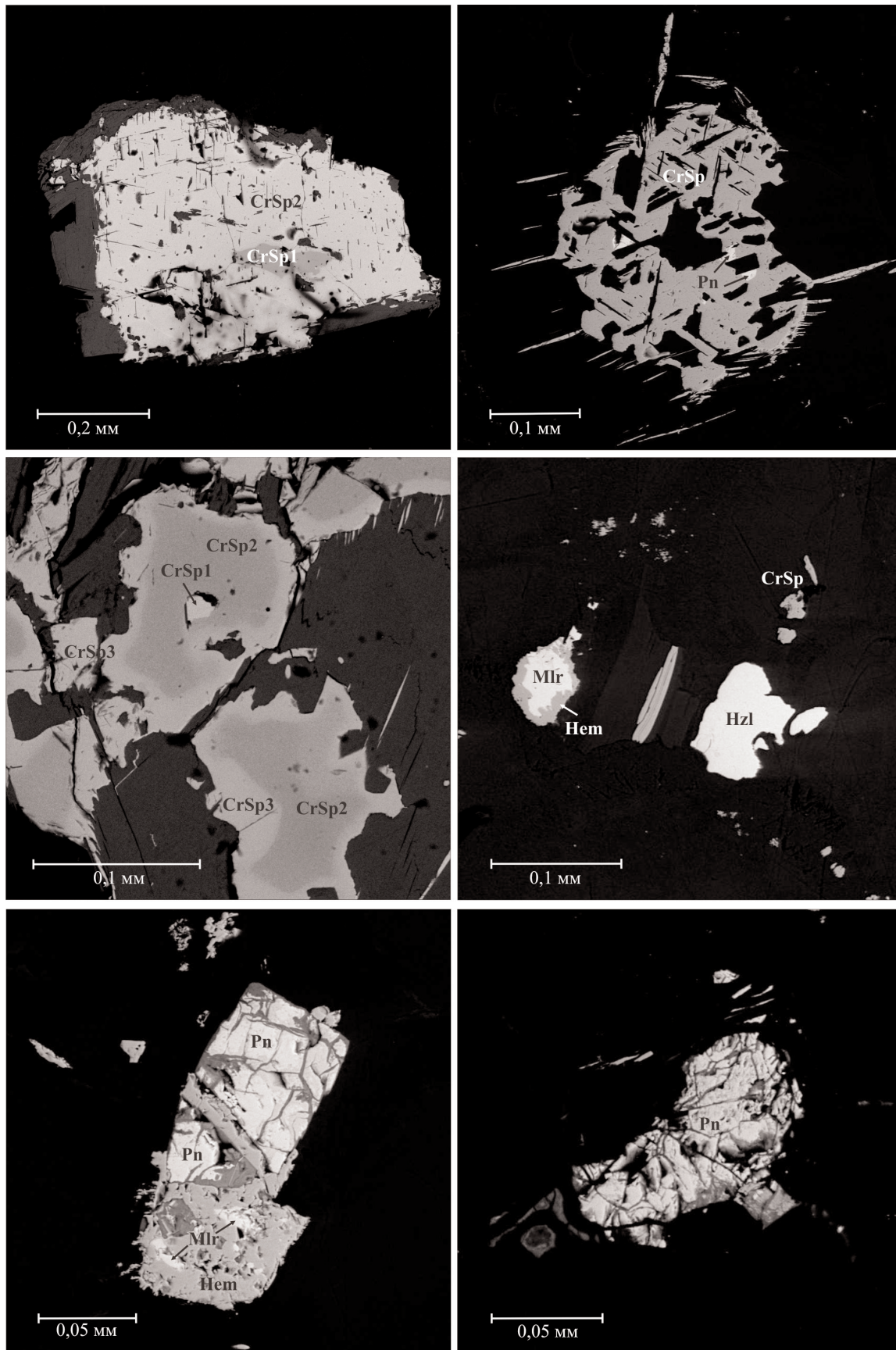


Рис. 1. Рудная минерализация ультрамафитов идарского комплекса: CrSp – хромшпинель; Hem – гематит; Pn – пентландит; Mlr – миллерит; Hzl – хизлевудит

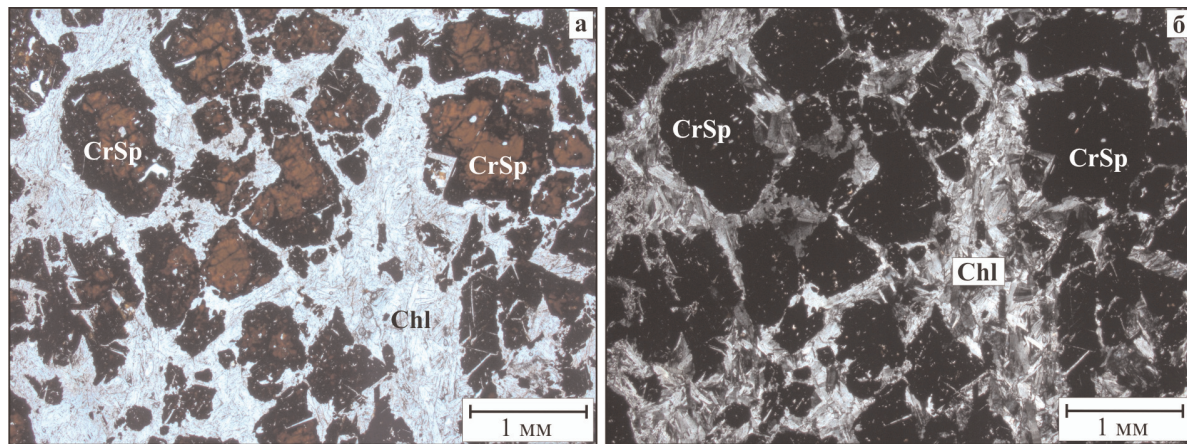


Рис. 2. Хромитит. Обр. 2003. Без анализатора (а) и с анализатором (б). Минералы: CrSp – хромшпинель; Chl – хлорит

тил-антигоритовыми, лизардитовыми, лизардит-антигоритовыми и антигоритовыми серпентинитами, которые нередко оказываются оталькованными, карбонатизированными и амфиболитизированными.

Методика исследования

Рудные минералы в породах комплекса изучались в проходящем и отраженном свете на поляризационном микроскопе Axioscop 40 Pol. Анализ их вещественного состава, а также получение качественных изображений в отраженных электронах (режим BSE) [7] выполнен методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II XMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с полупроводниковым Si (Li) детектором INCA x-sight) INCA Energy 450 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в Институте экспериментальной минералогии (ИЭМ) РАН (г. Черноголовка). Для этого из отобранных образцов пород с рудной минерализацией были изготовлены плоскопараллельные аншлифы толщиной 3...4 мм по рекомендуемым методикам [7, 8]. Перед проведением анализов на исследуемые поверхности предварительно напыляли слой углерода толщиной 30 нм. Последующие расчеты химических составов проводились по программе INCA-Issue 18b и по дополнительным программам, разработанным в ИЭМ РАН.

Рудная минерализация

Изучение рудной минерализации проводилось в неизмененных и слабо серпентинизированных дунитах и гарцбургитах. Проведенные исследования по химическому составу позволяют объединить рудные минералы в два основных типа минерализации: хромшпинелиевую и сульфидную, рис. 1.

Хромшпинелиды являются основными рудными минералами, отмечаются в виде частой равномерной вкрапленности (до 20 %) самостоятельных зерен с размером 0,1...0,3 мм (отдельные зерна

до 1 мм) в основной массе породы. В мелких массах в верховьях р. Борынь, Адралка, Мал. Кулижа – отмечены мелкие рудные тела хромититов с вкрапленной и густовкрапленной структурами. Они сложены субизометричными, неправильными по форме зернами хромшпинелидов размером 1,0...2,5 мм, количество которых составляет до 60...70 %. Зерна часто дезинтегрированы на отдельные более мелкие индивиды, промежутки между ними выполнены мелкочешуйчатыми бесцветными агрегатами хлорита, рис. 2.

Зерна хромшпинелидов во вкрапленных рудных сегрегациях отличаются высокой степенью идиоморфизма, встречаются также округлые индивиды, редко с выраженными гранями, рис. 1. Зерна обычно катаклазированы в процессе деформирования рудных тел. Отмечается нахождение хромшпинелидов в тесном срастании с силикатными минералами, с образованием своеобразных графических структур. В отдельных зернах хромшпинелидов выявляются мельчайшие (20...30 мкм) включения пентландита, рис. 1.

Согласно классификации Н.В. Павлова [9], в дунитах и гарцбургитах идарского комплекса выделены следующие разновидности хромшпинелидов: субферриалюмохромиты, субалюмоферрихромиты, феррихромиты и хроммагнетиты, а также в каймах замещения встречаются магнетиты, рис. 3.

Выделенные разновидности чаще выявляются в составе концентрически зональных зерен и редко образуют самостоятельные метакристаллы, рис. 1. Зональность двухфазная, реже трехфазная и характеризуется от центра зерна к его периферии следующей последовательностью: субферриалюмохромит–субалюмоферрихромит–хроммагнетит (трехфазная), феррихромит–магнетит (двухфазная). В химическом отношении в этом направлении происходит уменьшение магнезиальности, глиноземистости, содержания хрома, цинка, при этом наблюдается увеличение железистости, степени окисления железа, хромистости и содержания титана, ванадия, рис. 4, табл. 1.

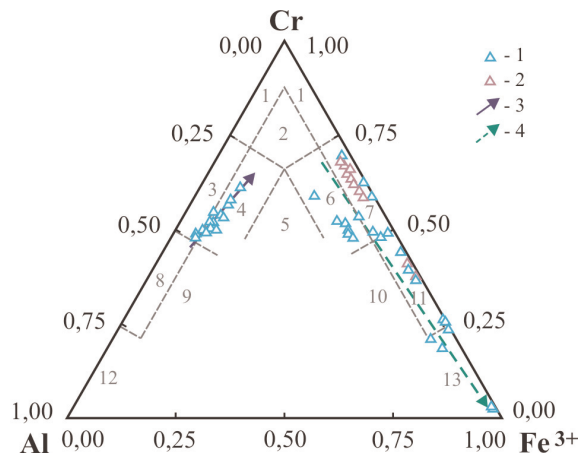


Рис. 3. Составы шпинелидов из ультрамафитов идарского комплекса на классификационной диаграмме Н.В. Павлова [9]: 1) хромит; 2) субферрихромит; 3) алюмохромит; 4) субферриалюмохромит; 5) ферриалюмохромит; 6) субалюмоферрихромит; 7) феррихромит; 8) хромпикотит; 9) субферрихромпикотит; 10) субалюмохроммагнетит; 11) хроммагнетит; 12) пикотит; 13) магнетит. Породы комплекса: 1 – дуниты; 2 – гарцбургиты. Тренды изменчивости состава шпинелей: 3 – глубинной магматической дифференциации; 4 – метаморфического преобразования в коровых условиях

Наибольшие содержания никеля устанавливаются в хроммагнетитах, а содержания цинка в субферриалюмохромитах. В феррихромитах из дунитов отмечается наиболее высокие содержания хрома (до 48 %), табл. 1.

Сульфидная минерализация крайне редка и представлена пентландитом, хизлевудитом и миллеритом.

Пентландит образует обособленные мелкие зерна прямоугольной, округлой формы размером до 0,15 мм по границам зерен оливина и мельчайшие (до 30 мкм), чаще треугольные выделения внутри зерен хромшпинелидов, рис. 1. В самостоятельных зернах наблюдается весьма отчетливая октаэдрическая спайность, по системе (111). Цвет

минерала бело-желтый, отражательная способность высокая. Химический состав пентландита близок стехиометрической формуле и одинаков как в самостоятельных зернах, так и во включениях, табл. 2.

По периферии зерен пентландита и по трещинкам отмечается развитие каемок гематита, рис. 1.

Хизлевудит формирует самостоятельные желтовато-кремовые в отраженном свете зерна округлой, неправильной формы размером до 0,7 мм, обычно в ассоциации с миллеритом и нередко по периферии замещается последним. В химическом составе постоянно отмечается примесь железа (0,23...1,08 %), табл. 2.

Миллерит наблюдается в виде зернистых агрегативных выделений размером до 0,05 мм в ассоциации с пентландитом и хизлевудитом, нередко в составе гематитовой массы, рис. 1. Выделения характеризуются неправильной формой, латунно-желтым цветом в отраженном свете и невысоким рельефом. Химический состав минерала отличается от его стехиометрической формулы повышенным содержанием никеля при пониженном содержании серы, отмечается также примесь железа, табл. 2.

Обсуждение результатов и выводы

В дунитах и гарцбургитах идарского комплекса установлены два типа рудной минерализации: хромшпинелиевая и сульфидная. Анализ химических составов шпинелидов позволяет выделить два тренда их эволюции. Первоначальный тренд составов характеризуется уменьшением гиноземистости и магнезиальности с возрастанием хромистости, рис. 3, и определяется преобразованием хромшпинелидов в мантийных условиях [10–12]. Данному тренду отвечают субферриалюмохромиты в дунитах. Более поздний тренд, связанный с уменьшением Al, Mg, Cr и возрастанием Fe^{3+} , обусловлен процессами корового метаморфизма [10–12], проявившегося в интенсивном равномерном уменьшении хрома и полном выносе подвижных компо-

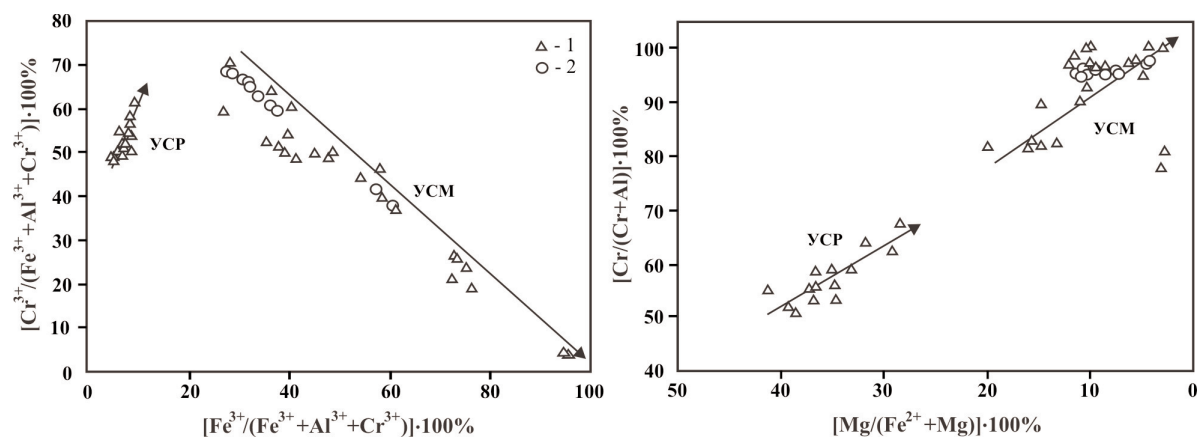


Рис. 4. Бинарные диаграммы для хромшпинелей из дунитов (1) и гарцбургитов (2) идарского комплекса: УСР – увеличение степени рестрирования; УСМ – увеличение степени метаморфизма

Таблица 1. Химический состав хромшпинелей в породах идарского комплекса, мас. %

Порода	Образец	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO _{tot}	CoO	NiO	ZnO	Fe ³⁺ #	Cr#	Mg#
Субферриалюмохромит														
Дуниты	5173-1	8,26	21,69	0,08	0,44	39,56	0,86	27,30	0,33	0,13	0,61	8,53	55,06	41,27
	5173-2	6,92	19,60	–	0,42	41,77	0,57	29,04	0,17	0,05	0,98	8,43	58,84	35,11
	5173-3	7,40	21,35	–	0,48	40,46	0,53	27,75	0,33	0,12	0,93	6,85	55,99	36,69
	5173-4	7,37	20,21	–	0,35	42,35	0,42	27,22	0,44	0,10	0,74	6,17	58,43	36,67
	5173-5	6,47	19,42	0,04	0,37	41,93	0,82	28,94	0,23	0,02	0,77	7,79	59,15	33,14
	5173-7	7,50	22,86	–	0,62	38,83	0,36	27,89	0,32	0,17	0,89	6,59	53,29	36,71
	5173-1-3	5,74	17,72	–	0,29	42,95	0,47	30,72	0,37	0,14	0,79	8,25	61,93	29,16
	5173-1-4	6,16	17,03	–	0,17	44,54	0,67	29,53	0,48	0,03	0,94	8,26	63,69	31,72
	5173-1-6	7,15	22,63	–	0,39	39,26	0,44	28,37	0,36	0,03	0,54	5,95	53,76	34,66
	5173-1-7	5,39	14,81	0,04	0,39	45,96	0,82	30,67	0,15	–	1,15	9,11	67,55	28,33
	5173-3-2	7,64	22,09	–	0,49	40,21	0,21	28,19	0,11	0,04	0,73	7,02	54,99	37,25
	5173-3-5	6,88	21,13	–	0,54	40,75	0,73	28,35	0,08	0,04	1,00	7,28	56,40	34,70
	5197-1-1	7,84	24,42	–	0,35	38,84	0,43	25,18	0,22	0,06	2,22	4,87	51,62	39,28
	Среднее (13)	6,98	20,38	–	0,41	41,34	0,56	28,40	0,28	0,08	0,95	7,31	57,75	34,98
Субальюмоферрихромит														
Дуниты	5173-6	2,87	5,05	–	0,40	36,62	0,81	53,15	0,34	–	0,29	37,88	82,92	15,61
	5173-1-5	2,66	5,20	0,27	0,54	35,45	0,62	53,65	0,68	0,39	0,05	39,05	82,07	14,73
	5173-3-3	3,70	6,46	0,10	0,21	42,33	0,49	44,46	0,27	0,29	0,62	26,84	81,42	19,99
	5173-3-4	2,88	5,67	0,03	0,51	37,53	0,72	51,01	0,65	0,37	0,32	35,46	81,63	15,98
	5197-1-3	2,41	4,88	0,29	0,40	34,03	0,88	55,74	0,33	0,11	0,41	41,38	82,38	13,20
	Среднее (5)	2,90	5,45	0,17	0,41	37,19	0,70	51,60	0,46	0,29	0,34	36,12	82,08	15,90
Феррихромит														
Гарцбургиты	18488-3-1	2,09	1,29	0,94	0,48	44,48	0,62	48,51	0,54	0,18	0,53	30,73	95,84	11,29
	18488-4-1	1,39	1,26	1,66	0,27	38,81	0,96	54,12	0,18	0,05	0,38	38,01	95,44	7,58
	18488-1-1	1,75	1,14	1,17	0,10	44,11	0,96	49,29	0,29	0,15	0,58	31,28	96,25	9,47
	18488-1-2	1,97	1,33	1,06	0,28	43,28	1,06	49,67	0,38	–	0,76	32,49	95,63	10,71
	18488-2-1	1,89	1,54	0,60	0,60	46,05	0,60	47,35	–	0,17	0,49	28,44	95,31	10,36
	18488-4-1	1,62	1,59	0,95	0,11	46,03	0,37	48,14	0,19	0,02	0,40	27,75	95,07	8,60
	18488-4-2	1,37	1,26	1,56	0,43	39,64	0,49	53,22	0,69	0,22	0,73	36,44	95,44	7,36
	18488-5-1	1,76	1,49	1,26	0,37	41,75	0,92	51,17	0,46	0,20	0,08	34,00	95,01	9,54
	Среднее (8)	1,73	1,36	1,15	0,33	43,02	0,75	50,19	0,39	0,14	0,49	32,39	95,50	9,36
Дуниты	2010-3-2	1,85	–	0,61	0,30	43,64	1,11	52,28	0,21	–	–	36,25	100	10,30
	2010-3-3	1,80	–	0,51	0,39	41,14	0,80	54,94	0,41	–	–	40,06	100	10,04
	23/1-2-3	2,04	0,81	0,87	0,13	48,16	0,93	45,98	0,37	0,42	0,22	27,56	97,57	11,45
	Среднее (3)	1,90	–	0,66	0,27	44,31	0,95	51,07	0,33	–	–	34,62	99,19	10,60
«Поздний» феррихромит														
Дуниты	5197-7	1,76	0,66	0,21	0,38	30,86	0,57	63,89	0,22	0,57	0,73	54,34	96,96	10,03
	5197-8	2,18	0,65	0,39	0,47	34,21	0,63	59,81	0,68	0,18	0,39	48,84	97,19	12,16
	5197-1-4	1,85	1,67	–	0,61	33,71	0,91	59,93	0,24	0,37	0,27	47,83	93,10	10,34
	5197-1-7	1,98	2,49	0,14	0,38	34,56	0,82	58,28	0,41	0,18	0,40	45,12	90,37	11,00
	5173-1-8	2,64	2,84	0,16	0,72	37,74	0,64	53,19	0,74	0,34	0,30	39,83	89,99	14,83
	Среднее (5)	2,08	1,66	0,22	0,51	34,22	0,71	59,02	0,46	0,33	0,42	47,19	93,52	11,67
Хроммагнетит														
Гарцбургиты	18488-3-2	0,87	0,49	1,28	0,87	27,12	0,53	67,53	0,31	0,20	0,50	57,41	97,33	4,64
	18488-5-2	0,76	0,41	1,51	0,51	24,99	0,87	69,34	0,33	0,59	0,25	61,13	97,68	4,18
	Среднее (2)	0,82	0,45	1,39	0,69	26,05	0,70	68,43	0,32	0,39	0,37	59,27	97,50	4,41
Дуниты	5197-1	1,77	0,75	2,09	0,09	26,05	0,79	67,25	0,44	0,27	0,42	58,63	95,90	9,30
	5197-2	1,50	0,73	2,21	0,29	24,01	0,93	69,08	0,11	0,45	0,05	61,46	95,58	7,89
	Среднее (2)	1,64	0,74	2,15	0,19	25,03	0,86	68,17	0,28	0,36	0,23	60,04	95,74	8,59

Окончание табл. 1

Порода	Образец	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO _{tot}	CoO	NiO	ZnO	Fe ³⁺ #	Cr#	Mg#
«Поздний» хроммагнетит														
Дуниты	5173-3-1	0,54	2,08	–	0,16	13,38	0,32	82,41	0,49	0,43	–	76,37	81,10	2,88
	5173-1-2	0,57	2,85	–	0,49	14,81	0,26	79,46	0,46	0,49	–	72,55	77,69	3,10
	5197-3	1,07	0,25	1,40	0,30	17,08	0,37	78,47	0,40	0,11	–	73,73	97,77	5,56
	5197-4	0,94	0,48	1,50	0,41	15,64	0,43	79,10	0,33	0,58	–	75,32	95,58	4,91
	5197-6	1,19	0,31	1,76	0,48	17,36	0,55	76,82	0,26	0,31	0,50	72,84	97,27	6,30
	Среднее (5)	0,86	1,20	1,55	0,37	15,65	0,39	79,25	0,39	0,38	–	74,16	89,88	4,55
Магнетит														
Дуниты	2010-3-1	0,57	–	–	–	2,79	0,34	96,30	–	–	–	96,07	100	3,07
	2010-3-4	0,81	–	0,10	0,11	2,79	0,26	95,93	–	–	–	96,05	100	4,34
	Среднее (2)	0,69	–	–	–	2,79	0,30	96,12	–	–	–	96,06	100	3,71

Примечание: Здесь и далее определение химического состава осуществлялось на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II XMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с полупроводниковым Si (Li) детектором INCA x-sight) INCA Energy 450 и волгодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в ИЭМ РАН (г. Черногловка) оператором А.Н. Некрасовым. Химические составы приведены к 100 %. Fe³⁺# – степень окисления железа, $Fe^{3+}\# = [Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Cr + Al)] \cdot 100$ %; Cr# – хромистость, $Cr\# = [Cr / (Cr + Al)] \cdot 100$ %; Mg# – магнезиальность, $Mg\# = [Mg / (Mg + Fe^{2+})] \cdot 100$ %.

нентов (Al и Mg) из шпинелей в силикатные минералы (хлорит, серпентин). В образцах это подтверждается наличием «свежей» хлоритовой рубашки вокруг зерен шпинелей. При высоких степенях метаморфического преобразования из шпинелидов практически полностью выносятся хром.

Таблица 2. Химический состав сульфидных минералов в ультрамафитах идарского комплекса, вес. %

Минерал	Образец	S	Fe	Ni	Co	Сумма
Пентландит	Включения в зернах шпинелидов					
	23/1-2-1	32,96	33,22	31,78	1,45	99,42
	23/1-2-2	32,71	33,77	31,93	1,15	99,56
	23/1-2-4	33,47	32,54	32,73	1,07	99,82
	Среднее (3)	33,05	33,18	32,15	1,23	99,60
	Самостоятельные обособленные зерна					
	23/1-1-1	33,00	32,62	32,11	1,56	99,29
	23/1-1-2	33,50	32,37	32,12	1,63	99,63
	23/1-3-с1	32,68	32,04	32,49	2,37	99,58
	23/1-3-1	34,14	33,05	31,56	1,26	100,01
	Среднее (4)	33,33	32,52	32,07	1,70	99,63
Хизлевудит	2010-1-1	27,86	1,08	71,02	0,04	100,00
	2010-1-(1)	27,92	1,08	71,15	0,04	100,19
	2010-1-3	27,18	0,23	71,92	–	99,33
	2010-1-4	27,54	0,35	72,12	–	100,01
	Среднее (4)	27,62	0,69	71,55	0,04	99,88
Миллерит	2010-2-2	31,91	1,97	65,76	0,03	99,67

Наличие в дунитах субферриалюмохромитов, отличающихся относительно низкой хромистостью и повышенной магнезиальностью, табл. 1, очевидно, свидетельствует об умеренной степени их деплетированности. На рис. 3, 4 выявленный тренд эволюции хромшпинелей в мантийных условиях отражает степень рестирования вмещающих его ультрамафитов. Увеличение степени рестирования сопровождается возрастанием хромистости

и железистости при уменьшении магнезиальности, что также характерно для мантийных реститогенных ультрамафитов [13] и служит дополнительным свидетельством реститовой природы пород идарского комплекса.

Сульфидная минерализация представлена крайне редкими акцессорными выделениями «первично мантийного» пентландита и поздними (эпигенетическими) выделениями хизлевудита и миллерита.

Пентландит, очевидно, является наиболее ранним и высокотемпературным образованием и, судя по тесной ассоциации с первичными мантийными хромшпинелями, образовывался в заключительную стадию их кристаллизации.

Хизлевудит встречается чаще в серпентинизированных ультрамафитах в виде самостоятельных мелких зерен, нередко приуроченных к жилкам серпентина и, вероятно, является гидротермальным низкотемпературным образованием. При этом магматическое его происхождение, несмотря на нередкую ассоциацию с пентландитом, не допускается.

Миллерит зернистого облика встречается в метасоматически измененных ультрамафитах. Он, очевидно, образуется по пентландиту и хизлевудиту в условиях низкотемпературного гидротермального процесса, сопровождаемого привнесом серы.

Хизлевудит и миллерит характеризуются пространственной сближенностью с хромшпинелями, относящимися к коровому метаморфическому тренду.

Таким образом, в реститовых ультрамафитах выявляется эволюционная направленность в изменении химического состава хромшпинелидов и ассоциирующих с ними сульфидов, которая определяется условиями их деплетирования в верхней мантии и последующими метаморфогенными преобразованиями при перемещении и консолидации в земной коре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири / под ред. В.И. Богнибова, А.П. Кривенко, А.Э. Исоха и др. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 1995. — 151 с.
2. Кислов Е.В., Конников Э.Г. Рифейская эпоха платинометалло-медно-никелевого рудообразования // Проблемы геологии и геохимии юга Сибири: Матер. Междунар. науч. конф. — Томск, 2000. — С. 67–72.
3. Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. — Красноярск: КНИИГиМС, 2004. — 176 с.
4. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петрохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. — 2010. — № 2. — С. 1–25.
5. Колман Р.Г. Офиолиты. — М.: Мир, 1979. — 261 с.
6. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. — Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. — 200 с.
7. Reed S.J.B. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. — N.Y.: Cambridge University Press, 2005. — 189 p.
8. Taylor C.M., Radtke A.S. Preparation and polishing of ores and mill products for microscopic examination and electron microprobe analysis // Econ. Geol. — 1965. — № 65. — P. 1306–1319.
9. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геологического института РАН. — 1949. — Вып. 103. — 91 с.
10. Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и аксессуарной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Известия вузов. Геология и разведка. — 2007. — № 4. — С. 32–39.
11. Плотников А.В. Анализ перспектив хромитовосности массива Сыум-Кеу (Полярный Урал): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Пермь, 2009. — 21 с.
12. Юричев А.Н. Геолого-генетическая модель образования и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Томск, 2011. — 22 с.
13. Dick H.J.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. — 1984. — V. 84. — P. 54–76.

Поступила 30.01.2012 г.

УДК 550.831.01

МЕТОДЫ ТЕОРИИ ПОТЕНЦИАЛА ПРИ РЕШЕНИИ ПРЯМЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ И ГЕОДИНАМИКИ ТРЕХМЕРНЫХ НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

Ю.В. Пятаков, В.И. Исаев*, В.Ю. Косыгин**

Воронежский государственный университет инженерных технологий

*Томский политехнический университет

**Вычислительный центр ДВО РАН, г. Хабаровск

E-mail: pyatakovjv@mail.ru

Приведены алгоритмы решения задачи определения составляющих гравитационного и геодинамического полей для трехмерных неоднородных сред. Для аппроксимации плотностной и реологической структуры среды используются типовые элементы – вертикальные треугольные призмы с произвольными верхним и нижним основаниями. Получено новое аналитическое решение прямой задачи гравиметрии для типового элемента с плотностью, меняющейся с глубиной по линейному закону. Выполнена математическая постановка и приведено общее решение задачи определения напряжений и мгновенных скоростей смещения неоднородной вязкой среды под действием гравитационного поля Земли. Решение определено с использованием гидродинамических потенциалов объемного, простого и двойного слоя. Показано, что для численного расчета таких потенциалов оптимально использовать теорию и типовую технику решения прямых задач гравитационного потенциала. Устойчивость, точность и быстроедействие разработанных алгоритмов демонстрируется расчетами тестовых примеров.

Ключевые слова:

Теория потенциала, прямые задачи гравиметрии и геодинамики, алгоритмы.

Key words:

Potential theory, direct gravity and geodynamics problem, algorithms.

Введение

Фундаментальной основой методов гравиметрии является теория потенциала, первоначально понимаемая как учение о свойствах сил, действующих по закону всемирного тяготения. В дальнейшем в работах К.Ф. Гаусса, Ж.Л. Лагранжа, П.С. Лапласа, Д. Грина, Ж.А. Пуанкаре, А.М. Ляпунова методы теории потенциала были распространены не только на решение задач теории тяготения, но и на решение широкого круга задач математической физики.

В настоящее время теория потенциала является мощным и универсальным инструментом, широко используемым при решении задач интерпретации геофизических полей. Одним из примеров такого использования является известное соотношение Пуассона, устанавливающее связь между решениями прямых задач магниторазведки и гравиразведки. Это позволяет использовать богатый арсенал средств, накопленных в гравиметрии, для расчета и интерпретации магнитных аномалий.

В настоящей статье рассматриваются вопросы построения алгоритмов решения прямых задач гравиметрии и геодинамики. Под прямой задачей геодинамики здесь понимается задача расчета параметров напряженно-деформированного состояния среды, обусловленного неоднородностью ее плотностного строения.

В основу решения задач положены методы теории потенциала, что позволяет создавать эффективные вычислительные алгоритмы на базе типовой методики решения прямых задач гравиметрии, изложенной в работах [1–4].

Решение прямой задачи гравиметрии для трёхмерных блоково-градиентно-слоистых сред

Как отмечено в работах [4–7], при плотностном моделировании геологических структур в гравитационном поле их необходимо сводить к трехмерным моделям, а плотностную параметризацию осуществлять с учётом изменения плотности как в латеральном направлении, так и в направлении от кровли к подошве.

В качестве расчетного элемента в этом случае удобно использовать вертикальную треугольную призму (рис. 1), плотность которой записывается в виде линейной функции от глубины $\rho(\xi_3) = \rho_0 + k\xi_3$. Здесь и далее, для сокращения объема записи, будем пользоваться взамен *буквенной* (используемой в работах [5–7]) *числовой* индексацией координат (используемой в работах [2, 3]), полагая $x = x_1$, $y = x_2$, $z = x_3$ — в обозначении координат точек расчета и $\xi = \xi_1$, $\eta = \xi_2$, $\zeta = \xi_3$ — в обозначении координат переменных интегрирования.

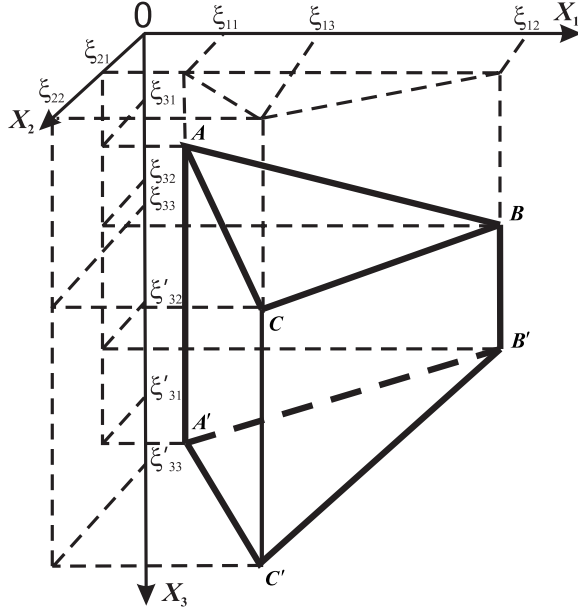


Рис. 1. К решению прямой задачи гравиметрии. Аппроксимирующая вертикальная треугольная призма. Условные обозначения и пояснения в тексте

В этом случае выражение для вертикальной составляющей гравитационного потенциала от призмы примет следующий вид:

$$V_{x_3}(\mathbf{x}) = f \iiint_D (\rho_0 + k\xi_3)(\xi_3 - x_3) P^{-3} d\xi_1 d\xi_2 d\xi_3, \quad (1)$$

где D — вертикальная треугольная призма,

$$P = \sqrt{(\xi_1 - x_1)^2 + (\xi_2 - x_2)^2 + (\xi_3 - x_3)^2};$$

f — константа гравитации.

Об аналитических решениях прямой задачи гравиметрии для выделенного аппроксимирующего элемента сообщалось. В работах [7–10] приводятся принципиально идентичные, но отличающиеся по форме аналитические выражения для составляющих гравитационного потенциала от тел переменной плотности.

В.Н. Страховым в работе [2] был предложен новый подход к решению прямых задач гравиметрии для многогранных тел, который, как показали сопоставления, проведенные в работе [3] для тел с постоянной плотностью, позволяет получать вычислительные алгоритмы, превосходящие аналогичные решения по таким показателям, как точность, быстродействие и устойчивость.

Приводим решение прямой задачи гравиметрии (1), выполненное в соответствии с методикой работ В.Н. Страхова [2, 3]. Особенность этого решения состоит в том, что оно, в отличие от [2, 3], дано для тел с линейным законом изменения плотности.

Введем следующие обозначения: пусть S_1 и S_2 — соответственно верхняя и нижняя грани призмы, а S_3 , S_4 и S_5 — её боковые грани. Тогда аналитическое выражение для вертикальной составляющей гравитационного потенциала можно записать в виде:

$$V_{x_3}(\mathbf{x}) = -f \sum_{i=1}^2 [c_i v_i(\mathbf{x}) + k r_i(\mathbf{x})] \gamma_{3,3}^{(i)} + f k V(\mathbf{x}). \quad (2)$$

Здесь $f k V(\mathbf{x})$ — гравитационный потенциал от призмы с постоянной плотностью k ; $V(\mathbf{x})$ определяется по формуле:

$$V(\mathbf{x}) = \sum_{i=1}^5 d_i v_i(\mathbf{x}) / 2, \quad (3)$$

$$v_i(\mathbf{x}) = 2 \sum_{j=1}^{N_i} t_{i,j} \operatorname{arctg} \Lambda_{i,j} + |d_i| \operatorname{atan} \frac{t_{i,j} (D_{i,j}^{(2)} - D_{i,j}^{(1)})}{D_{i,j}^{(2)} D_{i,j}^{(1)} + t_{i,j}^2}, \quad (4)$$

$$r_i(\mathbf{x}) = \sum_{j=1}^3 \alpha_{i,j} \beta_{2,2}^{(i,j)} \gamma_{2,3}^{(i)} / 2, \quad i = 1, 2, \dots, 5; \quad (5)$$

где

$$c_i = \rho_0 + k x_3 + k d_i \gamma_{3,3}^{(i)}, \quad d_i = \sum_{k=1}^3 \gamma_{3,k}^{(i)} x_{k,j}^{(i)},$$

$$t_{i,j} = \beta_{2,1}^{(i,j)} \gamma_1^{(i,j)} + \beta_{2,2}^{(i,j)} \gamma_2^{(i,j)}, \quad \Lambda_{i,j} = |L_{i,j}| / (R_{i,j} + R_{i,j+1}),$$

$$D_{i,j}^{(k)} = R_j + l_{i,j}^{(k)} + |d_i|, \quad l_{i,j}^{(k)} = \beta_{1,1}^{(i,j)} \gamma_1^{(i,j+k-1)} + \beta_{1,2}^{(i,j)} \gamma_2^{(i,j+k-1)},$$

$$\beta_{1,k}^{(i,j)} = (\gamma_k^{(i,j+1)} - \gamma_k^{(i,j)}) / L_{i,j} \quad (k = 1, 2), \quad \beta_{2,1}^{(i,j)} = -\beta_{1,2}^{(i,j)},$$

$$\beta_{2,2}^{(i,j)} = \beta_{1,1}^{(i,j)}, \quad \gamma_1^{(i,j)} = \sum_{k=1}^3 \gamma_{1,k}^{(i)} x_{k,j}^{(i)}, \quad \gamma_2^{(i,j)} = \sum_{k=1}^3 \gamma_{2,k}^{(i)} x_{k,j}^{(i)},$$

$$\alpha_{i,j} = (R_{i,j}^2 - d_i^2) \operatorname{arctg} \Lambda_{i,j} + R_{i,j+1} l_{i,j}^{(2)} - R_{i,j} l_{i,j}^{(1)},$$

$$\gamma_{1,1}^{(i)} = -B_i D_i / (q_i |D_i|), \quad \gamma_{1,2}^{(i)} = A_i D_i / (q_i |D_i|),$$

$$\gamma_{1,3}^{(i)} = 0, \quad \gamma_{2,1}^{(i)} = -A_i D_i |C_i| / (q_i K_i |D_i|),$$

$$\gamma_{2,1}^{(i)} = -B_i D_i |C_i| / (q_i K_i |D_i|), \quad \gamma_{2,2}^{(i)} = -B_i D_i |C_i| / (q_i K_i |D_i|),$$

$$\gamma_{2,3}^{(i)} = -q_i D_i C_i / (K_i |C_i D_i|), \quad \gamma_{3,1}^{(i)} = A_i C_i / (K_i |C_i|),$$

$$\gamma_{3,2}^{(i)} = B_i C_i / (K_i |C_i|), \quad \gamma_{3,3}^{(i)} = |C_i| / K_i,$$

$$q_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2}, \quad K_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2 + C_i^2},$$

A_i , B_i , C_i , D_i — коэффициенты уравнения i -й грани призмы $A_i x_1 + B_i x_2 + C_i x_3 + D_i = 0$, определяемые по значениям координат вершин грани; N_i — количество вершин i -й грани призмы; $|L_{i,j}|$ — длина j -й стороны грани S_i ($j=1, 2, \dots, N_i$); $R_{i,j}$ — расстояние от расчетной точки до j -й вершины грани S_i ($R_{i,N_i+1} = R_{i,1}$); $x_{ij}^{(0)}$, $x_{ij}^{(1)}$ — координаты j -й вершины грани S_i .

Отметим, что формулы (2)–(5), также как и соответствующие формулы в работах [2, 3], являются *едиными для расчета как внешнего* (по отношению к телу D), *так и внутреннего полей*. Это позволяет использовать полученные формулы для обработки данных как наземных, так и скважинных измерений.

Таблица 1. Результаты вычисления вертикальной составляющей гравитационного потенциала в точках профиля, проходящего по ребру (профиль I) и внутри (профиль II) тела

Профиль	Координаты точки расчета, км			Расчет по формулам (2)–(5), 10^{-5} м/с ²	Расчет методом численного интегрирования (в Mathcad), 10^{-5} м/с ²	Расчет из работы [7], 10^{-5} м/с ²	Номер точки
	X_1	X_2	X_3				
I	4	0	1	1,06048024·10 ²	–	1,06048024·10 ²	1
	8	0	2	6,78016491·10 ¹	–	6,78016500·10 ¹	2
	8,001	0	2,0025	6,77264793·10 ¹	–	6,77264793·10 ¹	3
	12	0	3	2,15708388·10 ¹	2,15708388·10 ¹	2,15708397·10 ¹	4
	16	0	4	8,92005655·10 ¹	8,92005655·10 ¹	8,92005712·10 ¹	5
Время расчета, с				3,9·10 ⁻⁵	1,8·10 ⁻¹	7,3	
II	–6	3	10	–1,35443390·10 ⁰	–1,35443390·10 ⁰	–1,35443390·10 ⁰	1
	1,999	3	10	5,77334110·10 ⁰	–	5,77334110·10 ⁰	2
	2	3	10	5,77954460·10 ⁰	–	5,77954460·10 ⁰	3
	2,001	3	10	5,78574882·10 ⁰	–	5,78574882·10 ⁰	4
	4	3	1	1,46939534·10 ¹	–	1,46939534·10 ¹	5
Время расчета, с				4,5·10 ⁻⁵	9,0·10 ⁻²	4,5	

Примечание. Здесь и в табл. 2 подчеркнуты расхождения с расчетом по аналитическим выражениям (2)–(5). Алгоритм Mathcad, реализующий решение прямой задачи численным методом в точках, лежащих на ребре призмы, в точке 3 продолжения ребра, во внутренних точках тела и в точке 2 профиля II, «не работает».

Тестирование алгоритма решения прямой задачи гравиметрии

Устойчивость, точность и быстродействие алгоритма решения прямой задачи гравиметрии демонстрируются расчетами на трех прямолинейных профилях, различно расположенных по отношению к телу. В качестве модельного примера используется пример из работы [7]. В этой работе тестовые расчеты аналитических решений проверялись в сопоставлении с расчетами по «прямому» численному алгоритму, реализующему метод Тальвани [11].

Координатное описание тела, представленного на рис. 1: $A(X_1=0, X_2=0, X_3=0)$; $B(8, 0, 2)$; $C(4, 6, 10)$; $A'(0, 0, 12)$; $B'(8, 0, 15)$; $C'(4, 6, 18)$. Плотность тела в вершине A равна 2 г/см^3 , в вершине C' – 3 г/см^3 . Координаты вершин призмы заданы в км.

Профиль I совпадает с ребром AB . При этом точка 1 расположена на середине ребра; точка 2 расположена в вершине B ; точка 3 – на продолжении ребра в 1 м от вершины B ; точки 4, 5 – на продолжении ребра, на удалении от тела.

Профиль II проходит через тело. При этом точки 1, 2 расположены вне тела; точка 3 – на грани $ACC'A'$; точки 4, 5 – внутри тела; точки 2 и 4 – в 1 м от грани $ACC'A'$ вне и внутри тела, соответственно.

Профиль III проходит над телом параллельно оси OX_1 ($X_2=0, X_3=0,3$; первая точка $X_1=4$, последняя – $X_1=2004$; L – расстояние до тела, D – диаметр тела).

В табл. 1, 2 приведены результаты расчетов, выполненных по аналитическим формулам (2)–(5) в сопоставлении с аналогичными расчетами, полученными методом численного интегрирования выражения (1) для V_{x_3} , а также расчетами, приведенными в работе [7]. Численное интегрирование осуществлялось методом Ромберга в системе Mathcad.

Результаты расчетов тестового примера показывает, что алгоритм, реализующий аналитическое решение задачи (1) устойчив во всех характерных областях: на ребре, в вершине, в плоскости грани, на продолжении ребер и граней, вблизи особых точек, внутри тела.

Время счета алгоритмом (2)–(5) одной точки для одного тела составляет величину порядка $8,7 \cdot 10^{-6}$ с. Расчеты методом численного интегрирования в Mathcad выполняются на 4 порядка медленнее, не дают результатов в особых точках и в точках, близким к особым. Расчеты по аналитическим формулам в работе [7] проводились на ЭВМ ЕС-1022.

Таблица 2. Результаты вычисления вертикальной составляющей гравитационного потенциала в точках профиля III, расположенных на разных расстояниях от тела

Расстояние от тела		Расчет по формулам (2)–(5), 10^{-5} м/с ²	Расчет методом численного интегрирования (в Mathcad), 10^{-5} м/с ²	Расчет из работы [7], 10^{-5} м/с ²
L , км	L/D			
0	0	5,98105801·10 ¹	5,98105801·10 ¹	5,98105801·10 ¹
4	0,5	4,10351050·10 ¹	4,10351050·10 ¹	4,10351050·10 ¹
10	1,25	1,48639100·10 ¹	1,48639100·10 ¹	1,48639100·10 ¹
20	2,5	3,69388528·10 ⁰	3,69388528·10 ⁰	3,69388528·10 ⁰
50	6,25	3,21000192·10 ⁻¹	3,21000192·10 ⁻¹	3,21000192·10 ⁻¹
100	12,5	4,21741987·10 ⁻²	4,21741987·10 ⁻²	4,21741987·10 ⁻²
200	25	5,33427875·10 ⁻³	5,33427875·10 ⁻³	5,33427875·10 ⁻³
1000	125	4,27944428·10 ⁻⁵	4,27944428·10 ⁻⁵	4,27945062·10 ⁻⁵
2000	250	5,34895851·10 ⁻⁶	5,34895847·10 ⁻⁶	5,34935387·10 ⁻⁶
Время расчета, с		8,2·10 ⁻⁵	8,0·10 ⁻¹	13,2

**Постановка задачи динамики
неоднородной сильно вязкой среды**

Образование и развитие геологических структур во многом обязаны гравитационному тектогенезу, т. е. движениям, обусловленным аномальными плотностями этих структур на фоне механически равновесного распределения плотности. Плотностные неоднородности тектоносферы, наряду с другими тектоническими факторами, вносят свой вклад в напряженно-деформированное состояние среды.

Е.В. Артюшковым [12] на основе анализа послеледниковых изостатических поднятий в Фенноскандии и других геолого-геофизических материалов, было показано, что в условиях чрезвычайно медленно протекающих во времени геологических процессов ($t \sim 10^3 \dots 10^7$ лет) и больших размеров геологических тел ($L \sim 10^3 \dots 10^6$ м) тектоносферу Земли можно считать сильно вязкой несжимаемой средой с вязкостью $\eta \sim 10^{19} \dots 10^{24}$ Па·с. Учитывая это, движения среды в тектоносфере могут быть описаны уравнением Навье–Стокса в приближении малых чисел Рейнольдса и уравнением неразрывности, которые в этих условиях принимают следующий вид:

$$-\nabla p(\mathbf{x}) + \eta \nabla^2 \mathbf{u}(\mathbf{x}) + \mathbf{H}(\mathbf{x}) = 0, \quad \nabla \mathbf{u}(\mathbf{x}) = 0. \quad (5)$$

Здесь $\mathbf{u}(\mathbf{x})$ – вектор скорости смещения среды в точке $\mathbf{x}$; $p(\mathbf{x})$ – давление в точке $\mathbf{x}$, $\mathbf{H}(\mathbf{x}) = \rho(\mathbf{x}) \cdot \mathbf{g}$; $\mathbf{g} = g \cdot \mathbf{i}_3$ – вектор силы тяжести; $g = |\mathbf{g}| = 9,8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$; $\mathbf{i}_3$ – орт оси OX_3 ; $\rho(\mathbf{x})$ и η – соответственно плотность и коэффициент динамической вязкости среды.

Исследования, проведенные В.Ю. Косыгиным [13], Л.А. Масловым и О.С. Комовой [14], показывают, что при моделировании глубинных геодинамических процессов необходимо учитывать неоднородность строения Земли как по плотностным, так и по реологическим параметрам.

Для того, чтобы учесть эти факторы, моделируемый объем $D \subset E_3$ будем полагать состоящим из N

подобластей (вертикальных призм) D_n ; $D = \bigcup_{n=1}^N D_n$,

имеющих общие поверхности контакта $S_{nk} = \partial D_n \cap \partial D_k$, $n \neq k$.

Пусть η_n – значения вязкости среды в каждой из подобластей D_n . Тогда, систему уравнений движения среды можно записать в виде:

$$-\nabla p(\mathbf{x}) + \eta_n \nabla^2 \mathbf{u}(\mathbf{x}) + \mathbf{H}(\mathbf{x}) = 0, \quad \nabla \mathbf{u}(\mathbf{x}) = 0, \quad \mathbf{x} \in D_n, \quad (6)$$

где $\mathbf{H}(\mathbf{x}) = \rho_n \cdot \mathbf{g}$, $\mathbf{x} \in D_n$, $\mathbf{u}(\mathbf{x})$ – значение вектора скорости среды; $p(\mathbf{x})$ и ρ_n – соответственно давление и плотность среды, взятые относительно гидростатических значений.

Предполагается, что поверхность ∂D моделируемого объема D свободна от нагрузки, т. е.:

$$T_x(\eta_n, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}), \mathbf{n}(\mathbf{x})) = 0, \quad \mathbf{x} \in \partial D. \quad (7)$$

Здесь символом $T_x(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}), \mathbf{n}(\mathbf{x}))$ обозначен вектор поверхностных сил (напряжений), действующий на бесконечно малый элемент dS поверхности ∂D в точке поверхности $\mathbf{x}$ с нормалью $\mathbf{n}(\mathbf{x})$:

$$T_x(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}), \mathbf{n}(\mathbf{x})) = \|\tau_{ji}(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}))\|_{3 \times 3} \cdot \mathbf{n}(\mathbf{x}),$$

$\|\tau_{ji}(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}))\|_{3 \times 3}$ – матрица, элементами которой являются компоненты напряжений, определяемые соотношениями:

$$\begin{aligned} \tau_{ji}(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x})) &= \\ &= \eta (\partial u_i(\mathbf{x}) / \partial x_j + \partial u_j(\mathbf{x}) / \partial x_i) - \delta_{ij} p(\mathbf{x}), \end{aligned}$$

где δ_{ij} – символ Кронекера.

На контактах смежных областей D_n и D_k заданы условия непрерывности значений компонент векторов скорости и напряжений:

$$\mathbf{u}(\mathbf{x} - 0) = \mathbf{u}(\mathbf{x} + 0), \quad \mathbf{x} \in S_{nk}, \quad S_{nk} = \partial D_n \cap \partial D_k, \quad (8)$$

$$\begin{aligned} T_x(\eta_k, \mathbf{u}(\mathbf{x} - 0), p(\mathbf{x} - 0), \mathbf{n}(\mathbf{x})) &= \\ &= T_x(\eta_k, \mathbf{u}(\mathbf{x} + 0), p(\mathbf{x} + 0), \mathbf{n}(\mathbf{x})). \end{aligned} \quad (9)$$

Необходимо найти распределение скорости смещения среды $\mathbf{u}(\mathbf{x})$ и давления $p(\mathbf{x})$, удовлетворяющие системе уравнений (6) при заданных граничных (7) и контактных (8), (9) условиях.

Решение задачи геодинамики

Используя методы теории потенциала [15, 16], решение системы (6)–(9) может быть записано в виде:

$$\begin{aligned} \mathbf{u}(\mathbf{x}) &= \mathbf{U}_1(\mathbf{x}) + \mathbf{U}_2(\mathbf{x}) + \mathbf{U}_3(\mathbf{x}), \\ p(\mathbf{x}) &= P_1(\mathbf{x}) + P_2(\mathbf{x}) + P_3(\mathbf{x}), \end{aligned} \quad (10)$$

где $U_i(\mathbf{x})$ и $P_i(\mathbf{x})$ – объёмные потенциалы вида:

$$\begin{aligned} U_1(\mathbf{x}) &= \eta^{-1}(\mathbf{x}) \sum_{n=1}^N \int_{D_n} \mathbf{G}(\xi, \mathbf{x}) \cdot \mathbf{H}(\xi) d\xi V, \\ P_1(\mathbf{x}) &= \sum_{n=1}^N \int_{D_n} P(\xi, \mathbf{x}) \cdot \mathbf{H}(\xi) d\xi V. \end{aligned} \quad (11)$$

$U_2(\mathbf{x})$ и $P_2(\mathbf{x})$ – потенциалы простого слоя вида:

$$\begin{aligned} U_2(\mathbf{x}) &= 2\eta^{-1}(\mathbf{x}) \int_{\partial D} \mathbf{G}(\mathbf{x}, \xi) \cdot \varphi_0(\xi) d\xi S, \\ P_2(\mathbf{x}) &= 2 \int_{\partial D} P(\mathbf{x}, \xi) \varphi_0(\xi) d\xi S. \end{aligned} \quad (12)$$

$U_3(\mathbf{x})$ и $P_3(\mathbf{x})$ – потенциалы двойного слоя вида:

$$\begin{aligned} U_3(\mathbf{x}) &= - \sum_{n=1, k=n+1}^N (\eta_n - \eta_k) \eta^{-1}(\mathbf{x}) \times \\ &\times \int_{S_{nk}} T_\xi(\mathbf{G}(\xi, \mathbf{x}), P(\xi, \mathbf{x}), \mathbf{n}_n(\xi)) \cdot \varphi(\xi) d\xi S \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} P_3(\mathbf{x}) &= - \sum_{n=1, k=n+1}^N 2(\eta_n - \eta_k) \times \\ &\times \int_{S_{nk}} \text{grad}_x(P(\xi, \mathbf{x}) \cdot \mathbf{n}(\xi)) \cdot \varphi(\xi) d\xi S, \end{aligned} \quad (14)$$

$\eta(\mathbf{x}) = \eta_n$, $\mathbf{x} \in D_n$, $\mathbf{G}(\xi, \mathbf{x})$ – матрица, элементами которой являются величины

$$\begin{aligned} g_j^i(\xi, \mathbf{x}) &= \\ &= -(8\pi)^{-1} \partial^2 R(\xi, \mathbf{x}) / \partial \xi_j \partial \xi_i + \delta_{ji} (4\pi)^{-1} R^{-1}(\xi, \mathbf{x}), \end{aligned} \quad (15)$$

$P(\xi, x) = (p^1(\xi, x), p^2(\xi, x), p^3(\xi, x))$ – вектор, компоненты которого имеют вид:

$$p^i(\xi, x) = -(4\pi)^{-1} \partial R^{-1}(\xi, x) / \partial \xi_i. \quad (16)$$

Значения функций $\varphi_0(\xi)$, $\xi \in \partial D$ и $\varphi(\xi)$, $\xi \in S_{\text{конт}}$ определяются из решения системы интегральных уравнений Рисса–Шаудера:

$$\begin{cases} \varphi_0(x) + 2 \int_{\partial D} T_x(G(x, \xi), P(x, \xi), n(\xi)) \cdot \varphi_0(\xi) d_\xi S = \\ = f_0(x), x \in \partial V, \\ \varphi(x) + 2 \sum_{n=1}^N (\eta_n - \eta_k)(\eta_m + \eta_p)^{-1} \times \\ \times \int_{S_{nk}} T_\xi(G(\xi, x), P(\xi, x), n_n(\xi)) \varphi(\xi) d_\xi S = f_1(x), \end{cases} \quad (17)$$

где

$$\begin{aligned} f_0(x) &= -T_x(U_1(x), P_1(x), n(x)) - \\ &- T_x(U_2(x), P_2(x), n(x)), \\ &x \in S_{\text{тп}} \subseteq S_{\text{конт}}; \\ f_1(x) &= 2 \int_{\partial D} G(x, \xi) \cdot \varphi_0(\xi) d_\xi S - \\ &- 2(\eta_m + \eta_p) \sum_{n=1}^N \int_{D_n} G(\xi, x) \cdot H(\xi) d_\xi V, \\ S_{\text{конт}} &= \bigcup_{n=1}^N \partial D_n \setminus \partial D. \end{aligned}$$

Решение системы уравнений (6)–(9) в виде функционально-аналитических соотношений (10)–(14) получено Ю.В. Пятаковым [17].

Реализация решения связана с необходимостью вычисления интегралов в правых частях (11)–(14). Структура этих интегральных операторов во многом аналогична структуре интегральных операторов, рассматриваемых в задачах гравитационного потенциала. Поэтому для вычисления правых частей в соотношениях (11)–(14) целесообразно использовать технику решения прямых задач гравиметрии, рассмотренную в первой части статьи. Покажем это на примере вычисления составляющих решения $U_i(x)$, $P_i(x)$, определенных соотношениями (11).

Пусть D_n – вертикальная треугольная призма (рис. 2), имеющая избыточную плотность $\rho = \rho_n$. Тогда вектор скорости

$$u(x) = \eta^{-1} \int_{D_n} G(\xi, x) \cdot H(\xi) d_\xi V \quad (18)$$

и функция давления

$$p(x) = \int_{D_n} P(\xi, x) \cdot H(\xi) d_\xi V \quad (19)$$

будут представлять собой решение системы уравнений

$$-\nabla p(x) + \eta \nabla^2 u(x) + H(x) = 0, \quad (20)$$

$$\nabla u(x) = 0, \quad (21)$$

описывающей движение однородной вязкой среды $\eta = \text{const}$, обусловленное влиянием тела D_n с избыточной плотностью ρ_n . В соотношениях (18)–(20)

$$H(x) = \begin{cases} \rho_n \cdot g, & x \in D_n, \\ 0, & x \notin D_n. \end{cases} \quad (22)$$

Подставляя в соотношения (18), (19) выражения (15), (16), (22) для элементов $G(\xi, x)$, $P(\xi, x)$ и $H(x)$, получим аналитические выражения для компонент вектора скорости смещения среды $u(x)$ и функции давления $p(x)$:

$$u_m(x) = -\rho_n g (8\pi\eta)^{-1} \sum_{i=1}^2 [d_i \gamma_{3,m}^{(i)} v_i(x) + e_i(x)] \gamma_{3,3}^{(i)}, \quad m = 1, 2; \quad (23)$$

$$u_3(x) = -\rho_n g (8\pi\eta)^{-1} \left\{ \sum_{i=1}^2 [d_i \gamma_{3,3}^{(i)} v_i(x) + r_i(x)] \gamma_{3,3}^{(i)} + \right. \\ \left. + 2V(x) \right\}; \quad (24)$$

$$p(x) = -\rho_n g (4\pi)^{-1} \sum_{i=1}^2 \gamma_{3,3}^{(i)} v_i(x), \quad (25)$$

где

$$e_i(x) = \sum_{j=1}^3 \alpha_{i,j} \left[\beta_{2,1}^{(i,j)} (\gamma_{1,1}^{(i)} + \gamma_{1,2}^{(i)}) + \right. \\ \left. + \beta_{2,2}^{(i,j)} (\gamma_{2,1}^{(i)} + \gamma_{2,2}^{(i)}) \right] \gamma_{2,3}^{(i)} / 2,$$

$V(x)$, $v_i(x)$, $r_i(x)$, $\alpha_{i,j}$, d_i , $\gamma_{k,m}^{(i)}$, $\beta_{2,2}^{(i,j)}$ – те же, что и в выражениях (2)–(5) для расчета составляющей $V_{x_3}(x)$ гравитационного потенциала.

Из соотношений (23)–(25) видно, что все составляющие аналитических выражений для компонент геодинамического поля $u(x)$ и $p(x)$ полностью определены соответствующими аналитическими составляющими решения прямой задачи гравиметрии.

Тестирование алгоритма решения прямой задачи геодинамики

В качестве тестового примера рассматривается аномальное тело (рис. 2, а) – горизонтальная призма, моделирующая линзу разуплотненной астеносферы в акватории Охотской глубоководной котловины [18]. Вязкость η вмещающей среды (астеносферы) и самого тела постоянна и равна 10^{19} Па·с, аномальная плотность тела $\rho = -0,02$ г/см³. Горизонтальное (верхнее) основание призмы расположено на глубине 100 км перпендикулярно направлению вектора ускорения силы тяжести g . Размеры призмы по оси OX_1 составляют 500 км, по оси OX_3 – 250 км, а по оси OX_2 – 1000 км. Исходное тело разбивается системой типовых аппроксимирующих тел (рис. 1) – вертикальных призм так, как это показано на рис. 2, б.

Проверим, удовлетворяет ли алгоритм, реализующий решение (23)–(25), системе уравнений (20)–(22)?

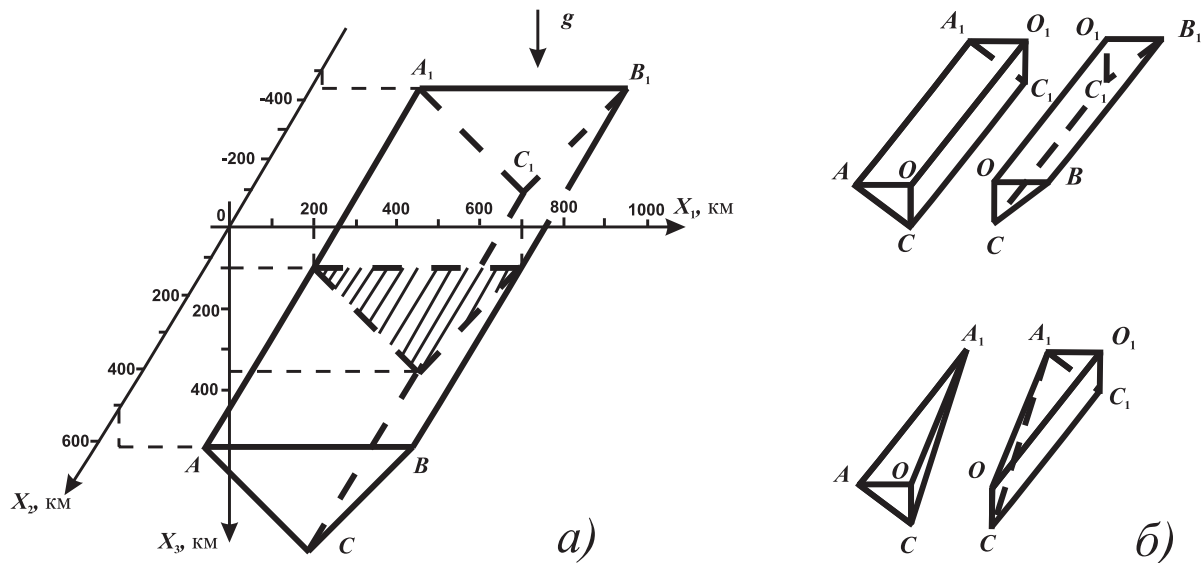


Рис. 2. К решению прямой задачи геодинамики: а) расположение тела аномальной плотности; б) аппроксимация тела системой вертикальных призм

Для этого рассмотрим дифференциальный оператор $A(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}))$:

$$A(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x})) = -\nabla p(\mathbf{x}) + \eta \nabla^2 \mathbf{u}(\mathbf{x}).$$

Построим аппроксимацию $A(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}))$ разностным оператором $\bar{A}(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}), \Delta)$, компоненты которого имеют вид:

$$A_k = -\Delta^{-1} [p(\mathbf{x} + \Delta / 2 \cdot \mathbf{i}_k) - p(\mathbf{x} - \Delta / 2 \cdot \mathbf{i}_k)] + \\ + \eta \Delta^{-2} [\sum_{j=1}^3 u_k(\mathbf{x} + \Delta / 2 \cdot \mathbf{i}_j) + u_k(\mathbf{x} - \Delta / 2 \cdot \mathbf{i}_j) - 6u_k(\mathbf{x})],$$

где $\mathbf{i}_k$ — k -й орт системы координат ($k=1,2,3$); u_k и p — компоненты вектора скорости и давления, вычисленные по формулам (23)–(25); Δ — приращение аргумента.

Тогда, вследствие непрерывности $\mathbf{u}(\mathbf{x})$, $p(\mathbf{x})$, представленных соотношениями (23)–(25), при $\Delta \rightarrow 0$ должно выполняться предельное соотношение вида: $\bar{A}(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}), \Delta) \rightarrow A(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}))$. В этом случае из уравнения (20) следует, что при $\Delta \rightarrow 0$ должно выполняться предельное соотношение вида:

$$\bar{A}(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}), \Delta) + \mathbf{H}(\mathbf{x}) \rightarrow 0. \quad (26)$$

Проверку соотношения (26) выполним расчетом в точках, расположенных вне и внутри тела (рис. 2, а). Результаты представлены в табл. 3.

Аналогично, заменим оператор $\nabla \mathbf{u}(\mathbf{x})$ в (21) его конечно-разностной аппроксимацией:

$$\bar{d}(\mathbf{u}(\mathbf{x}), \Delta) = \\ = \Delta^{-1} \sum_{k=1}^3 (u_k(\mathbf{x} + \Delta / 2 \cdot \mathbf{i}_k) - u_k(\mathbf{x} - \Delta / 2 \cdot \mathbf{i}_k)).$$

Тогда при $\Delta \rightarrow 0$ в соответствии с уравнением (21) должно выполняться предельное соотношение

$$\bar{d}(\mathbf{u}(\mathbf{x}), \Delta) \rightarrow 0. \quad (27)$$

Таблица 3. Результаты расчета $\bar{A}(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}), \Delta) + \mathbf{H}(\mathbf{x})$ в точках, расположенных вне и внутри тела

Расчетные точки	Координаты расчетной точки, км			Компоненты $\bar{A}(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}), \Delta) + \mathbf{H}(\mathbf{x})$	Численные значения компонент $\bar{A}(\eta, \mathbf{u}(\mathbf{x}), p(\mathbf{x}), \Delta) + \mathbf{H}(\mathbf{x})$, при разных величинах приращения Δ		
	x_1	x_2	x_3		$\Delta=100$ км	$\Delta=1$ км	$\Delta=0,01$ км
Вне тела	0	0	100	A_1	$-1,0 \cdot 10^0$	$1,9 \cdot 10^{-7}$	$-1,0 \cdot 10^{-10}$
				A_3	$1,0 \cdot 10^0$	$1,9 \cdot 10^{-7}$	$-3,2 \cdot 10^{-11}$
	100	0	500	A_1	$4,6 \cdot 10^{-1}$	$4,4 \cdot 10^{-8}$	$4,7 \cdot 10^{-11}$
				A_3	$-6,4 \cdot 10^{-4}$	$-5,7 \cdot 10^{-8}$	$-5,8 \cdot 10^{-11}$
	450	0	50	A_1	0,0	0,0	0,0
				A_3	$-8,5 \cdot 10^{-1}$	$2,8 \cdot 10^{-7}$	$1,8 \cdot 10^{-10}$
Внутри тела	300	0	250	A_1	$9,9 \cdot 10^{-2}$	$9,3 \cdot 10^{-7}$	$1,8 \cdot 10^{-10}$
				A_3	$6,8 \cdot 10^{-2}$	$8,1 \cdot 10^{-7}$	0,0
	450	0	325	A_1	0,0	0,0	0,0
				A_3	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-6}$	0,0
	450	0	350	A_1	0,0	0,0	0,0
				A_3	$2,0 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$	0,0

Как следует из результатов, приведенных в табл. 3 и 4, решение, представленное соотношениями (23)–(25), с высокой точностью удовлетворяют исходной системе уравнений (20)–(22).

Тестирование решения, результаты которого приведены в табл. 3 и 4, позволяет выявить возможные ошибки (неточности) в определении подинтегральных функций, включающих разностные соотношения, в которых фигурируют операции вычисления близких по значению величин.

В качестве **дополнительного тестового примера** приводим результаты расчетов (табл. 5) компонент вектора $\mathbf{u}(\mathbf{x})$ и функции $p(\mathbf{x})$ по формулам (23)–(25) и методом численного интегрирования выражений (18,19), выполненных в точке, внешней по отношению к телу (рис. 2, а). Координаты расчетной точки (в км): $x_1=50$, $x_2=50$, $x_3=50$.

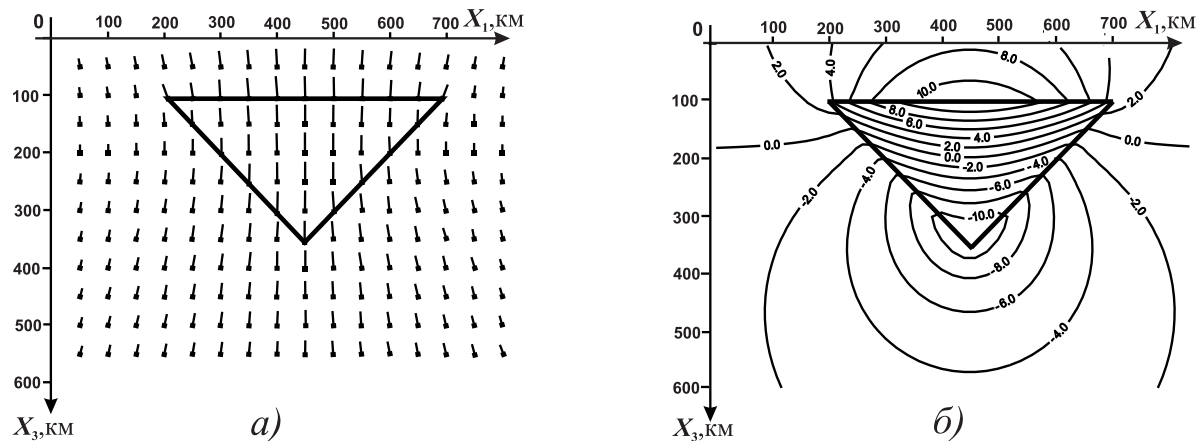


Рис. 3. К расчету геодинамического поля тектоносферы Охотоморской глубоководной котловины: а) распределение векторов мгновенной скорости смещения $\mathbf{u}(\mathbf{x})$ среды, ($|\mathbf{u}_{\max}|=8,7$ м/год); б) распределение избыточного давления $p(\mathbf{x})$ в МПа. Пояснения в тексте

Таблица 4. Результаты расчета $\bar{d}(\mathbf{u}(\mathbf{x}), \Delta) \times \eta$

Расчетные точки	Координаты расчетной точки, км			Численные значения, $\bar{d}(\mathbf{u}(\mathbf{x}), \Delta) \times \eta$, при разных значениях приращения Δ			
	x_1	x_2	x_3	$\Delta=100$ км	$\Delta=1$ км	$\Delta=0,01$ км	$\Delta=0,0001$ км
Вне тела	0	0	100	$-5,0 \cdot 10^1$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-9}$	$4,9 \cdot 10^{-11}$
	100	0	500	$2,3 \cdot 10^1$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^{-9}$	$3,0 \cdot 10^{-11}$
	450	0	50	$3,5 \cdot 10^1$	$-1,9 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-9}$	$-1,1 \cdot 10^{-12}$
Внутри тела	300	0	250	$-2,3 \cdot 10^0$	$-1,1 \cdot 10^{-4}$	$-1,1 \cdot 10^{-8}$	$-2,8 \cdot 10^{-11}$
	450	0	325	$1,2 \cdot 10^0$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-8}$	$1,3 \cdot 10^{-12}$
	450	0	350	$1,8 \cdot 10^0$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-8}$	$2,2 \cdot 10^{-11}$

Таблица 5. Результаты тестового расчета геодинамических параметров тектоносферы – компонент вектора скорости смещения $\mathbf{u}(\mathbf{x})$ и давления $p(\mathbf{x})$. Точка расчета внешняя и удаленная по отношению к аномальному телу

Компоненты $\mathbf{u}(\mathbf{x})$, $p(\mathbf{x})$	Расчет по аналитическим формулам (23)–(25)	Расчет методом численного интегрирования (в Mathcad)
u_1 , м/год	$-9,60420146 \cdot 10^{-1}$	$-9,60420146 \cdot 10^{-1}$
u_2 , м/год	$5,64268622 \cdot 10^{-2}$	$5,64268622 \cdot 10^{-2}$
u_3 , м/год	$-3,56608779 \cdot 10^0$	$-3,56608779 \cdot 10^0$
p , МПа	$1,73527102 \cdot 10^0$	$1,73527102 \cdot 10^0$
Время расчета, с	$9,1 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$

На рис. 3 представлены результаты расчетов поля мгновенных скоростей смещения среды $\mathbf{u}(\mathbf{x})$ и давления $p(\mathbf{x})$, обусловленные влиянием аномального тела, взятого в качестве тестового примера (рис. 2, а). Расчеты проводились в плоскости симметрии аномального тела ($x_2=0$). Количество расчетных точек 176, время расчета $1,6 \cdot 10^{-2}$ с.

Полученного распределения скорости смещения среды не противоречит следствиям геодинамической концепции [12] в зоне субдукции. Ко-

нечно, полученные результаты не вполне корректны, т. к. для примера рассчитаны составляющие только объемных потенциалов (11). Кроме того, нужно учитывать, что над астеносферой расположен 100 км слой литосферы, вязкость которого $\approx 10^{21}$ Па·с. Этой слой естественно и по определению (18) на два порядка «гасит» значения скорости.

Используя различные композиции из типовых аппроксимирующих тел можно со сколь угодно точностью строить модели различных участков тектоносферы Земли и рассчитывать их геодинамическое состояние.

Выводы

1. На основе типовой методики получено новое аналитическое решение прямой задачи гравиметрии для типового аппроксимирующего элемента – вертикальной треугольной призмы с линейным законом изменения плотности от глубины. На тестовых примерах показаны устойчивость, точность и быстродействие решения в точках, внешних и внутренних по отношению к среде.
2. Решение прямой задачи геодинамики представлено совокупностью потенциалов объемных, простого и двойного слоя. Численная реализация задачи выполнена с использованием типового решения прямых задач гравиметрии. На тестовых примерах продемонстрированы устойчивость, точность и быстродействие алгоритма решения прямой задачи геодинамики.
3. Полученные алгоритмы решения прямых задач могут быть использованы как универсальные для обработки данных наземной, шахтной и скважинной гравиразведки, а также для построения геодинамических моделей тектоносферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Старостенко В.И. Гравитационное поле однородных n-угольных пластин и порождаемых ими призм: обзор // Физика Земли. — 1998. — № 3. — С. 37–53.
2. Страхов В.Н., Лапина М.И. Прямая и обратная задачи гравиметрии и магнитометрии для произвольных однородных многогранников // Теория и практика интерпретации гравитационных и магнитных полей в СССР. — Киев: Наукова думка, 1983. — С. 3–87.
3. Страхов В.Н., Лапина М.Н. Прямые задачи гравиметрии и магнитометрии для однородных многогранников // Геофизический журнал. — 1986. — Т. 8. — № 6. — С. 20–31.
4. Старостенко В.И., Легостаева О.В. Прямая задача гравиметрии для неоднородной произвольно усеченной вертикальной прямоугольной призмы // Физика Земли. — 1998. — № 12. — С. 31–44.
5. Исаев В.И., Гуленок Р.Ю., Лобова Г.А. Интерпретация данных высокоточной гравиразведки. Трехмерность объектов // Известия Томского политехнического университета. — 2012. — Т. 320. — № 1. — С. 98–104.
6. Пятаков Ю.В., Исаев В.И. Методы решения прямых задач гравиметрии // Известия Томского политехнического университета. — 2012. — Т. 320. — № 1. — С. 105–110.
7. Исаев В.И., Пятаков Ю.В. Решение прямой задачи гравиметрии для трёхмерных блоково-градиентно-слоистых сред // Геофизический журнал. — 1990. — Т. 12. — № 3. — С. 72–79.
8. Голиздра Г.Я. Основные методы решения прямой задачи гравиразведки на ЭВМ // Региональная, разведочная и промысловая геофизика. — М.: ВИЭМС, 1977. — 98 с.
9. Кравцов Г.Г. Поле притяжения многогранников переменной плотности // Записки Ленинградского горного института. — 1978. — Вып. 66. — С. 8–17.
10. Балк П.И., Балк Т.В., Носырев В.И. Об аналитическом решении трехмерной прямой задачи гравиразведки в случае переменной плотности возмущающих масс // Известия вузов. Сер. Геология и разведка. — 1976. — № 4. — С. 121–129.
11. Программы по математическому обеспечению обработки и интерпретации геолого-геофизических материалов на ЭВМ / под ред. В.Н. Яковлева. — Л.: Изд-во НПО «Рудгеофизика», 1982. — 354 с.
12. Артюшков Е.В. Геодинамика. — М.: Наука, 1979. — 328 с.
13. Косыгин В.Ю. Гравитационное поле и плотностные модели тектоносферы Северо-Запада Тихого океана. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. — 201 с.
14. Маслов Л.А., Комова О.С. Численное моделирование глубинных геодинамических процессов в активных окраинах // Физика Земли. — 1990. — № 3. — С. 53–60.
15. Михлин С.Г. Курс математической физики. — СПб.: Изд-во «Лань», 2002. — 576 с.
16. Трёхмерные задачи математической теории упругости и термоупругости / под ред. В.Д. Купрадзе. — М.: Наука, 1976. — 664 с.
17. Пятаков Ю.В. Трёхмерная задача динамики сильно вязкой несжимаемой многокомпонентной гравитирующей среды. I. Постановка и алгоритм решения задачи // Геофизический журнал. — 2005. — Т. 27. — № 3. — С. 387–392.
18. Красный М.Л., Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан // Тихоокеанская геология. — 1985. — Т. 4. — № 6. — С. 36–48.

Поступила 27.04.2012 г.

УДК 517.958:532.546+556.332.52+556.334+517.551+517.584

АНАЛИТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ УСТАНОВИВШЕГОСЯ ВОЛНОВОГО ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В НАПОРНОМ ПЛАСТЕ С ПЕРЕТЕКАНИЕМ

Т.Ю. Заведий, Л.Я. Ерофеев*

ОАО «Сибирский химический комбинат», г. Северск

*Томский политехнический университет

E-mail: taras_zavedy@mail333.com

Выполнена практическая аппроксимация модифицированной функции Бесселя второго рода нулевого порядка (функция Макдональда) и производных от нее расширенных функций комплексного аргумента применительно для случая решения задачи волновой гидрогеодинамики об установившихся гармонических колебаниях уровня подземных вод в бесконечном по простиранию напорном пласте с перетеканием. Показана принципиальная возможность упрощения сложного решения с перетеканием и сведения его к решению более простой аналогичной задачи для изолированного пласта.

Ключевые слова:

Волновая гидрогеодинамика, установившийся колебательный режим, напорный пласт с перетеканием, асимптотические аппроксимации функций Бесселя, функция Макдональда от комплексного аргумента.

Key words:

Wave hydrogeodynamics, steady oscillatory regime in aquifers, confined aquifer with leakage, asymptotical approximations of Bessel functions, McDonald function with complex input values.

Бесконечный по простиранию напорный пласт с перетеканием с точки зрения аналитической теории решения прикладных гидрогеологических задач является, пожалуй, одним из сложных случаев [1, 2], причем дальнейшее усложнение гидрогеодинамической модели такого пласта зачастую требует уже применения численного моделирования на ПЭВМ в специализированных приложениях. С этих позиций, в качестве цели работы, интересно рассмотреть получение аналитического решения и практическое упрощение этого решения для задачи о затухании амплитуды установившихся гармонических колебаний, возбуждаемых на стенке скважины [3] в бесконечном напорном пласте постоянной толщины при наличии перетекания.

Дифференциальное уравнение для приращения напора подземных вод $S(r, t)$ при таких условиях примет следующий вид [1, 2]:

$$\frac{1}{a} \frac{\partial S(r, t)}{\partial t} = \left(\frac{\partial^2 S(r, t)}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial S(r, t)}{\partial r} \right) - b^2 S(r, t), \quad (1)$$

где r – радиус от источника волнового возмущения (скважина), м; t – время, с; r_0 – радиус стенки скважины, м; A_1 – начальная амплитуда колебаний в

скважине, м; $b = \sqrt{\frac{\chi}{T}} = \frac{1}{B}$ – параметр перетекания,

1/м, обратно пропорциональный фактору перетекания B ; χ – коэффициент перетока разделяющих водоупоров, 1/с; T – водопроницаемость пласта, м²/с; a – пьезопроводность пласта, м²/с; ω – угловая частота периодического процесса, с⁻¹. Граничные условия на стенке скважины и на бесконечности: $S(r, t)_{r=r_0} = A_1 \sin \omega t$, $S(r, t)_{r \rightarrow \infty} = 0$.

Решение (1) для установившегося гармонического процесса без начальных условий ищется в комплексном виде [3, 4]:

$$S(r, t) = A(r) e^{i \omega t}. \quad (2)$$

Подстановка (2) в (1) после сокращений приводит для функции затухания комплексной амплитуды $A(r)$ к уравнению эллиптического типа [4]:

$$\frac{\partial^2 A(r)}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial A(r)}{\partial r} - \left(\frac{i \omega}{a} + b^2 \right) A(r) = 0, \quad (3)$$

с граничными условиями на стенке скважины и на бесконечности: $A(r)_{r=r_0} = A_1$, $A(r)_{r \rightarrow \infty} = 0$.

Дифференциальное уравнение (3) путем простых преобразований сводится к удобному безразмерному виду:

$$\frac{\partial^2 A}{\partial \rho^2} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial A}{\partial \rho} - (i + \beta) A = 0, \quad (4)$$

где $\rho = r/r_p = r \sqrt{\frac{\omega}{a}}$ – безразмерный радиус от источника

точника волнового возмущения; r_p – характеристический радиус влияния периодического процесса; β – волновой параметр перетекания, имеющий простую интерпретацию – это квадрат отношения $\beta = (r_p/B)^2$ характеристического радиуса влияния периодического процесса и фактора перетекания.

Решение (4) известно [4, 5] и записывается в виде:

$$A(\rho) = C_1 K_0(\sqrt{i + \beta} \cdot \rho) + C_2 I_0(\sqrt{i + \beta} \cdot \rho), \quad (5)$$

где $I_0(x)$ – модифицированная функция Бесселя первого рода нулевого порядка (функция Инфельда); $K_0(x)$ – модифицированная функция Бесселя второго рода нулевого порядка (функция Макдональда); C_1 , C_2 – постоянные интегрирования, из граничных условий (1) и асимптотических свойств $I_0(x)$ очевидно, что $C_2 = 0$.

В математической физике известно, что функция Макдональда от комплексного аргумента вида $\sqrt{i x}$ может быть представлена двумя отдельными функциями от вещественного аргумента x , так называемыми функциями Томсона (Кельвина) – $\ker(x)$ и $\kei(x)$ [4]:

$$K_0(\sqrt{i} \cdot x) = \ker(x) + i \cdot \operatorname{kei}(x). \quad (6)$$

Тогда, по аналогии с (6) для вычисления и анализа полученного решения (5), необходимо ввести расширенные функции Томсона:

$$K_0(\sqrt{i + \beta} \cdot x) = \operatorname{Ker}(x, \beta) + i \cdot \operatorname{Kei}(x, \beta) \quad (7)$$

причем очевидно, что при $\beta=0$ расширенное выражение (7) переходит в (6).

Окончательно решение (1), с учетом (5) и (7), для варианта экспоненциального представления комплексного числа запишется в виде:

$$S(\rho, t) = A_1 \sqrt{\frac{\operatorname{Ker}^2(\rho, \beta) + \operatorname{Kei}^2(\rho, \beta)}{\operatorname{Ker}^2(\rho_0, \beta) + \operatorname{Kei}^2(\rho_0, \beta)}} \times e^{i \left[\omega t + \arctg \left(\frac{\operatorname{Kei}(\rho, \beta)}{\operatorname{Ker}(\rho, \beta)} \right) \right]} \quad (8)$$

где $\rho_0 = r_0/r_p$ — безразмерный радиус стенки скважины.

Собственно, в дальнейшем, интерес представляет только первая подкоренная часть выражения (8), поскольку именно она характеризует максимально возможную амплитуду колебаний, а комплексная экспонента — вторая часть выражения (8), в таком случае, для решения задачи (1) представляет меньший интерес, поскольку описывает пространственное запаздывание фазы колебаний и сами периодические колебания во времени.

Если с вышеприведенными выкладками по получению аналитического выражения решения (1) не возникло значимых затруднений, то практический расчет расширенных цилиндрических функций Томсона представляет довольно серьезную задачу вычислительной математики. Чтобы проиллюстрировать всю сложность, достаточно привести выражения рядов Тейлора—Маклорена для введенных в этой работе расширенных функций Томсона, которые легко выводятся с учетом аналогичных выражений для $\ker(x)$ и $\operatorname{kei}(x)$ из [5, 6]:

$$\begin{aligned} \operatorname{Ker}(x, \beta) &= \Re[K_0(\sqrt{i + \beta} x)] = \\ &= - \left[\operatorname{Ber}(x, \beta) \left(C + \ln \left(\frac{1}{2} \sqrt{1 + \beta^2} x \right) \right) - \right. \\ &\quad \left. - \operatorname{Bei}(x, \beta) \frac{1}{2} \arctg \frac{1}{\beta} \right] + \\ &\quad + \sum_{n=0}^{\infty} \frac{x^{2n}}{2^{2n} (n!)^2} \sum_{l=1}^n \frac{1}{l} \sum_{k=0}^{\lfloor \frac{n}{2} \rfloor} (-1)^k C_{2k}^n \beta^{n-2k}, \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} \operatorname{Kei}(x, \beta) &= \Im[K_0(\sqrt{i + \beta} x)] = \\ &= - \left[\operatorname{Bei}(x, \beta) \left(C + \ln \left(\frac{1}{2} \sqrt{1 + \beta^2} x \right) \right) + \right. \\ &\quad \left. + \operatorname{Ber}(x, \beta) \frac{1}{2} \arctg \frac{1}{\beta} \right] + \\ &\quad + \sum_{n=0}^{\infty} \frac{x^{2n}}{2^{2n} (n!)^2} \sum_{l=1}^n \frac{1}{l} \sum_{k=0}^{\lfloor \frac{n+1}{2} \rfloor - 1} (-1)^k C_{2k+1}^n \beta^{n-(2k+1)}, \end{aligned} \quad (10)$$

где скобки $\lfloor n/2 \rfloor$ обозначают операцию округления $n/2$ до ближайшего меньшего целого;

$$\operatorname{Ber}(x, \beta) = \Re[I_0(\sqrt{i + \beta} x)] =$$

$$= \sum_{n=0}^{\infty} \frac{x^{2n}}{2^{2n} (n!)^2} \sum_{k=0}^{\lfloor \frac{n}{2} \rfloor} (-1)^k C_{2k}^n \beta^{n-2k};$$

$$\operatorname{Bei}(x, \beta) = \Im[I_0(\sqrt{i + \beta} x)] =$$

$$= \sum_{n=0}^{\infty} \frac{x^{2n}}{2^{2n} (n!)^2} \sum_{k=0}^{\lfloor \frac{n+1}{2} \rfloor - 1} (-1)^k C_{2k+1}^n \beta^{n-(2k+1)}.$$

Из общей специфики вычисления значений функции Макдональда следует отметить, что ряды (9, 10) для задач прямых математических расчетов практически бесполезны, поскольку требуют учета очень большого количества членов ряда и фактически обеспечивают приемлемую сходимость для значений аргумента x не более 4...4,5. В подобной ситуации необходимо использовать для получения новых вычислительных аппроксимирующих выражений асимптотические свойства цилиндрических функций, что широко применяется в различных расчетных схемах [7].

Но с другой стороны, прежде всего для задач геологических дисциплин, часто возникает необходимость получения еще и максимально простых выражений аппроксимации специальных функций математической физики, что обычно требуется для интерпретации и оценочных полевых расчетов, производимых с невысокой точностью, без применения сложных вычислительных средств и алгоритмов. Одним из таких примеров компромисса между точностью и простотой задания аппроксимации является полученное авторами работы базовое кусочно-аппроксимирующее выражение цилиндрической функции Макдональда $K_0(x)$ для двух интервалов задания значений аргумента $(0, 1)$, $[1, \infty]$ с простым дробно-рациональным заданием коэффициентов при степенях аргумента и удобным максимально точным сопряжением в окрестности аргумента $x=1$.

$$\begin{aligned} K_0(x) &\approx \\ &\approx \begin{cases} - \left(C + \ln \frac{x}{2} \right) \cdot \left(1 + \frac{117}{107} \cdot \frac{x^2}{4} \right) + \frac{117}{107} \cdot \frac{x^2}{4}, & x < 1; \\ \sqrt{\frac{\pi}{2}} \cdot \frac{e^{-x}}{\sqrt{x}} \left(1 - \frac{1}{(8x + 7/2)} \right), & x \geq 1. \end{cases} \end{aligned} \quad (11)$$

Модуль абсолютной погрешности сопряжения в точке $x=1$ равен $1,19761 \cdot 10^{-5}$. Значения функции, рассчитанные по (11), сравнивались с точными значениями для $K_0(x)$ из [8]. Результаты сравнения приведены на рис. 1.

Из рис. 1 видно, что максимальная относительная погрешность аппроксимации не превышает 1,45 %, для интерпретационных решений гидрогеологических задач это вполне приемлемо. Максимум погрешности аппроксимации лежит в интервале значений аргумента x $[0,5...0,9]$. Это об-

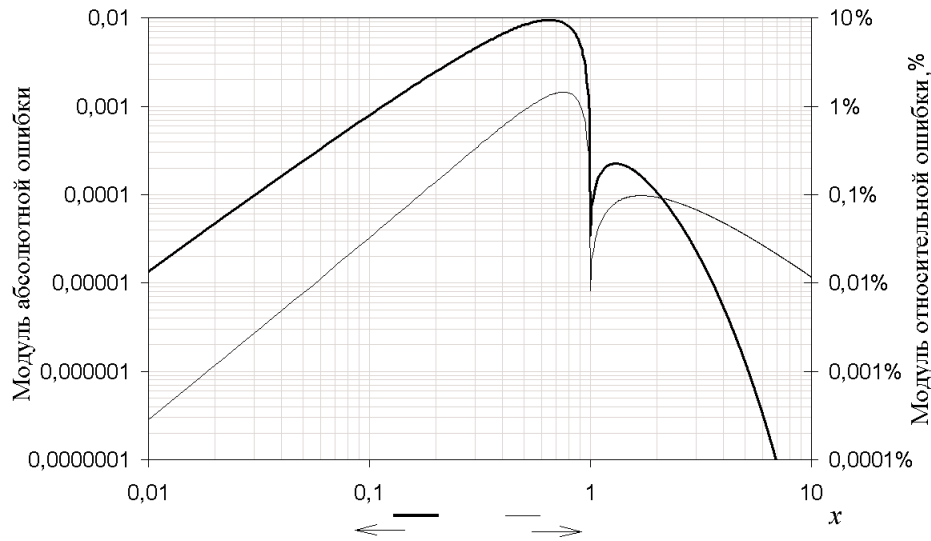


Рис. 1. Зависимость ошибки аппроксимации $K_0(x)$ от аргумента x

условлено тем, что уменьшение погрешности аппроксимации (по асимптотическим свойствам) наблюдается у аппроксимированной функции $K_0(z)$ при $x \rightarrow 0$ либо при $x \rightarrow \infty$. За исключением интервала значений аргумента $[0,17...1,0]$, модуль относительной погрешности аппроксимации не превышает 0,1 %, а в указанном интервале относительная погрешность аппроксимации не превышает 1,45 %.

Далее, из аппроксимирующего выражения (11), можно получить комплексное решение для вещественной и мнимой частей $K_0(z)$ при произвольном комплексном значении аргумента $z=v+iw$ для первого выражения из (11) при $(0 < |z| < 1)$:

$$\begin{aligned} K_0(z) &\approx -\left(C + \ln \frac{z}{2}\right) \left(1 + \frac{117}{107} \frac{z^2}{4}\right) + \frac{117}{107} \frac{z^2}{4} = \\ &= -\left(C + \ln \frac{1}{2} \sqrt{v^2 + w^2} + i \operatorname{arctg} \frac{w}{v}\right) \left(1 + \frac{117}{428} (v^2 - w^2 + 2ivw)\right) + \\ &\quad + \frac{117}{428} (v^2 - w^2 + 2ivw) = \\ &= -\left[\left(C + \ln \frac{1}{2} \sqrt{v^2 + w^2}\right) \times \right. \\ &\quad \left. \left(1 + \frac{117}{428} (v^2 - w^2)\right) - \frac{117}{428} 2vw \operatorname{arctg} \frac{w}{v}\right] + \\ &\quad -i \left[\frac{117}{428} (v^2 - w^2) - \right. \\ &\quad \left. \left(2vw \left(C + \ln \frac{1}{2} \sqrt{v^2 + w^2}\right) + \right. \right. \\ &\quad \left. \left. + \left(1 + \frac{117}{428} (v^2 - w^2)\right) \operatorname{arctg} \frac{w}{v} - \frac{117}{428} 2vw\right)\right]. \end{aligned} \quad (12)$$

Аналогичным образом получено комплексное решение для вещественной и мнимой частей $K_0(z)$ из аппроксимационного выражения (11) при произвольном комплексном значении аргумента $z=v+iw$ для второй части выражения при $|z| \geq 1$.

$$\begin{aligned} K_0(z) &\approx \sqrt{\frac{\pi}{2}} \cdot \frac{e^{-z}}{\sqrt{z}} \left(1 - \frac{1}{(8z + 7/2)}\right) = \\ &= \sqrt{\frac{\pi}{2}} \cdot \frac{e^{-z}}{\sqrt{z}} \left(\frac{16z + 5}{16z + 7}\right) = \\ &= \sqrt{\frac{\pi}{2}} \cdot \frac{e^{-(v+iw)}}{\sqrt{(v+iw)}} \times \\ &\quad \times \left(\frac{(256(v^2 + w^2) + 192v + 35) + i32w}{(16v + 7)^2 + 256w^2}\right), \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} \operatorname{Re}[K_0(z)] &\approx \\ &\approx \sqrt{\frac{\pi}{2}} \cdot e^{-v} \left\{ \frac{\left(-(256(v^2 + w^2) + 192v + 35) \times \right. \right. \\ &\quad \left. \left. \times \cos\left(w + \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{w}{v}\right) + \right. \right. \\ &\quad \left. \left. + 32w \cdot \sin\left(w + \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{w}{v}\right) \right)}{((16v + 7)^2 + 256w^2) \sqrt{v^2 + w^2}} \right\}, \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \operatorname{Im}[K_0(z)] &\approx \\ &\approx \sqrt{\frac{\pi}{2}} \cdot e^{-v} \left\{ \frac{\left(-(256(v^2 + w^2) + 192v + 35) \times \right. \right. \\ &\quad \left. \left. \times \sin\left(w + \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{w}{v}\right) + \right. \right. \\ &\quad \left. \left. + 32w \cdot \cos\left(w + \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{w}{v}\right) \right)}{((16v + 7)^2 + 256w^2) \sqrt{v^2 + w^2}} \right\}, \end{aligned} \quad (15)$$

Из (13) получены выражения (14), (15) для мнимой и вещественной частей. В дальнейшем удобно будет видоизменить аргумент расширенных функций Томсона в несколько иной форме записи для входных переменных, чем в (9), (10): $\text{Kei}^*(v, w) = \Im[K_0(z)]$, $\text{Ker}^*(v, w) = \Re[K_0(z)]$, тогда амплитудная часть решения (8) запишется в следующем безразмерном виде:

$$\frac{A(\rho)}{A_1} = \frac{|K_0(z, \beta)|}{|K_0(z_0, \beta)|} = \frac{\sqrt{\left(\text{Ker}^{*2}(v(\rho, \beta), w(\rho, \beta)) + \text{Kei}^{*2}(v(\rho, \beta), w(\rho, \beta))\right)}}{\sqrt{\left(\text{Ker}^{*2}(v(\rho_0, \beta), w(\rho_0, \beta)) + \text{Kei}^{*2}(v(\rho_0, \beta), w(\rho_0, \beta))\right)}}, \quad (16)$$

где

$$\begin{aligned} z &= v + iw = \sqrt{i + \beta} \rho = \\ &\rho \sqrt[4]{1 + \beta^2} \cos\left(\frac{1}{2} \text{arctg}(\beta)\right) + \\ &+ i \rho \sqrt[4]{1 + \beta^2} \sin\left(\frac{1}{2} \text{arctg}(\beta)\right); \\ z_0 &= v_0 + iw_0 = \sqrt{i + \beta} \rho_0 = \\ &\rho_0 \sqrt[4]{1 + \beta^2} \cos\left(\frac{1}{2} \text{arctg}(\beta)\right) + \\ &+ i \rho_0 \sqrt[4]{1 + \beta^2} \sin\left(\frac{1}{2} \text{arctg}(\beta)\right); \\ v(\rho, \beta) &= \rho \sqrt[4]{1 + \beta^2} \cos\left(\frac{1}{2} \text{arctg}(\beta)\right); \\ w(\rho, \beta) &= \rho \sqrt[4]{1 + \beta^2} \sin\left(\frac{1}{2} \text{arctg}(\beta)\right). \end{aligned}$$

Ниже приведен пример расчета затухания гармонических колебаний, возбуждаемых в одной скважине в зависимости от увеличения радиального удаления. Для типичных значений радиуса многих обсаженных скважин, равных в среднем 0,1 м и для значений характеристического радиуса периодического процесса, например равного $r_p = 7,98$ км (при периоде колебаний 400 суток и пьезопроводности $a = 1 \cdot 10^6 \text{ м}^2/\text{сут}$), безразмерный радиус стенки скважины $\rho = r_0/r_p$ будет равен $1,25 \cdot 10^{-5}$. Поэтому в знаменателе выражения (16) уверенно можно использовать аппроксимирующие выражения для модуля аргумента z меньше 1 (12).

Результаты расчета по (16) для интервала задаваемых значений волнового параметра перетекания $0 \leq \beta \leq 1$ дополнительно выявили одну очень важную особенность у полученных графиков. С увеличением значения волнового параметра перетекания β радиальное затухание колебаний происходит быстрее, но самое главное, по такой же подобной функциональной зависимости, как

и в случае $\beta = 0$, только с большим наклоном на логарифмическом графике. Т. е. вычисление корня из суммы квадратов расширенных функций Томсона (16), по крайней мере при $0 \leq \beta \leq 1$, всегда можно аппроксимировать более удобными для расчета функциями Томсона — $\text{ker}(k(\beta) \cdot \rho)$ и $\text{kei}(k(\beta) \cdot \rho)$ с коэффициентом масштабирования $k(\beta)$ входной переменной ρ , что в несколько иной форме записи будет выглядеть как:

$$|K_0(\rho \sqrt{i + \beta})| \approx |K_0(k(\beta) \rho \sqrt{i})|. \quad (17)$$

Графики решения (16) с использованием аппроксимации (12, 14, 15) расширенных функций Томсона при различных задаваемых значениях волнового параметра перетекания β изображены на рис. 2. Т. е. результаты расчета (16) довольно легко были аппроксимированы более простым выражением (17) с максимально точным совмещением кривых на графике с логарифмическим отображением оси ординат. Другими словами, аппроксимирующее упрощение решения (1) для определенного автора работы выражения корректирующего коэффициента масштабирования $k(\beta)$ аргумента с учетом (16, 17) будет выглядеть как

$$\frac{A(\rho)}{A_1} = \frac{|K_0(\rho \sqrt{i + \beta})|}{|K_0(\rho_0 \sqrt{i + \beta})|} \approx \frac{|K_0(\rho \cdot (1 + 0,5158\beta))|}{|K_0(\rho_0 \cdot (1 + 0,5158\beta))|} \quad \text{при } 0 \leq \beta \leq 1.$$

На рис. 2 в иллюстративных целях специально показан рост погрешности сопряжения в точке $\rho = 1$ при увеличении значения волнового параметра перетекания β . В дальнейшем, при разработке вычислительных алгоритмов аппроксимации функции (7), необходимо всегда предусматривать коррекцию коэффициентов аппроксимирующего выражения для лучшего сопряжения двух решений в точке $\rho = 1$. Это особенно актуально при больших значениях $\beta > 1$. Однако эти вопросы необходимо будет рассматривать в отдельной работе, более ориентированной на математические аспекты проблемы. Другими словами, ухудшение погрешности сопряжения при кусочной аппроксимации функций с комплексным аргументом должно всегда учитываться, поскольку хорошая точность сопряжения, достигнутая в случае чисто вещественного аргумента, например как в (11), на комплексной плоскости при сопряжении двух кусочно-аппроксимирующих выражений может стать уже недопустимо большой даже при небольшом удалении от вещественной оси x .

Таким образом, сложное решение ур. (1) о радиальном затухании амплитуды гармонических колебаний в бесконечном напорном пласте с перетеканием на интервале значений $\beta \leq 1$ приближенно можно рассматривать как решение задачи о затухании колебаний в изолированном напорном пласте с несколько измененной эквивалентной пьезопроводностью a^* :

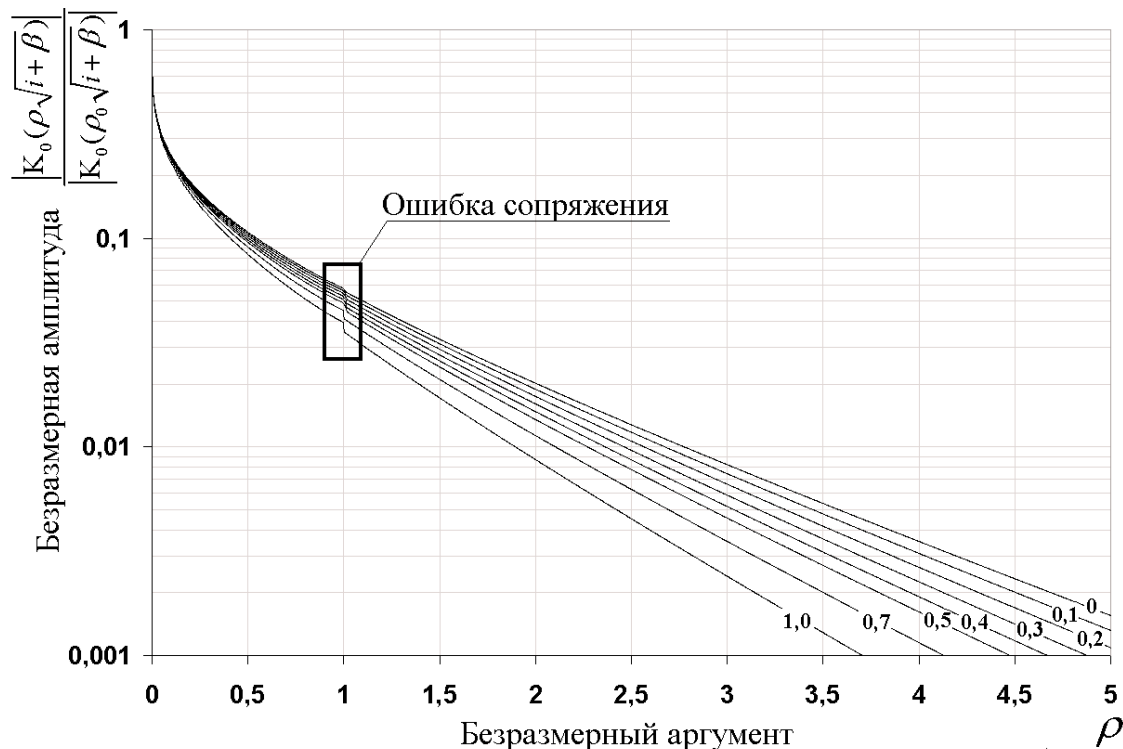


Рис. 2. Результаты расчета расширенной функции Макдональда с комплексным аргументом в зависимости от безразмерного радиуса: подписи кривых – значения β

$$a^* = \frac{a}{(1 + 0,5158\beta)^2} \text{ при } 0 \leq \beta \leq 1. \quad (18)$$

На простом физическом уровне полученный результат – выражение (18), легко может быть объяснен. При наличии непроницаемых водоупорных слоев затухание колебаний происходит только плоскорадиально в пределах изолированного пласта. А при перетекании радиальное затухание будет дополнительно усиливаться за счет передачи части энергии колебаний в вертикальном направлении из пласта через слабопроницаемые водоупорные слои. По аналогии с решением задачи о затухании гармонических колебаний в изолированном пласте, такое дополнительное усиление затухания ко-

лебаний в пласте с перетеканием при радиальном удалении от источника колебаний будет эквивалентно уменьшению значения пьезопроводности.

Выводы

Задача о радиальном затухании установившихся гармонических колебаний в напорном пласте с перетеканием может быть эквивалентно аппроксимирована решением аналогичной задачи для случая изолированного пласта с пересчитанным значением эквивалентной пьезопроводности. Пересчитанная эквивалентная пьезопроводность будет меньше фактической, что учитывает дополнительное затухание энергии колебаний при перетекании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шестаков В.М. Гидрогеодинамика. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 368 с.
2. Синдаловский Л.Н. Справочник аналитических решений для интерпретации результатов опытно-фильтрационных опробований. – СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2006. – 769 с.
3. Овчинников М.Н. Интерпретация результатов исследований пластов методом фильтрационных волн давления. – Казань: ЗАО «Новое знание», 2003. – 181 с.
4. Бузинов С.Н., Умрихин И.Д. Исследование нефтяных и газовых скважин и пластов. – М.: Недра, 1984. – 269 с.
5. Oldham K.B., Myland J.C., Spanier J. An Atlas of Functions: With Equator, the Atlas Function Calculator. – N.Y.: Springer, 2008. – 748 p.

6. Zhang S., Jin J. Computation of special functions. – N.Y.: John Wiley & Sons, Inc, 1996. – 717 p.
7. Люк Ю. Специальные математические функции и их аппроксимации. – М.: Мир, 1980. – 608 с.
8. Математический электронный ресурс для on-line расчета значений специальных функций с высокой точностью. 2011. URL: <http://keisan.casio.com/has10/SpecExec.cgi> (дата обращения: 27.12.2011).

Поступила 29.03.2012 г.

УДК 552.52(571.9)

ПРИРОДА ТОНШТЕЙНОВ АЗЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИРКУТСКОГО УГОЛЬНОГО БАСЕЙНА

С.И. Арбузов, А.В. Волостнов, С.С. Ильенко, В.И. Рыбалко

Томский политехнический университет
E-mail: siarbuzov@mail.ru

Рассмотрены минералого-геохимические особенности каолинитовых прослоев (тонштейнов) Азейского месторождения Иркутского бассейна. Выявлена редкометалльная геохимическая специализация тонштейнов месторождения на РЗЭ, Y, Zr, Hf, U, Th, Ta, Sn, Ga, Cu, Pb, Se и Te. Проведен комплексный анализ возможных источников накопления первичного вещества тонштейнов. Приведено обоснование аэрогенного механизма накопления первичного материала каолинитовых прослоев. Обоснована вулканогенная модель их образования за счет пирокластического вещества кислого (липаритового) состава.

Ключевые слова

Уголь, тонштейны, геохимия, минералогия, условия образования.

Key words:

Coal, tonstein, geochemistry, mineralogy, origin.

Введение

Тонштейны широко используются геологами для корреляции угольных пластов в пределах угольных месторождений и бассейнов, для характеристики роли вулканизма в формировании угленосных отложений, оценки периодичности и состава вулканических извержений и для решения других задач [1–5]. Они выявлены и охарактеризованы во многих угольных бассейнах мира. В ряде случаев установлено, что пирокластика, формирующая тонштейны, является источником накопления в углях промышленных концентраций ценных металлов [6, 7].

В Иркутском угольном бассейне тонштейны впервые были отмечены почти полвека назад [8], но детально состав и условия их формирования в то время не изучались. Позднее их минеральный состав достаточно детально был описан в работе Л.А. Адмакина [9]. Основываясь на минеральном составе и структурных особенностях тонштейнов, он пришел к выводу о терригенной природе этих образований. В качестве исходного материала для их формирования в Азейском и Черемховском месторождениях рассматриваются раннемезозойские коры выветривания, широко распространенные в обрамлении Иркутского бассейна [10]. Склоняясь к терригенной природе изученных глинистых прослоев, Л.А. Адмакин не исключает наличия

в бассейне тонштейнов, образовавшихся и за счет вулканогенного материала [9].

В настоящей работе приведены новые данные минералого-геохимических исследований тонштейнов Азейского месторождения Иркутского бассейна, способные пролить свет на происхождение этих специфических образований.

Характеристика объекта исследований

Азейское месторождение расположено в северо-восточной части Иркутского бассейна вблизи г. Тулун. Месторождение приурочено к эрозионно-тектонической депрессии в палеозойских терригенно-карбонатных отложениях (рис. 1). Северо-восточное и юго-западное крылья месторождения полого (1...2°) погружаются к осевой части впадины. Изверженные породы в районе месторождения представлены траппами триасового возраста, состоящими из долеритов и габбро-долеритов мелкозернистой структуры. По траппам, как и по палеозойским породам, вмещающим Азейское месторождение, развиты мощные коры выветривания [11].

Угленосные отложения представлены слабосцементированными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами черемховской свиты юрского возраста (J_{1-2} чр). Средняя мощность свиты в пределах месторождения 70 м [11]. В ее составе выделено

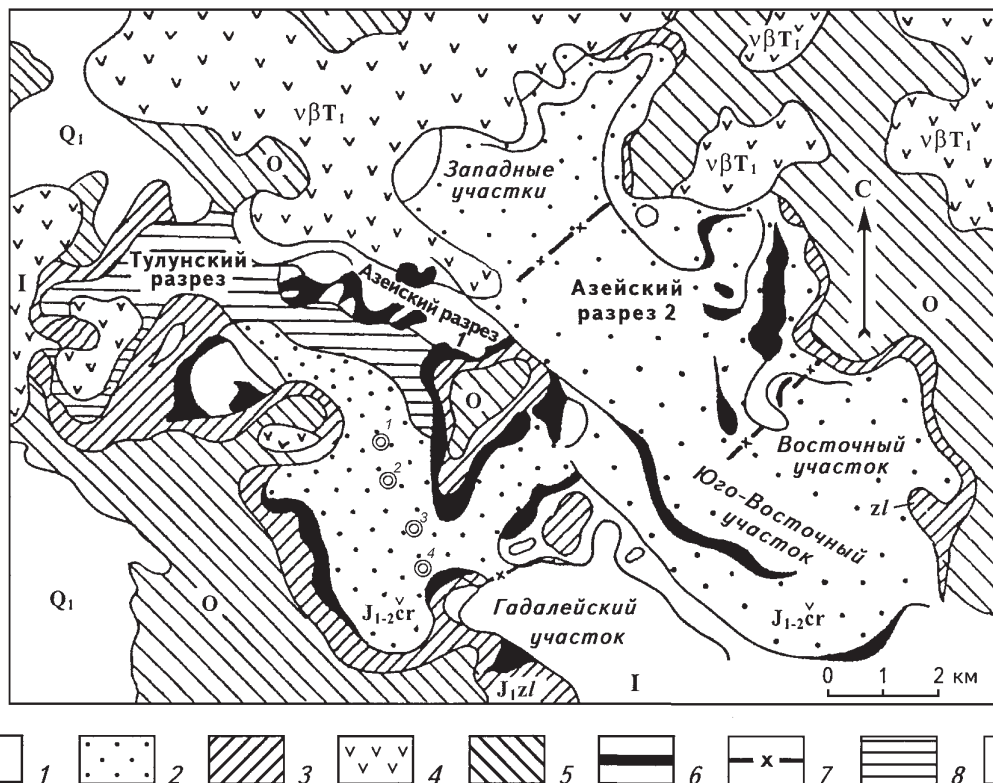


Рис. 1. Схема геологического строения района расположения Азейского угольного месторождения, по [11]: 1) четвертичные отложения; 2, 3) угленосные отложения (2 – черемховская, 3 – заларинская свита); 4) траппы; 5) ордовикские отложения; 6) выходы угольных пластов под наносы; 7) границы участков; 8) отработанная площадь; 9) сечения опробования пласта II

два выдержанных по простиранию угольных пласта (I и II) и линзовидные пласты III, IV и «Верхний». Основной промышленный пласт угля в месторождении – это пласт II. На него приходится 75 % запасов угля Азейского месторождения. Его мощность колеблется от 1 до 13 м, в среднем 3...6 м. Угли гумусовые, зрелые бурые, марки ЗБ. Угли малосернистые, среднезольные. Содержание серы не превышает 1 %. Зольность угля изменяется в среднем от 11 до 23 %. Азейские угли труднообогатимы из-за значительного количества тонкорасеянного глинистого вещества в органической массе угля. В составе угольных пластов отмечены многочисленные неугольные прослои различной мощности, в том числе от 3 до 5 тонштейнов мощностью от 0,1 до 20 см [9].

Методика исследований

С целью выяснения происхождения тонштейнов Азейского месторождения Иркутского бассейна были детально опробованы и изучены как сами тонштейны, так и вмещающие их угли. Всего выявлено и изучено 3 тонштейна мощностью 1, 3 и 5 см. Все они находятся в пласте II. В четырех вертикальных сечениях по пласту II, расположенных в 1 км друг от друга (рис. 1), отобрано 58 бороздовых проб угля, углевмещающих мелкозернистых песчаников и внутриугольных глинистых прослоев, в том числе 7 проб тонштейнов. Длина

интервалов опробования изменялась от 1 см до 1 м, сечение борозды в основном выдерживалось 0,05×0,03 м. Наиболее детально изучены тонштейны и непосредственно примыкающие к ним угли.

Для изучения характера распределения минерального вещества в тонштейнах и околотонштейновом пространстве, анализа их текстурно-структурных особенностей выполнено петрографическое исследование шлифов. Диагностика состава глинистого вещества тонштейнов проведена рентгеноструктурным методом анализа и методом дифференциального термического анализа. Рентгеноструктурный анализ выполнен в лаборатории кафедры технологии силикатов и наноматериалов ТПУ на установке ДРОН-3М (аналитик В.П. Игнатов). Дифференциальный термический анализ выполнен на приборе SDT Q600 V20.9 Build 20 в Научно-аналитическом центре ТПУ (аналитик Т.П. Морозова). Исследование химического состава тонштейнов проведено методом рентгенофлуоресцентного анализа в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГМ СО РАН, г. Новосибирск (аналитик Н.Г. Карманова). Состав редких и радиоактивных элементов-примесей в тонштейнах, углях и золах углей определен методом инструментального нейтронно-активационного анализа в лаборатории ядерно-геохимических исследований кафедры геоэкологии и геохимии ТПУ (аналитик А.Ф. Судыко).

Для изучения условий формирования тонштейнов по результатам химических анализов были рассчитаны основные литохимические модули: ГМ – гидролизатный $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{F}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$; ТМ – титановый $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$; ЖМ – железный $(\text{F}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$; ФМ – фемический $(\text{F}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$; НКМ – модуль нормированной щелочности $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; АМ – алюмокремниевый $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$; ЩМ – щелочной $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ [4].

Результаты исследований

Изучено три тонштейна в составе пласта II Азейского месторождения, разрабатываемого одноименным угольным разрезом. Их мощность колеблется от 1 до 5 см. На дневной поверхности прослои тонштейнов имеют характерный белесый цвет, что позволяет легко их распознавать, рис. 2. Они прослежены во вскрытой части пласта II угольного разреза «Азейский» на расстоянии более 4 км.

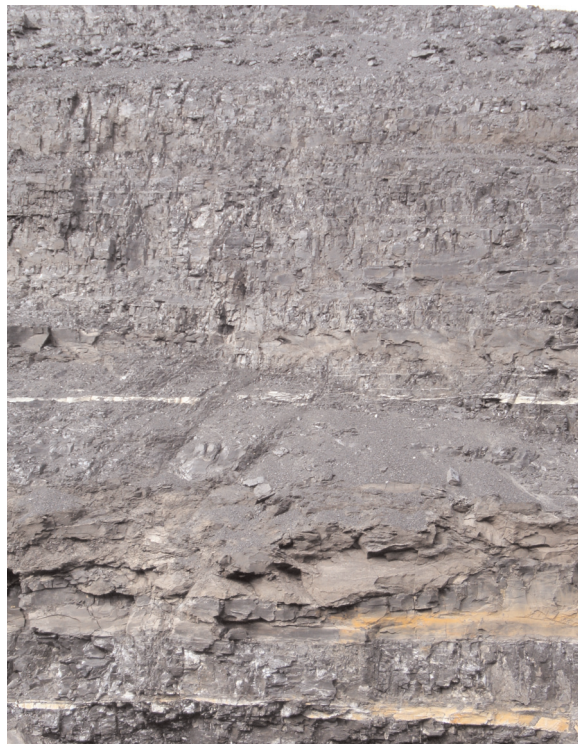


Рис. 2. Тонштейны в угольном пласте II

Состав прослоев преимущественно каолинитовый (рис. 3) с незначительной примесью алевритового материала (не более 5 %), представленного в основном аллотигенным кварцем.

Зерна кварца неправильной формы, но преимущественно субизометричные не окатанные (рис. 4, а). В каолинитовой матрице по трещинам вдоль и поперек напластования отлагается халцедоновидный криптокристаллический кварц. Встречены также мелкие линзовидные его включения (рис. 4, б). Полевой шпат полностью замещен каолинитом, однако в ряде случаев сохранились реликтовые структуры, позволяющие распознать наличие в исходной

матрице полевых шпатов (рис. 4, в). Помимо этого в породе установлены мелкие чешуйки измененного до гидрослюда биотита. Л.А. Адмакин также отмечал, что однородные по составу криптокристаллические тонштейны редки, но, как правило, содержат примесь угловатых зерен кварца, каолинизированных полевых шпатов и биотита [9].

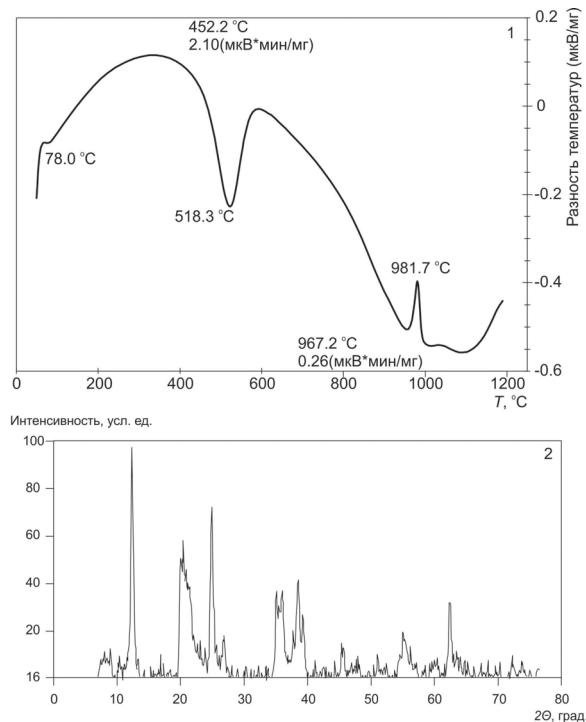


Рис. 3. Кривая дифференциального термического анализа (1) и дифрактограмма за вычетом фона (2) тонштейнов из пласта II

Анализ рентгеновской дифрактограммы (рис. 3, а) позволяет на фоне резкого преобладания в пробе каолинита установить наличие кварца и цеолитов типа морденита. Согласно данным исследований, морденит, как правило, является продуктом изменения кислых и средних вулканических стекол пирокластических пород [12]. В сочетании с данными петрографических исследований шлифов рентгеноструктурный анализ позволяет отметить проявление в составе тонштейнов опал-кristобалит-цеолитовой ассоциации.

Химический состав тонштейнов хорошо согласуется с данными петрографических и рентгеноструктурных исследований, табл. 1.

Состав тонштейнов близок к нормативному составу каолинита, но отличается несколько повышенным содержанием кремнезема, а также Са, Mg и Fe. Для чистого каолинита значения гидролизатного и алюмокремниевого модулей равны между собой. При этом величина ГМ равна 0,85. Для тонштейнов пласта II величина ГМ составляет 0,80...0,82, а АМ – 0,73...0,80. Это указывает на несколько повышенную кремнистость тонштейнов по сравнению с чистым каолинитом. Избыток кремнезема представлен алевритовыми зер-

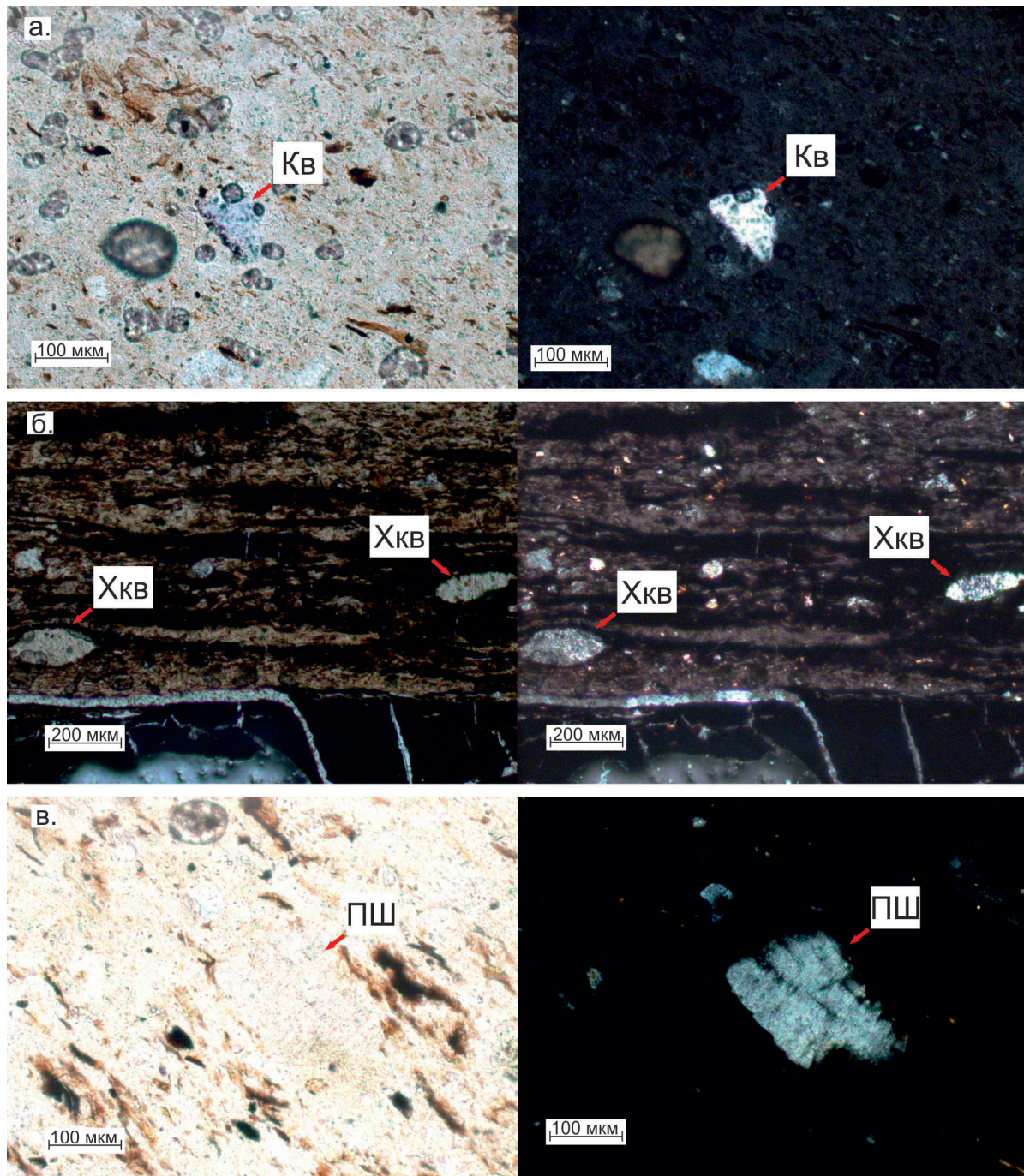


Рис. 4. Петрографический состав тонштейнов: а) обломки кварца в каолиновой матрице (Кв); б) линзы халцедоновидного кварца (Хкв); в) реликты полевого шпата (Пш), замещенные каолинитом

нами кластогенного кварца, микролинзовидными включениями и микропрожилками криптокристаллического кварца.

При детальном электронно-микроскопическом исследовании в тонштейнах установлены хорошо ограниченные кристаллы циркона, самородного кремния (рис. 5). Непосредственно на контакте с тонштейном в золе угля отмечены хорошо ограниченные кристаллы и трубчатые образования бадделеита. Такой характер минеральных выделений указывает на щадящий режим транспортировки

вещества и исключает перенос его водными потоками [13]. В то же время, наличие реликтовых структур указывает на привнос, отложение и преобразование исходного материала тонштейнов, а не на образование каолинита на месте из коллоидных растворов в торфянике.

До сих пор не ясна природа и состав исходного материала тонштейнов. Предположение об их образовании из переотложенной коры выветривания [9] представляется маловероятным. Основан такой вывод на специфической геохимической характе-

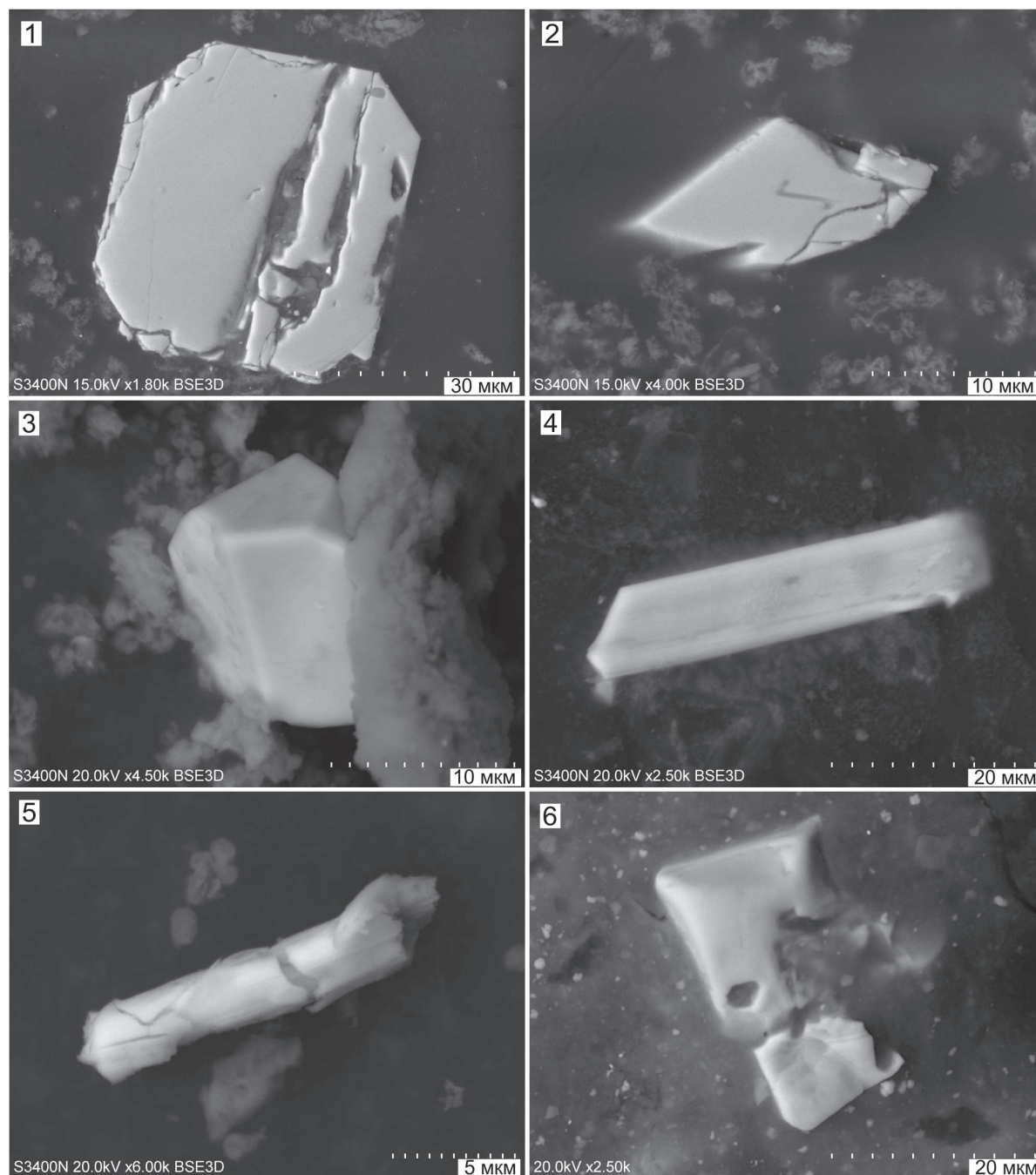


Рис. 5. Кристаллы циркона (1–3), бадделеита (4, 5) и самородного кремния (6) в тонштейне

ристике тонштейнов месторождения. Их геохимические особенности указывают на кислый (гранитоидный) или щелочной (щелочно-гранитоидный) состав исходного материала. Они существенно обогащены РЗЭ, Y, Zr, Hf, U, Th, Ta, Sn, Ga, Cu, Pb, Se и Te по сравнению со средним составом глинистых сланцев, табл. 2.

Угли в контакте с тонштейнами аномально обогащены этими же элементами (рис. 6). Содержание лантаноидов в золе угля в отдельных пробах достигает 0,1...0,2 %, тория — 360 г/т, урана — 130 г/т, тантала — 20 г/т. Значительное обогащение угля на контакте с каолинистыми прослоями лито-

фильными редкими элементами-примесями указывает на нереализованный ресурсный потенциал исходного материала тонштейнов и предполагает первоначальное накопление в них не переработанного экзогенными процессами вещества коры выветривания, а первичного эндогенного материала (кислой пирокластики).

Исследование древних и современных кор выветривания показывает, что остаточные продукты несколько обогащаются РЗЭ, но при этом зоны профилей выветривания, обогащенные аутигенными глинистыми минералами, характеризуются пониженным содержанием РЗЭ по сравнению с по-

родами субстрата и элювиальной зоны [15]. Поэтому переотложенная каолиновая кора выветривания всегда обеднена литофильными редкими металлами по сравнению с исходным субстратом. Это дает основание предполагать, что домезозойские и раннемезозойские коры выветривания в обрамлении Азейского месторождения не могли служить источником аномальных концентраций РЗЭ, Th, U, Y, Zr, Hf, Sn и Ta в тонштейнах.

Таблица 1. Химический состав тонштейнов пласта II, %

Компоненты	Тонштейны*		
	Аз-9-09	Аз-24-09	Аз-30-09
SiO ₂	49,69	49,16	49,17
Al ₂ O ₃	36,96	39,17	35,77
CaO	1,62	1,24	0,95
MgO	0,43	0,30	0,55
Fe _{общ}	2,26	0,99	3,69
Na ₂ O	0,18	0,09	0,16
K ₂ O	0,24	0,21	0,48
TiO ₂	0,56	0,37	0,34
MnO	0,03	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,15
П.п.п	7,90	8,50	8,72
Сумма	99,94	100,09	99,99
Литохимические модули			
ГМ	0,80	0,82	0,81
ТМ	0,015	0,0094	0,0095
ЖМ	0,061	0,025	0,102
ФМ	0,055	0,026	0,086
НКМ	0,011	0,0077	0,018
АМ	0,74	0,80	0,73
ЦМ	0,75	0,43	0,33

*Пересчитано на безугольную массу.

Эти коры выветривания развиты по терригенно-карбонатным осадочным породам ордовикского возраста и по триасовым траппам Сибирской платформы, характеризующимся низкими содержаниями лантаноидов и других литофильных редких металлов. Эти породы могут рассматриваться в качестве источника аномального содержания скандия и кобальта в углях месторождения. Как известно, базиты в целом обогащены скандием на фоне других типов пород, но обеднены литофильными редкими металлами, в том числе лантаноидами [14, 16]. Тонштейны Азейского месторождения отличаются повышенными содержаниями литофильных редких металлов. Одновременно они бедны скандием и кобальтом.

В качестве материнских пород для формирования кор выветривания, обогащенных лантаноидами, Y, U, Th, Ta и Sn могли бы рассматриваться высокорадиоактивные гранитоиды, распространенные в Протеросаяне и на Енисейском краже [17]. Однако Азейское месторождение расположено на максимальном удалении от Западного обрамления угольного бассейна и примыкает непосредственно к восточному обрамлению, сложенному траппами Сибирской платформы триасового воз-

раста и ордовикскими терригенно-карбонатными отложениями чехла платформы (рис. 1). Влияние этой области питания хорошо иллюстрируется понижением с севера на юг содержания в золе угля скандия и кобальта – типоморфных для базальтоидов элементов-примесей. Для лантаноидов, U, Th и других литофильных редких металлов таких пространственных закономерностей не просматривается. Локальные аномалии этих элементов приурочены к тонштейнам, или, в редких случаях, к прикровельным участкам пластов (рис. 7).

Таблица 2. Содержание химических элементов в тонштейнах пласта II, г/т

Элементы	Тонштейны			Глинистый сланец*
	Аз-9-09	Аз-24-09	Аз-30-09	
Sc	10,8	40,8	14,8	15
Cr	18,6	51,7	9,9	76
Co	3,0	13,7	3,4	19
Ni	51,5	82,8	–	47
Cu	135	598	–	36
Zn	39,0	33,5	178	52
Ga	57	64	–	16
Ge	2,1	2,3	–	2,0
As	3,0	4,2	2,3	9,3
Se	1,2	1,2	–	0,36
Br	2,5	3,8	0,29	57
Rb	8,3	10,6	12,8	130
Sr	47	99	14,6	240
Y	35,3	108	–	31
Zr	216	373	–	190
Nb	10,0	27,8	–	11
Sn	27,9	21,2	–	3,5
Sb	1,2	1,6	0,23	1,0
Te	0,2	–	–	0,01
Cs	0,71	2,1	1,0	10
Ba	157	176	83	460
La	50,8	115	107	48
Ce	98,3	203	187	75
Nd	33,5	77,2	69,7	36
Sm	8,7	17,5	16,8	8,0
Eu	1,3	3,4	3,1	1,2
Tb	1,1	3,1	2,0	0,83
Yb	2,4	7,7	2,6	2,5
Lu	0,29	1,0	0,30	0,39
Hf	7,6	11,3	7,3	5,0
Ta	4,3	3,5	2,4	1,4
Au	0,0046	0,013	0,0058	0,0065
Hg	0,074	0,26	0,31	0,089
Pb	106	51	–	14
Th	52,3	54,1	16,2	10
U	11,9	18,5	4,7	4,5

*По [14]; – нет данных.

Этот факт указывает на иной, нежели доюрские коры выветривания, источник материала для формирования тонштейнов. Таким источником мог бы быть вулканогенный материал кислого или щелочного состава. На возможный кислый состав исходной пирокластики указывает не только специфический состав элементов-примесей, но и весьма низкий титановый

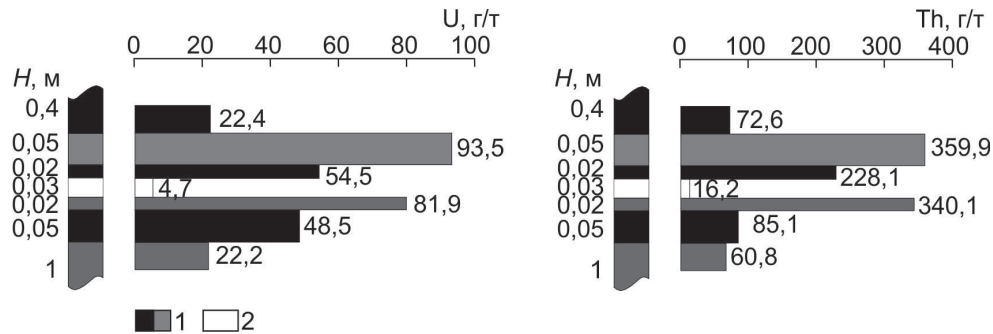


Рис. 6. Распределение U и Th в разрезе в средней части пласта II (зола угля) вблизи тонштейна: 1) уголь, интервалы опробования; 2) тонштейн; цифры справа на диаграмме – содержание U и Th; H – длина интервала опробования

модуль, табл. 1. Величина титанового модуля в разных тонштейнах колеблется от 0,0092 до 0,0150, что, по мнению Я.Э. Юдовича, указывает на риолитовый состав исходного материала [4].

Туфы и туффи липаритового состава установлены в отложениях черемховской и кудинской свит на юге бассейна в Прииркутской впадине [18, 19]. Детально редкометалльный состав их не изучался, но известно, что они обогащены U, Th и Sn и близки по возрасту к тонштейнам Азейского месторождения. Они могли стать источником повышенных содержаний литофильных редких металлов в тонштейнах и в контактирующих с ними углях.

Интенсивное преобразование пирокластики в агрессивной среде торфяника привело к миграции RЗЭ, U, Th, Ta, Sn и других элементов и обогащению ими близлежащих горизонтов торфа. Восстановительная обстановка благоприятствовала образованию аутигенных минералов и в самом тонштейне. В частности, в составе тонштейнов выявлены сферические образования уранинита размером 1...2 мкм (рис. 8). В аналитическом спектре этих минеральных фаз в центре сферических обра-

зований установлено наличие серы, что позволяет предполагать модель восстановления урана на сероводородных пузырьках по механизму, описанному в работе [20]. Проникновение сероводородных пузырьков в пепловые горизонты происходило еще до полного их преобразования в каолинитовые тонштейны, когда горизонты были еще достаточно проницаемы для газов. Этим объясняется достаточно высокое содержание U в тонштейнах. В других случаях уран более интенсивно выносится, чем Th, отношение Th/U обычно существенно повышается и ореол распространения U в околотонштейновом пространстве обычно значительно шире, чем ореол Th.

Другая геохимическая особенность тонштейнов, указывающая на возможную роль пирокластики в их формировании, – это наличие повышенных содержаний ртути и сурьмы как в самих тонштейнах, так и в углях пласта. Содержание ртути в отдельных пробах тонштейнов достигает 0,84 г/т, в угле – 1,2 г/т, концентрация сурьмы в золе угля достигает 64 г/т. Кроме того, отдельные тонштейны аномальны по содержанию меди (до 0,06 %).

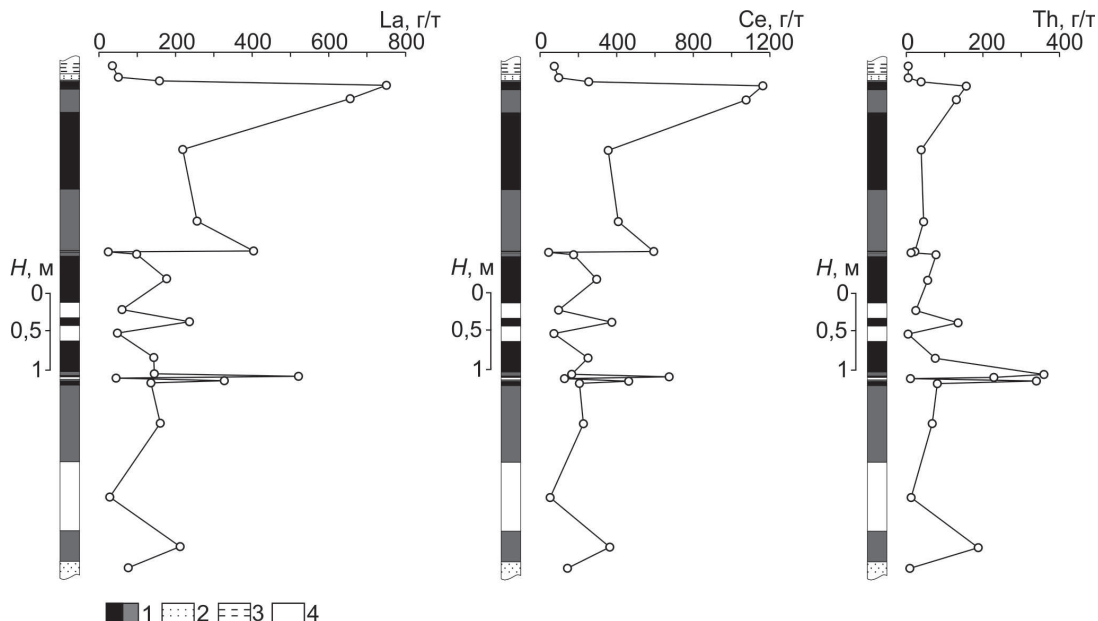


Рис. 7. Распределение La, Ce, Th в вертикальном разрезе пласта II: 1) уголь, интервалы опробования; 2) песчаник; 3) алевролит; 4) внутрипластовые породные прослои

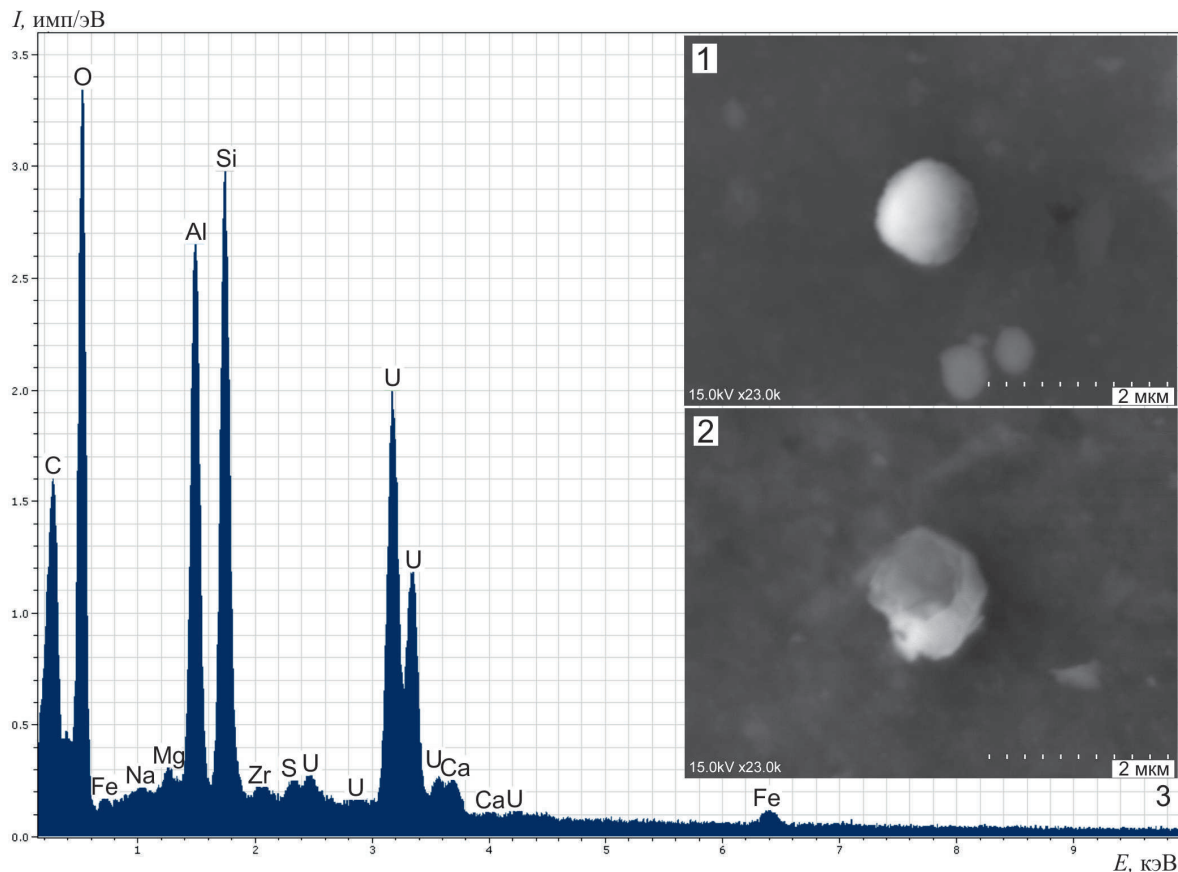


Рис. 8. Фотографии (1) и (2) и аналитический спектр сферических образований уранинита из тонштейна

Исследования состава конденсатов и магматических газов, свежевывавшего пепла, лавы, атмосферных осадков и аэрозолей вблизи газовых выходов и под шлейфом газо-пепловой тучи при извержении вулкана Толбачик на Камчатке в 1976 г. показали, что летучие элементы (As, Sb, Hg, Cu и др.) обогащают атмосферу в районе извержений, характеризуются существенной связью с парогазовой фазой и концентрируются на поверхности субмикронных частиц пепла, способных достигать стратосферных слоев и влиять на глобальное поступление элементов на поверхность земли [21]. Этот механизм может объяснять повышенное содержание ртути, сурьмы и меди в некоторых тонштейнах Азейского месторождения. В последнем случае природа аномалий этих металлов не является прямым доказательством наличия пирокластики

и может быть связана и с другими источниками. В этом же районе находится Горхонское гидротермальное месторождение ртути, а в обрамлении в рифейских платформенных терригенных отложениях выявлены многочисленные проявления медной минерализации — медистые песчаники и алевролиты [22].

Выводы

Получены доказательства вероятной пирокластической вулканогенной природы первичного вещества тонштейнов Азейского месторождения Иркутского бассейна. Комплекс геолого-геохимической информации указывает на образование тонштейнов из кислого (липаритового) вулканогенного материала в результате его преобразования в агрессивной среде торфяного болота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зарицкий П.В. Типоморфизм цирконов тонштейнов Донбасса — ключ к решению проблемы их генезиса // Типоморфизм, синтез и использование циркона / под ред. Ю.П. Мельника. — Киев: Наукова думка, 1989. — С. 85–89.
2. Адмакин Л.А. Тонштейны — геохронометры древних эруптивных циклов // Доклады АН СССР. — 1991. — Т. 320. — № 5. — С. 1194–1197.
3. Черновьянц М.Г. Тонштейны и их использование при изучении угленосных формаций. — М.: Недра, 1992. — 144 с.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. — СПб.: Наука, 2000. — 479 с.
5. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. — Сыктывкар: Геопринт, 2008. — 504 с.
6. Середин В.В. Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. Т. VI. Основные закономерности углеобразования и размещения угленосности на территории России / под ред. В.Ф. Череповского. — М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. — С. 453–519.
7. Арбузов С.И., Ершов В.В. Геохимия редких элементов в углях Сибири. — Томск: Издат. дом «Д-Принт», 2007. — 468 с.

8. Чекин С.С. Нижнемезозойская кора выветривания Иркутско-го амфитеатра. — М.: Наука, 1973. — 156 с.
9. Адмакин Л.А., Портнов А.Г. Тонштейны Иркутского бассейна // Литология и полезные ископаемые. — 1987. — № 3. — С. 88–98.
10. Бессолицын Е.П., Файнштейн Г.Х. Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области // Кора выветривания. Вып. 6: Региональное развитие кор выветривания в СССР / под ред. И.И. Гинзбурга. — М.: АН СССР, 1963. — С. 226–230.
11. Угольная база России. Т. 3. Угольные месторождения и бассейны Восточной Сибири (южная часть) / под ред. В.Ф. Череповского. — М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. — 488 с.
12. Iijima A., Utada M. Zeolites in sedimentary rocks with reference to depositional environments and zonal distribution // Sedimentology. — 1966. — V. 7. — P. 327–357.
13. Зарицкий П.В. Минеральные включения и прослои (тонштейны) в угольных пластах, методы их изучения и использование при геологоразведочных работах // Проблемы глубинной геологии Донецкого бассейна / под ред. Н.С. Полякова. — Киев: Наукова думка, 1976. — С. 62–67.
14. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. — 2003. — № 7. — С. 785–792.
15. Алфимова Н.А., Фелицын С.Б., Матреничев В.А. Подвижность Се в экзогенных обстановках Балтийского щита 2,8–2,1 млрд лет назад: данные по корам выветривания и осадочным карбонатам // Литология и полезные ископаемые. — 2011. — № 5. — С. 451–463.
16. Копылова А.Г., Томшин М.Д. Геохимия траппов восточной части Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. — 2011. — № 5. — С. 80–88.
17. Арбузов С.И., Левицкий В.М. Сравнительная радиогеохимическая характеристика гранитоидов саянского и таракского комплексов юго-западного обрамления Сибирской платформы // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Матер. Междунар. конф. 22–24 мая 1996 г. — Томск: Изд-во ТПУ, 1996. — С. 86–89.
18. Кизияров Г.П., Мешалкин С.М. Первая находка вулканических туфов в юре Иркутского угленосного бассейна // Геология и геофизика. — 1978. — № 2. — С. 138–141.
19. Мешалкин С.М., Кизияров Г.П., Лосева Л.П. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Прииркутской впадины // Геология и геофизика. — 1983. — № 3. — С. 150.
20. Коченов А.В., Королев К.Г., Дубинчук В.Т., Медведев Ю.Л. Об условиях осаждения урана из водных растворов по экспериментальным данным // Геохимия. — 1977. — № 11. — С. 1711–1716.
21. Миклишанский А.З., Яковлев Ю.В., Меньялов И.А., Никитина Л.П., Савельев Б.В. О геохимической роли поступления элементов с летучей компонентой активного вулканизма // Геохимия. — 1979. — № 11. — С. 1652–1661.
22. Домаренко В.А., Арбузов С.И. О меденосности рифейских отложений юга Енисейского кряжа // Рациональное использование природных ресурсов Сибири: Тезисы докл. научн. конф. 24–25 октября 1989 г. — Томск: ТГУ, 1989. — С. 132.

Поступила 11.01.2012 г.

УДК 553.313/.495

УРАН И ТОРИЙ В РУДАХ БАКЧАРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В.В. Ершов, Л.П. Рихванов, А.Я. Пшеничкин, С.И. Арбузов

Томский политехнический университет

E-mail: siarbuzov@mail.ru

Приведены данные об уровнях накопления урана и тория в разных минералогических типах руд и пород Бакчарского железорудного месторождения (Западная Сибирь). Проведен анализ связей урана и тория с другими микроэлементами. Выдвинуто предположение о составе пород области сноса.

Ключевые слова:

Бакчарское железорудное месторождение, геохимия, уран, торий.

Key words:

Bakchar iron ore deposit, geochemistry, uranium, thorium.

Ещё в 1945 г. В.П. Казаринов отметил возможность выявления в Западно-Сибирской впадине формации морских осадочных железных руд гетит-гидрогетит-лептохлоритового состава [1, 2]. Первые находки этих руд появились в процессе производства структурного бурения на нефть и газ в Среднем Приобье в 1947–1949 гг. трестом «Запсибнефтегеология». В 1956–1959 гг. работами опробовательской (А.А. Бабин) и поисково-разведочной (А.А. Бабин, А.П. Бердников, Е.Я. Горюхин) партий [2, 3] был изучен керн структурных скважин по долине р. Оби и всех ее крупных притоков. В резуль-

тате проведенных работ был выявлен и оконтурен крупнейший в мире Западно-Сибирский железорудный бассейн на восточной окраине Западно-Сибирской плиты, протянувшийся от Кулунды до низовьев р. Енисей, где было установлено несколько рудоносных горизонтов оолитовых железных руд и их широкое площадное распространение вдоль восточного обрамления Западно-Сибирской низменности и оконтурено наиболее перспективное Бакчарское месторождение [1–3].

В последние годы на территории Бакчарского месторождения ведутся активные работы по оцен-



Рис. 1. Размещение производительных сил черной металлургии на территории России и положение Бакcharского месторождения

ке запасов, разработке технологии добычи и переработки руд для обеспечения мощностей Кузнецкого и Западно-Сибирского металлургических комбинатов Сибирского региона (рис. 1).

Современная технология отработки крупного месторождения немыслима без всестороннего исследования минералого-петрографических, технологических и эколого-геохимических свойств руд. Такие исследования на Бакcharском месторождении в значительной степени проведены или ведутся в настоящее время. Несмотря на наличие в рудовмещающей толще радиоактивных аномалий [4], радиогеохимическая и радиоэкологическая оценка руд до настоящего времени не проводилась. Поэтому данная работа посвящена радиогеохимическим исследованиям железных руд Бакcharского месторождения как с целью прогнозирования возможных радиоэкологических последствий их промышленного использования, так и решения генетических вопросов формирования железных руд и возможного выявления в зоне железнакопления специфических геохимических обстановок локализации промышленных концентраций урана.

Характеристика объекта и методики исследований

Железные руды Бакcharского месторождения относятся к прибрежно-морскому типу осадочных слабометаморфизованных руд. В соответствии с классификацией В.И. Смирнова [5] — это сидерит-лептохлорит-гидрогетитовые бобово-оолитовые руды, сформированные в морских карбонатно-терригенных отложениях. По геолого-фациальным особенностям локализации, вещественному составу Бакcharские руды наиболее близки к разрабатываемым месторождениям Аятской группы (Казахстан) и с небольшим отличием аналогичны рудам Керченской (Украина) и Лотарингской (Франция, Германия, Люксембург) групп месторождений. Последние больше известны под названием руды типа «минетта».

Месторождение находится на территории Бакcharского района Томской области в междуречье рек Андорма и Икса, являясь составной частью Западно-Сибирского железорудного бассейна. В пределах томской части железорудного бассейна выделяются Бакcharский, Колпашевский, Парabelьский, Чузиковский и Парбигский рудные узлы. Бакcharский узел с одноименным месторождением приурочен к верхнемеловым и палеогеновым отложениям, перекрытым толщей пород (160...200 м) неоген-четвертичного возраста. Железные руды локализованы в нарымском, колпашевском и бакcharском горизонтах. Мощность продуктивных пластов колеблется от 2 до 40 м. Железорудные горизонты прослеживаются на всей площади месторождения, а также за ее пределами, разделяясь безжелезистыми или слабожелезистыми породами и нередко с разрывом перекрывают друг друга. Руды подразделяются на шесть типов: 1) плотные гетит-гидрогетитовые с сидеритовым цементом; 2) рыхлые гетит-гидрогетитовые; 3) лептохлоритовые с хлорит-сидеритовым цементом; 4) конгломератовидные лептохлоритовые с крупными оолитами; 5) сидеритовые; 6) глауконитовые с сидеритовым цементом. Среднее содержание железа в рудах меняется от 30 до 46 % [6, 7].

Прогнозные ресурсы руд Бакcharского и Колпашевского узлов с содержаниями железа более 30 % оцениваются от десятков до нескольких сотен млрд т [8]. В результате предварительной оценки по результатам работ 2005–2008 гг. запасы и ресурсы наиболее перспективного Поляннинского участка Бакcharского узла по категории $C_1+C_2+P_1$ составляют 3 млрд т. На Бакcharском участке ресурсы по категории P_1 составляют 25,3 млрд т при среднем содержании железа 39,5 %.

Сведения о геохимических особенностях железных руд Бакcharского узла и содержаниях в них радиоактивных элементов крайне скудны.

Некоторые исследователи [4] предполагают, что железо рудных горизонтов могло служить физико-химическим барьером для ураноносных растворов, как эксгалиационных, так и инфильтрационных и указывают на наличие аномалий по гамма-картажу в ряде скважин, пересекающих эти горизонты.

В процессе выполнения исследований были определены уровни накопления ряда редких, редкоземельных, радиоактивных элементов и благородных металлов в образцах оолитовых железных руд Бакчарского месторождения из коллекций кафедры геоэкологии и геохимии и лаборатории геологии золота Института природных ресурсов ТПУ, а также из образцов керна скважины 9а и технологических проб из скважин преимущественно Польшинского участка. Анализы на редкие и радиоактивные элементы выполнялись в лаборатории ядерно-геохимических исследований Томского политехнического университета методом инструментального нейтронно-активационного анализа (аналитик А.Ф. Судыко). Всего проанализировано 82 пробы железных руд и 7 проб рудовмещающих пород.

Результаты исследований и их обсуждение

Анализируя характер распределения радиоактивных элементов в изученной выборке из 82 проб железных руд со средним содержанием железа 31,4 % (рис. 2), следует отметить, что распределение урана и тория в рудах различно. Для урана характерно бимодальное распределение. При этом первая мода (57 % проб) не превышает порога чувствительности анализа ($<0,1$ г/т), вторая (15 % проб) равна 4,4 г/т. Среднее арифметическое $\pm$ стандартная ошибка определения среднего составляет $2,0 \pm 0,3$ г/т. Распределение тория соответствует нормальному закону. Среднее арифметическое равно $12,5 \pm 0,5$ г/т и близко к медиане (12,4 г/т) и моде (12,4 г/т). Среднее арифметическое содержание урана (7 проб) для рудовмещающих песчаников составляет $1,6 \pm 0,6$ г/т, тория – $5,5 \pm 0,9$ г/т.

Содержания урана и тория в рудах Бакчарского месторождения находятся на уровне средних значений для верхней части земной коры [9] и несколько понижены относительно PAAS [10]. Они, также, существенно ниже средних оценок для железомарганцевых конкреций современного океана [11].

Наибольшие концентрации урана установлены в слабосцементированных лептохлоритовых (2,6 г/т) и рыхлых оолитовых гетит-гидрогетитовых (2,5 г/т) рудах. Наименьшие уровни накопления (1,3 г/т) характерны для плотных оолитовых гетит-гидрогетитовых руд. В лептохлоритовых рудах относительно повышены концентрации тория (14,2 г/т). Плауконитовые рудные песчаники отличаются пониженными содержаниями тория (8,2 г/т). Все типы руд характеризуются выше кларковыми уровнями накопления Sc, Cr, Co, Sb, Au, TR. Концентрации Na, Ca, Rb, Cs, Ba в них отчет-

ливо понижены (рис. 3), а содержания Sr и Ag не превышают порога чувствительности анализа (табл.).

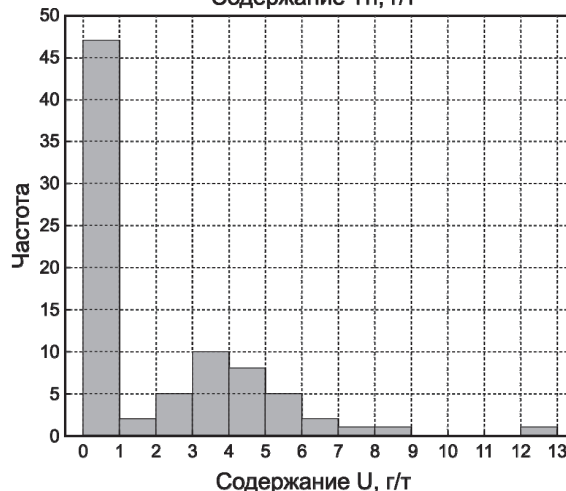
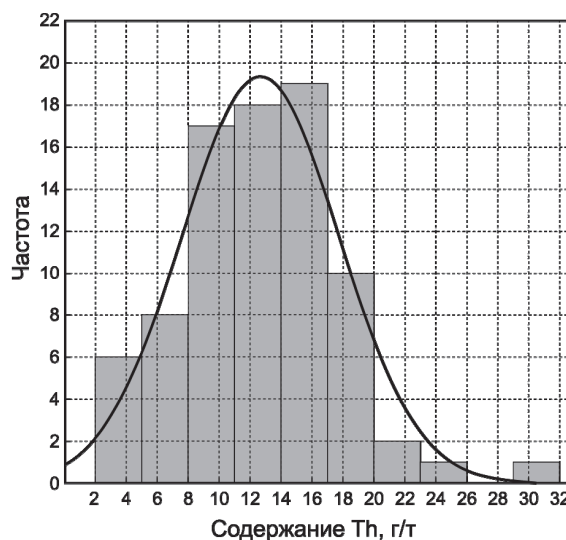
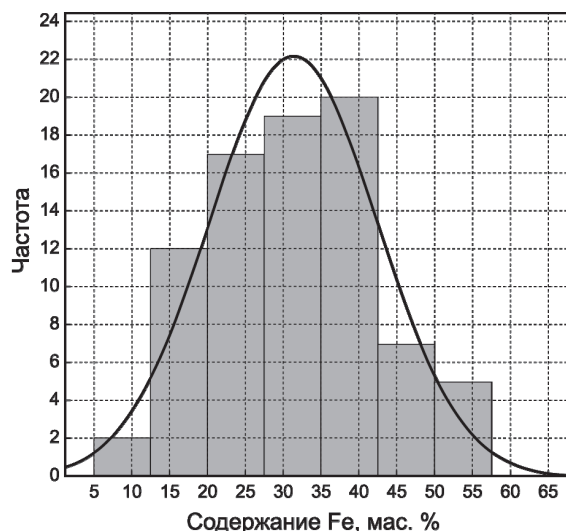


Рис. 2. Частотное распределение Fe, Th, U в рудах Бакчарского месторождения

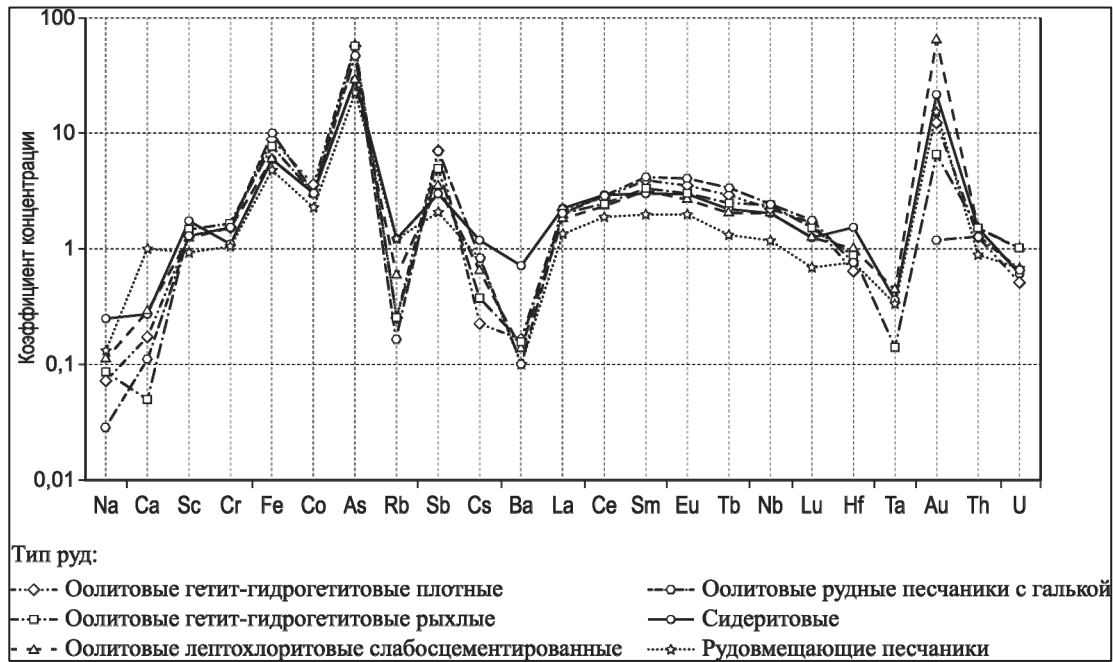


Рис. 3. Нормированная относительно средних для верхней земной коры [9] спайдер-диаграмма для различных типов руд Бакчарского месторождения

В отдельных пробах плотных оолитовых гетит-гидрогетитовых руд и их рыхлых разностях зафиксированы наибольшие концентрации урана, достигающие 8,6 и 8,0 г/т соответственно. В последнем случае, вероятно, оказывают влияние диагенетические и эпигенетические процессы, ведущие к перераспределению элементов. На это, в частности, указывает то, что в ряде проб радиоактивность имеет ярко выраженную урановую природу и торий-урановое отношение снижается до 0,5 [12] (рис. 4). Тогда как в среднем для руд и вмещающих пород характерна ее ториевая природа.

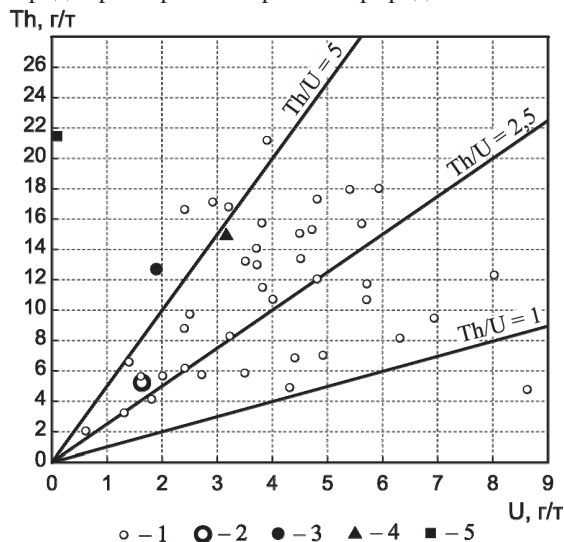


Рис. 4. Положение проб бокчарских руд и вмещающих пород в координатах Th–U. 1) пробы руды и вмещающих пород; 2) среднее содержание для вмещающих пород; 3) среднее содержание для руд; 4) PAAS; 5) среднее содержание для железных руд бассейна Лотарингия

Проявление таких позднедиагенетических и эпигенетических процессов, которые, несомненно, повлияли на распределение радиоактивных элементов на Бакчарском месторождении, отчетливо фиксируется по данным минералого-петрографических исследований [6]. Установлено наличие эпигенетического сидерита, который разъедает рудные обломки и зерна лимонитизированного глауконита, выполняет поры в сыпучих рудах, образует крустификационные каемки вокруг терригенных зерен. Эпигенетический мозаично-крупнозернистый сидерит выполняет поры в оолитовых рудах, образует более крупные гнезда в цементе или тонкие параллельные жилки. Помимо сидерита в рудах установлено наличие вторичного постседиментогенного хлорита типа шамозита. Щетки эпигенетического радиально-лучистого хлорита установлены в порах сыпучих оолитовых руд. Эпигенетический лептохлорит, образующийся по растительному детриту (биоморфозы по трубкам водорослей) и по трещинам, отличается более низким показателем преломления, чем более ранние хлориты. Сгустки шамозита содержат включения гизенгерита, изредка сферолиты лепидокрокита, мелкие зерна сидерита, обугленный или фосфатизированный растительный детрит и даже скелеты морских раковин. Изредка в рудах отмечаются диагенетические зерна сфена и сгустки лейкоксена.

В рудах, относительно вмещающих песчаников, отчетливо повышено содержание тория. Его максимальные концентрации достигают 31 г/т в железорудном концентрате, полученном методом гидрообработки. Хотя в целом средние содержания тория в бакчарских рудах ниже, чем в образце классических «люксембургских» руд и ниже, чем в PAAS (рис. 4).

Рассматривая уровни накопления радиоактивных элементов в выборках проб, сгруппированных по содержанию железа (рис. 5), следует отметить, что торий максимально накапливается в классе руд с концентрацией железа более 50 %. Максимум накопления урана (2,7 г/т) приходится на руды с содержаниями 20...30 % Fe, а второй пик (2,6 г/т) — также на наиболее богатые руды. Между железом и торием существует значимая положительная корреляционная связь (0,28). Связь между железом и ураном более сложна, однако в пробах, со значимыми уровнями накопления урана, также просматривается прямая зависимость между их концентрациями (рис. 6).

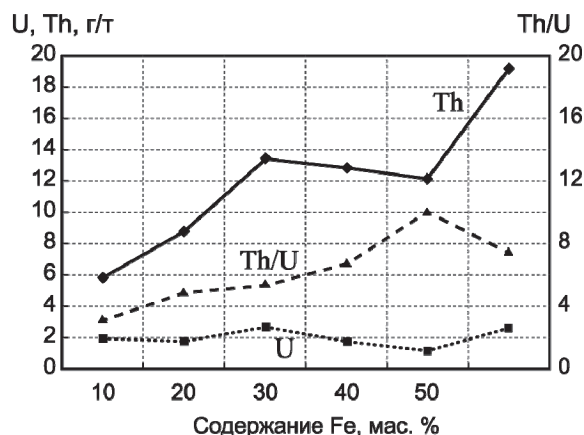


Рис. 5. Уровни накопления Th, U и Th/U отношение в разных по содержанию Fe классах руд

По-видимому, уран и торий сорбировались на железосодержащем силикогеле, участие которого в процессе рудообразования подтверждено при детальном минералогическом исследовании [7]. В дальнейшем, на разных стадиях преобразования осадка в условиях высокой обводненности, происходил вынос урана. Процессы диагенеза приводили к потере сорбционной способности водных гидратов железа. Более подвижный в этих условиях шестивалентный уран, образуя уранил-ион, способен активно мигрировать в водной среде, особенно в среде, богатой гидрокарбонат-ионами. Торий, являясь элементом-гидролизатом, слабо подвижен в условиях зоны гипергенеза. В результате сформировались руды, обедненные ураном, характеризующиеся повышенным торий-урановым отношением.

В Бакчарском месторождении наиболее высокими средними концентрациями тория (12,6 г/т) и более высоким торий-урановым отношением (6,3) характеризуются руды бакчарского горизонта, а урана (3,0 г/т) — колпашевского. Наименьшие концентрации урана (0,5 г/т) и тория (10,0 г/т) характерны для нарымского горизонта.

В разрезе рудной залежи бакчарского горизонта, вскрытой скважиной 9а на Полюнянском участке месторождения, Fe, U, Th распределены волнообразно (рис. 7), подчёркивая установленную общую цикличность осадкообразования [7, 8] и концентрации их с глубиной несколько умень-

шаются. Обращает на себя внимание синхронность распределения железа и тория (так же, как и редких земель). Уран же в большей степени концентрируется в центре залежи, где его относительное накопление, вероятно, обуславливается наличием горизонта проницаемых окисленных желтых песчанников.

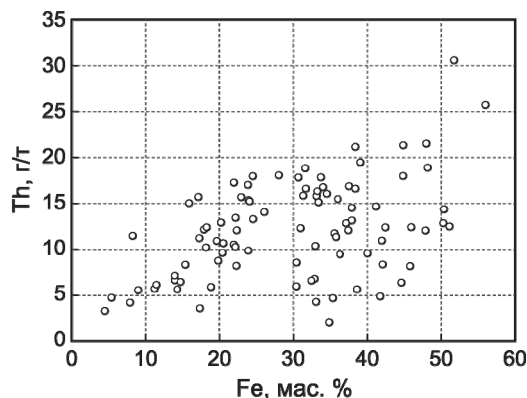


Рис. 6. Зависимость содержания Th и U в рудах Бакчарского месторождения от содержания в них Fe

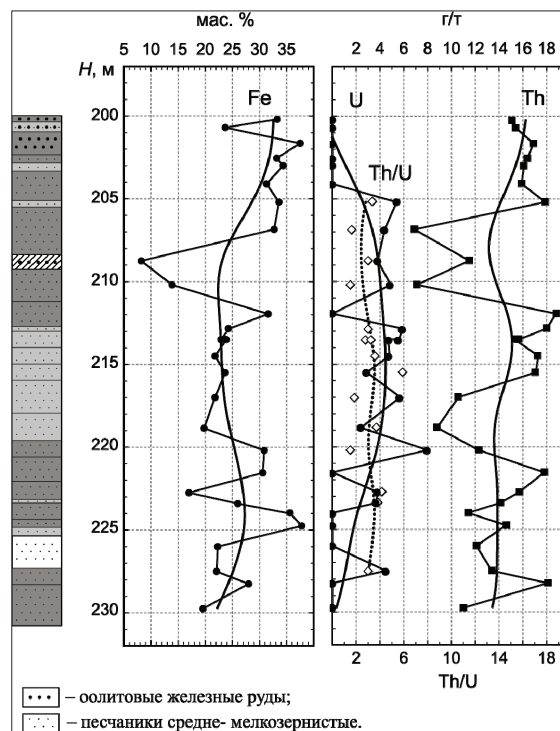


Рис. 7. Распределение элементов в разрезе тела железных руд, скв. 9а. H — глубина от устья скважины. Сглаживание проводилось методом «Distance Weighted Least Squares» [13]

Дендрограмма, построенная по результатам кластерного анализа (рис. 8), позволяет выделить две главные ассоциации элементов. В первую входят Fe, редкие земли, Co, Sb, As, Cr, Sc, Th. Во вторую — Cs, Rb, Ba, Ca, U, Ta, Hf, Au, Na. Причем уран образует значимые корреляционные связи с кальцием, а торий — с хромом и скандием. В со-

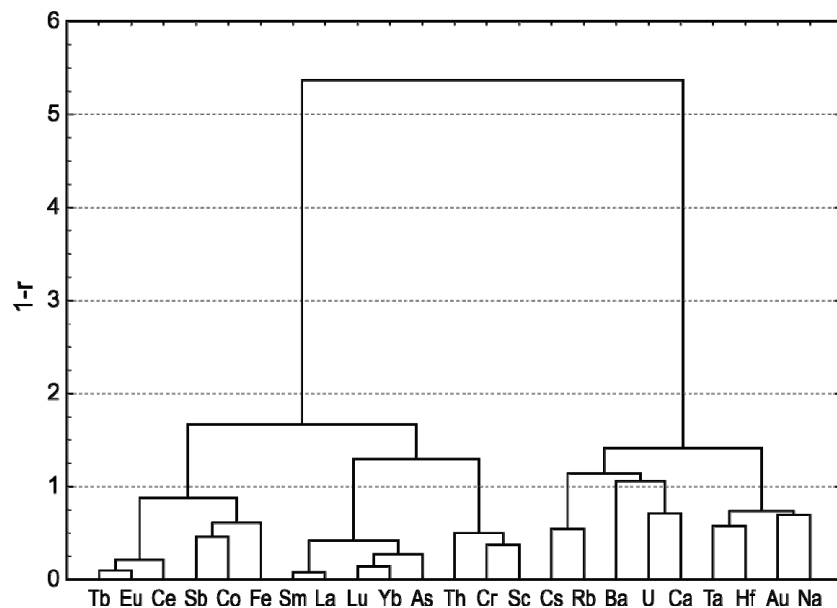


Рис. 8. Дендрограмма корреляционной матрицы выборки проб железных руд Бакчарского месторождения (анализ выполнен Ward's методом). $1-r$ – расстояние объединения, усл. ед.

временных морских осадках устанавливается тесная связь урана с кальцием [14], что объясняется обогащением их в прибрежной части в условиях восстановительной среды, либо привносом обогащенных ураном карбонатных песков.

Связь урана и кальция, возможно, как один из вариантов, указывает и на то, что первый мог частично перераспределяться и концентрироваться в кальций содержащих фосфатах (апатит, вивианит и др.), образующихся в процессах диагенеза. Тес-

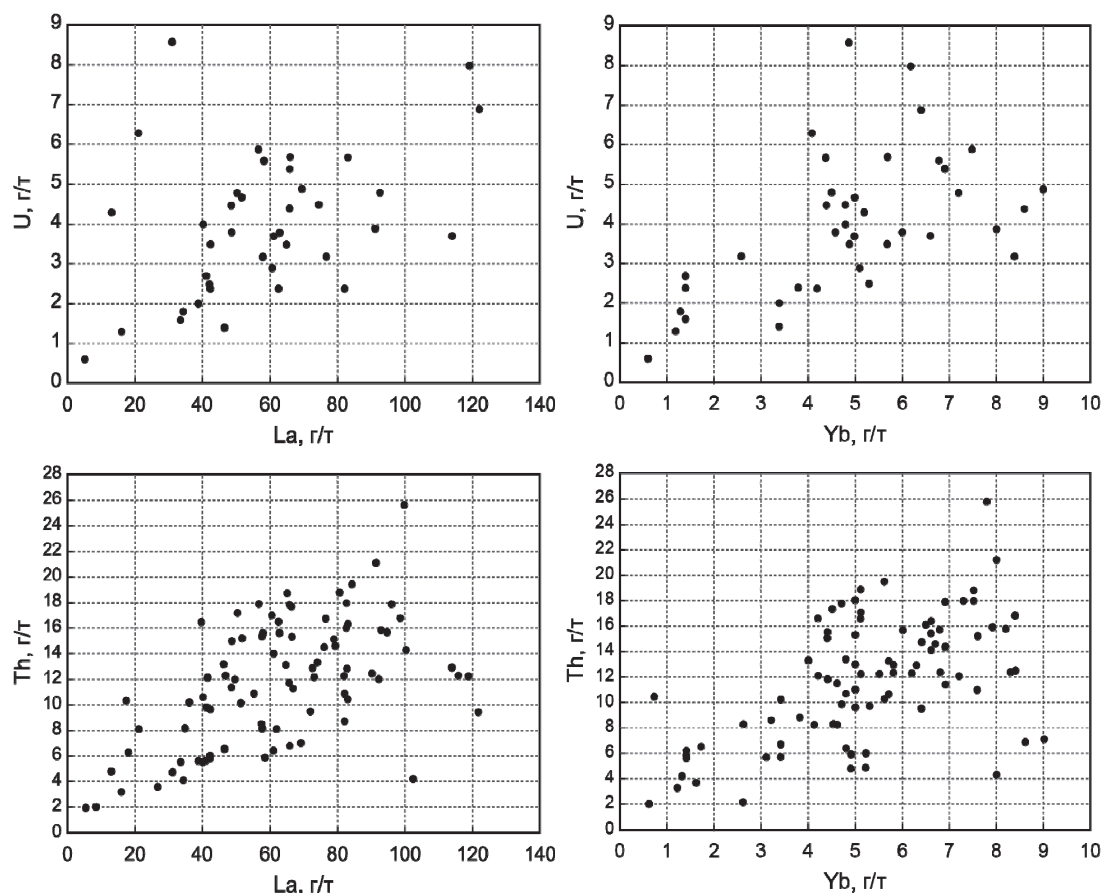


Рис. 9. Положение проб бакчарских руд в координатах $Th-La$, $Th-Yb$, $U-La$, $U-Yb$

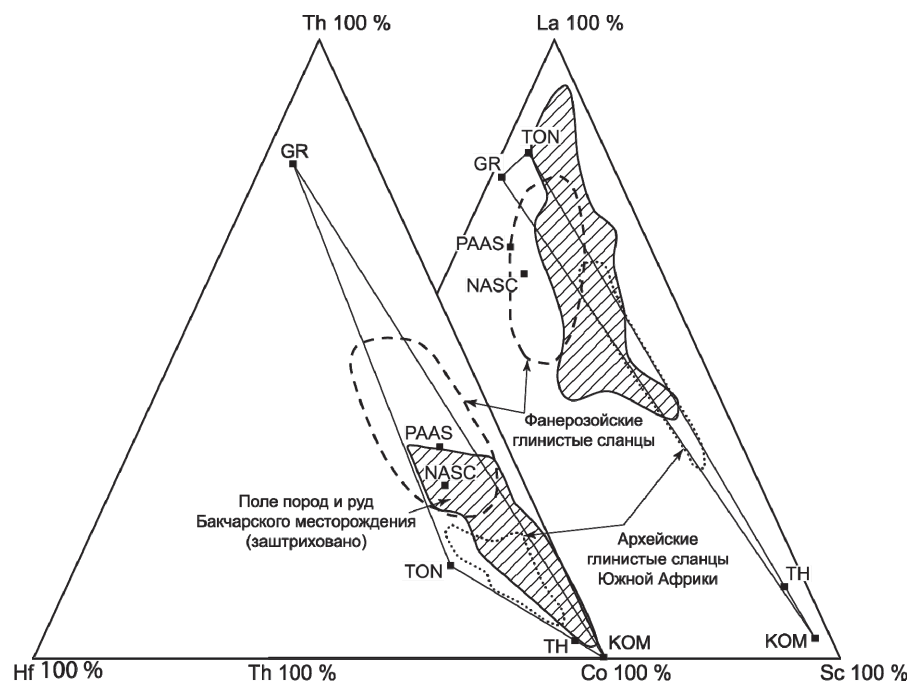


Рис. 10. Диаграммы Th–Hf–Co и Th–La–Sc [18], характеризующие области сноса для отложений Бакчарского месторождения. GR – граниты, TON – тоналиты, TH – толеиты, КОМ – коматиты

ная корреляционная связь оксидов кальция и фосфора в бакчарских рудах отмечалась ранее [15].

Однако, частично уран сохраняется и в богатых железных рудах (рис. 6) и тогда его геохимия аналогична геохимии тория, что хорошо иллюстрируется их однотипной связью с редкими землями (рис. 9). Некоторые исследователи [16], на основании изучения современных океанических отложений, предполагают и одновременное выпадение железа и урана из морской воды в богатой ферромагнетизальной фазе. Повышенные содержания в ряде проб редких земель и их корреляционные взаимосвязи могут свидетельствовать о наличии кластогенной примеси монацита, циркона и других устойчивых к истиранию минералов в составе терригенной составляющей.

На диаграммах Th–Hf–Co, Th–La–Sc, характеризующих возможный состав областей сноса (рис. 10), поле пород и руд Бакчарского месторождения занимает промежуточное положение, попадая как в поля архейских, так и фанерозойских отложений, что в общем виде согласуется с выводом о том, что областью сноса терригенного материала были районы Енисейского Кряжа и Кузнецкого Алатау [7, 17]. При этом следует учитывать и сильное влияние хемогенной составляющей. Анализ диаграмм позволяет предполагать, что в областях сноса, по-видимому, широким распространением пользовались тоналиты, а также, возможно, основные породы или продукты их выветривания. На это указывает заметно пониженное относительно PAAS Th–Sc и Th–Cr отношения в рудовмещающих песчаниках, составляя в среднем 0,59 и 0,05 соответственно.

Заключение

Средние содержания урана и тория в рудах Бакчарского месторождения сопоставимы с таковыми для верхней части земной коры и существенно выше, чем во вмещающих песчаниках месторождения. Накопление тория сопровождалось концентрированием редкоземельных и некоторых других элементов, которые сорбировались в процессе формирования железных руд. Установлена относительная обогащенность радиоактивными элементами более богатых железных руд по сравнению с рядовыми, бедными рудами и рудовмещающими породами. Характер распределения урана в рудах более сложен, чем тория, что, вероятно, обусловлено его перераспределением в процессах диагенеза и эпигенеза, которые, по всей видимости, носили достаточно масштабный характер. С этой точки зрения представляет интерес выявление обстановок, в которых уран мог концентрироваться в промышленно значимых количествах в рудах и вмещающих породах Бакчарского месторождения.

В области питания рудовмещающих пород, по-видимому, были широко распространены тоналиты, породы основного состава и продукты их выветривания. Содержания урана и тория, выявленные в рудах и породах Бакчарского месторождения, дают основание полагать, что с радиоэкологической точки зрения изученные руды радиационной опасности не представляют. Однако возможно выявление в рудах и породах повышенных концентраций урана, сформировавшихся в обстановках, благоприятных для его концентрирования, что требует дальнейшего изучения.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ, № 09-06-00647 и АВЦП, № 2.1.1/14134.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нагорский М.П. Западно-Сибирский железорудный бассейн // Советская геология. — 1958. — № 9. — С. 56–64.
2. Шацкий С.Б. Железоносные верхнемеловые отложения восточной части Западно-Сибирской низменности // Вестник Зап.-Сиб. Геол. Упр. — 1957. — Вып. 1. — С. 12–20.
3. Бабин А.А. Железорудные месторождения Томской, Новосибирской областей и степной части Алтайского края // Труды СНИИГГИМСа. Вып. 96. Главнейшие железорудные месторождения Сибири. — 1969. — С. 167–170.
4. Домаренко В.А., Рихванов Л.П., Воробьев Е.А., Новгородцев А.А., Данилов А.А. Перспективы обнаружения гидрогенного уранового оруденения в пределах Западно-Сибирской плиты // Минерально-сырьевая база Сибири: История становления и перспективы: Матер. научно-практич. конфер. — Т. I. Полезные ископаемые. — Томск: Изд-во ТПУ, 2008. — С. 74–81.
5. Рудные месторождения СССР / под ред. акад. В.И. Смирнова. Изд. 2-е перераб. доп. Т. 1. — М.: Недра, 1978. — 399 с.
6. Западно-Сибирский железорудный бассейн / под ред. Н.Х. Белоус. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. — 447 с.
7. Николаева И.В. Бакcharское месторождение оолитовых железных руд. — Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1967. — 129 с.
8. Бабин А.А., Бабина Е.А. Колпашевско-Бакcharский район Западно-Сибирского бассейна // Материалы по геологии Западно-Сибирской низменности. — 1962. — № 3. — С. 131–152.
9. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. — 2003. — № 7. — С. 785–792.
10. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. — М.: Мир, 1988. — 384 с.
11. Батурин Г.Н., Коченов А.В., Дубинчук В.Т. Уран и торий в железомарганцевых конкрециях океана // Литология и полезные ископаемые. — 1986. — № 6. — С. 19–27.
12. Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. — Л.: Наука, 1974. — 231 с.
13. McLain D.H. Drawing contours from arbitrary data points // Comput. J. — 1974. — V. 17. — P. 318–324.
14. Mo Tin, Suttle A.D., Sackett W.M. Uranium concentrations in marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. — 1973. — V. 37. — № 1. — P. 35–51.
15. Асочакова Е.М., Коноваленко С.И. Геохимические особенности железных руд Бакcharского месторождения (Западная Сибирь) // Вестник Томского государственного университета. Науки о Земле. — 2007. — № 305. — С. 219–222.
16. Kunzendorf H., Pluger W.L., Friedrich G.H. Uranium in Pacific deep-sea sediments and manganese nodules // J. Geochem. Explor. — 1983. — V. 19. — № 1–3. — P. 147–162.
17. Казанский Ю.П., Николаева И.В. Минералы и минеральные компоненты бассейна // Западно-Сибирский железорудный бассейн / под ред. ред. Н.Х. Белоус. — Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. — С. 69–88.
18. Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry of shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // Geochim. Cosmochim. Acta. — 1987. — V. 51. — P. 2401–2416.

Поступила 15.11.2011 г.

Геология нефти и газа

УДК 553.982

ТЯЖЕЛЫЕ ВАНАДИЕВОНОСНЫЕ НЕФТИ РОССИИ

И.Г. Яценко

Институт химии нефти СО РАН, г. Томск

E-mail: sric@ipc.tsc.ru

Рассмотрен ресурсный потенциал тяжелых ванадиевоносных нефтей Российской Федерации. На территории России основная часть ресурсов тяжелых и ванадиевоносных нефтей приурочена к месторождениям Волго-Уральского, Западно-Сибирского и Тимано-Печорского нефтегазоносных бассейнов. Значительный потенциал тяжелых нефтей осваивается в нашей стране недостаточно, а возможность извлечения ценных попутных компонентов из них, ванадия в частности, практически пренебрегается, что является крайне актуальной задачей в настоящее время при вынужденном переходе к широкомасштабному освоению ресурсов тяжелых нефтей. Известно, что добыча и извлечение ванадия из тяжелых нефтей и применение его в различных производствах является перспективным направлением добычи и переработки нефти и могло бы дать существенную прибыль нефтедобытчикам.

Ключевые слова:

Тяжелые нефти, металлы, ванадий и никель, нефтегазоносные бассейны России, физико-химические свойства нефти.

Key words:

Heavy oils, metals, vanadium and nickel, oil-and-gas bearing basin of Russia, physicochemical properties of oil.

Введение

Более половины всех топливно-энергетических потребностей мира обеспечиваются нефтью и газом и это положение не изменится в прогнозируемом будущем. Объемы добычи и потребления данного топливного сырья неуклонно возрастают. Одновременно с ростом добычи углеводородов в мире прирост их запасов уже длительное время не компенсируется, истощается наиболее качественная часть ресурсов, в частности легкие нефти.

Как известно, в тяжелой нефти (ТН) в высоких концентрациях находится широкий спектр цветных, благородных, редких и редкоземельных металлов. Ванадий (V) и никель были в числе первых металлов, обнаруженных в нефти, видимо в связи с их повышенными концентрациями в сравнении с другими металлами. Концентрации этих металлов в нефти отдельных месторождений столь значительны, что оказываются вполне сопоставимыми с содержаниями металлов в рудах, а получение

ванадия из нефти является вполне рентабельным и экономически обоснованным [1–4].

По экспертной оценке мировые потенциальные ресурсы ванадия в тяжелой нефти и битумах составляют примерно 125 млн т, а извлекаемые попутно с нефтью — около 20 млн т [4]. Изучение состава тяжелых нефтей показало, что содержащийся в них ванадий качественно превосходит получаемый аналог из руды, и ведущие страны предпочитают использовать такой ванадий в инновационных технологиях. Так, Канада и Япония полностью получают ванадий из тяжелой нефти. В США удельный вес извлечения ванадия из нефти превышает 80 % [5].

До 2002 г. среднегодовое мировое потребление ванадия долгое время было стабильным и составляло примерно 33...35 тыс. т. Однако с 2003 г. спрос на ванадий начал расти опережающими темпами, к 2005 г. достиг 47 тыс. т. В условиях кризиса, начиная с конца 2008 г., значительного снижения

цен на ванадий и изменения спроса не наблюдается, а в Китае объемы производства пентаоксида ванадия и феррованадия с 2009 г. стабильно возрастают. Причины роста спроса на ванадий и его производные следующие:

- общий рост мирового производства стали, добавки десятых и сотых долей процента V повышают прочность стали на 25 %, а долговечность изделий из них – в 1,5 раза;
- опережающий рост производства конструкционных, нержавеющих и специальных сталей, особенно в Китае;
- производство специальных сплавов для реактивных двигателей, корпусов ракет, космических аппаратов, подводных лодок;
- применение ванадия в производстве аккумуляторов (входит в состав литиево-полимерных аккумуляторных батарей);
- использование сплавов на основе ванадия в качестве сверхпроводящих материалов;
- использование ванадия для производства катализаторов;
- быстрый рост цен на ряд стальных лигатур (в первую очередь – на никель) и поиск их заменителей [6].

К сожалению, в России при кондиционных концентрациях ванадия в нефти его добыча из нефти не налажена и возможность извлечения такого ценного стратегического материала практически пренебрегается, хотя получение металлов из нефти могло бы дать существенную прибыль нефтедобытчикам. Сейчас ванадий и никель теряются при сжигании нефтепродуктов, нанося большой ущерб окружающей среде и в целом российской экономике.

Учитывая изложенное, целью выполненного исследования в данной статье явилось изучение распределения месторождений тяжелой нефти с наиболее высокими концентрациями ванадия, сравнительный анализ состава и физико-химических свойств тяжелой ванадиевоносной нефти (ТВН) в наиболее крупных по запасам нефтегазовых бассейнах (НГБ) России.

География залегания тяжелых ванадиевоносных нефтей

Фактический материал, использованный в основе выполненных исследований и обеспечивший его достоверность, получен и проанализирован автором из созданной в Институте химии нефти СО РАН мировой базы данных (БД) по физико-химическим свойствам нефти общим объемом описаний 20600 образцов нефти. Значительный объем материала был собран в публикациях как отечественных, так и зарубежных исследователей. В настоящее время база данных по физико-химическим свойствам нефти включает 4520 описаний образцов тяжелой нефти из 1564 месторождений мира.

Понятие «тяжелая ванадиевоносная нефть» в настоящий момент не имеет однозначного толкования, как в России, так и в мире. К тяжелой

нефти мы относим нефть с плотностью выше $0,88 \text{ г/см}^3$. Это значение плотности нефти определено и согласовано на основе анализа классификаций других исследователей и информации из базы данных, а так же соответствуют пределу, за которым начинаются осложнения при добыче, транспортировке и переработке нефти, приводящие к росту ее себестоимости [7, 8]. Кондиционное содержание ванадия в нефти составляет 30 г/т (или 0,003 %), данный уровень содержания ванадия может обеспечивать промышленное получение ванадия из углеводородного сырья, по рентабельности сопоставимое с его промышленным получением из рудного сырья [4].

Пространственный анализ распространения месторождений ТН с высоким содержанием ванадия осуществлен на основе использования средств геоинформационных систем (ГИС) и ГИС-технологий. На рис. 1 представлены нефтегазоносные бассейны России с тяжелыми ванадиевоносными нефтями. Таких бассейнов на рис. 1 пять – три НГБ (Волго-Уральский, Северо-Кавказский и Тимано-Печорский) находятся в европейской части страны. Два других – Западно-Сибирский и Лено-Тунгусский расположены в азиатской части России.

Установлены типы нефтегазовых бассейнов, учитывающие наибольшие концентрации металлов в отношении V/Ni: если содержание ванадия превышает содержание никеля в нефти ($V/Ni > 1$), то НГБ относится к ванадиевому типу, если содержание ванадия меньше содержания никеля в нефти ($V/Ni < 1$), то НГБ относится к никелевому типу [9]. Нефтегазовыми бассейнами России и прилегающих территорий с доминированием ванадиевых соединений являются Балтийский ($V/Ni = 2,37$), Волго-Уральский ($V/Ni = 2,96$), Западно-Сибирский ($V/Ni = 1,50$), Лено-Тунгусский ($V/Ni = 2,66$), Охотский ($V/Ni = 2,59$), Прикаспийский ($V/Ni = 1,27$) и Северо-Кавказский ($V/Ni = 1,19$). Для бассейнов Анадырско-Наваринский ($V/Ni = 0,67$), Пенжинский ($V/Ni = 0,23$) и Тимано-Печорский ($V/Ni = 0,48$) характерны наиболее высокие суммарные концентрации никеля и эти бассейны относятся к никелевому типу.

Как известно, основы ресурсов, запасов и нефтедобычи в России обеспечивает Западная Сибирь. Здесь сосредоточено более 40 % запасов ТН России. Из информации из БД на территории бассейна известно 122 месторождения с ТН. В настоящее время на территории региона разрабатывается примерно 25 % залежей тяжелых нефтей; на разрабатываемые залежи приходится 30 % извлекаемых запасов ТН бассейна. На территории Западно-Сибирского НГБ установлено 22 месторождения с тяжелыми ванадиевоносными нефтями (рис. 2, а). Наибольшим содержанием ванадия обладают тяжелые нефти Яунлорского, Восточно-Сургутского и Полуденного месторождений (560, 550 и 380 г/т соответственно). Следует отметить, что содержание никеля в этих месторождениях также значительно (43, 100 и 110 г/т соответственно).



Рис. 1. Нефтегазоносные бассейны России с тяжелыми ванадиевоносными нефтями

На территории Тимано-Печорского бассейна разрабатывается примерно четверть залежей; доля этих залежей в запасах ТН бассейна превышает 50 %. Добыча тяжелой нефти в провинции несоизмерима с ее долей в запасах, и в настоящее время составляет менее 15 % суммарной добычи нефти в регионе. Всего на территории региона по нашим данным расположено более 60 месторождений тяжелых нефтей; основные запасы сосредоточены в Тиманской, Хорейверской и Варандей-Адзвинской нефтегазоносных областях. На рис. 26 показан Тимано-Печорский бассейн (в среднем по бассейну содержание V — от 0,0030 до 0,0490 %, Ni — от 0,0008 до 0,0445 %), в котором известно 26 месторождений с тяжелыми ванадиевоносными нефтями, из них наибольшими концентрация ванадия отличаются нефти Тобойского, Усинского, Медынского, Варандейского, Ярегского, Лапкотынского, Мядсейского и Южно-Торавейского месторождений (147...490 г/т). Содержание никеля превышает содержание ванадия в нефтях Западно-Хоседаюнского, Медынского, Мядсейского и др.

На территории Волго-Уральского НГБ, занимающего лидирующую позицию в вопросах освоения ресурсов тяжелых нефтей, в настоящее время разрабатывается около 40 % залежей ТН, на разрабатываемые залежи приходится до 90 % запасов тяжелой нефти НГБ. Всего на территории региона по нашим данным расположено более 450 месторождений ТН, большая часть которых находится в северных и центральных районах региона. Извлекаемые запасы тяжелых нефтей Волго-Уральского НГБ превышают 660 млн т, при этом залежи с запасами более 1 млн т составляют лишь 7 % от

общего числа залежей, обеспечивая вместе с тем 60 % запасов ТН бассейна [5].

Выявлено, что в Волго-Уральском НГБ (в среднем по бассейну содержание V — от 0,0044 до 0,1290 %, Ni — от 0,0019 до 0,0500 %) наибольшее количество месторождений с тяжелыми ванадиевоносными нефтями — 90 (рис. 2, в), из них нефти Ивашкино-Мало-Сульчинского, Ново-Елховского, Степноозерского, Ульяновского, Гремихинского, Кулешовского, Радаевского, Нурлатского месторождений отличаются очень высокой концентрацией ванадия (400...1400 г/т).

Распределение запасов ванадия в нефтях основных нефтегазоносных бассейнов

В табл. 1 представлены данные о запасах ванадия в ТВН России. Как видно из табл. 1, геологические запасы ванадия в тяжелых ванадиевоносных нефтях самых крупных по запасам нефтегазоносных бассейнов (Волго-Уральском, Западно-Сибирском и Тимано-Печорском) оцениваются в 1,3 млн т, извлекаемые попутно с нефтью — 0,2 млн т. Это количество ванадия сопоставимо с геологическими (7 млн т) и извлекаемыми (5 млн т) запасами ванадия в рудном сырье России [4].

В Волго-Уральском НГБ (ВУНГБ) тяжелые нефти в среднем имеют самые высокие концентрации V, примерно в 5 раз больше по сравнению с тяжелыми нефтями Тимано-Печорского бассейна и 13 раз больше по сравнению с западно-сибирскими нефтями. Соответственно и наибольшие запасы ванадия сосредоточены в волго-уральских нефтях и составляют более 66 % геологических и 64 % извлекаемых запасов нефтяного ванадия

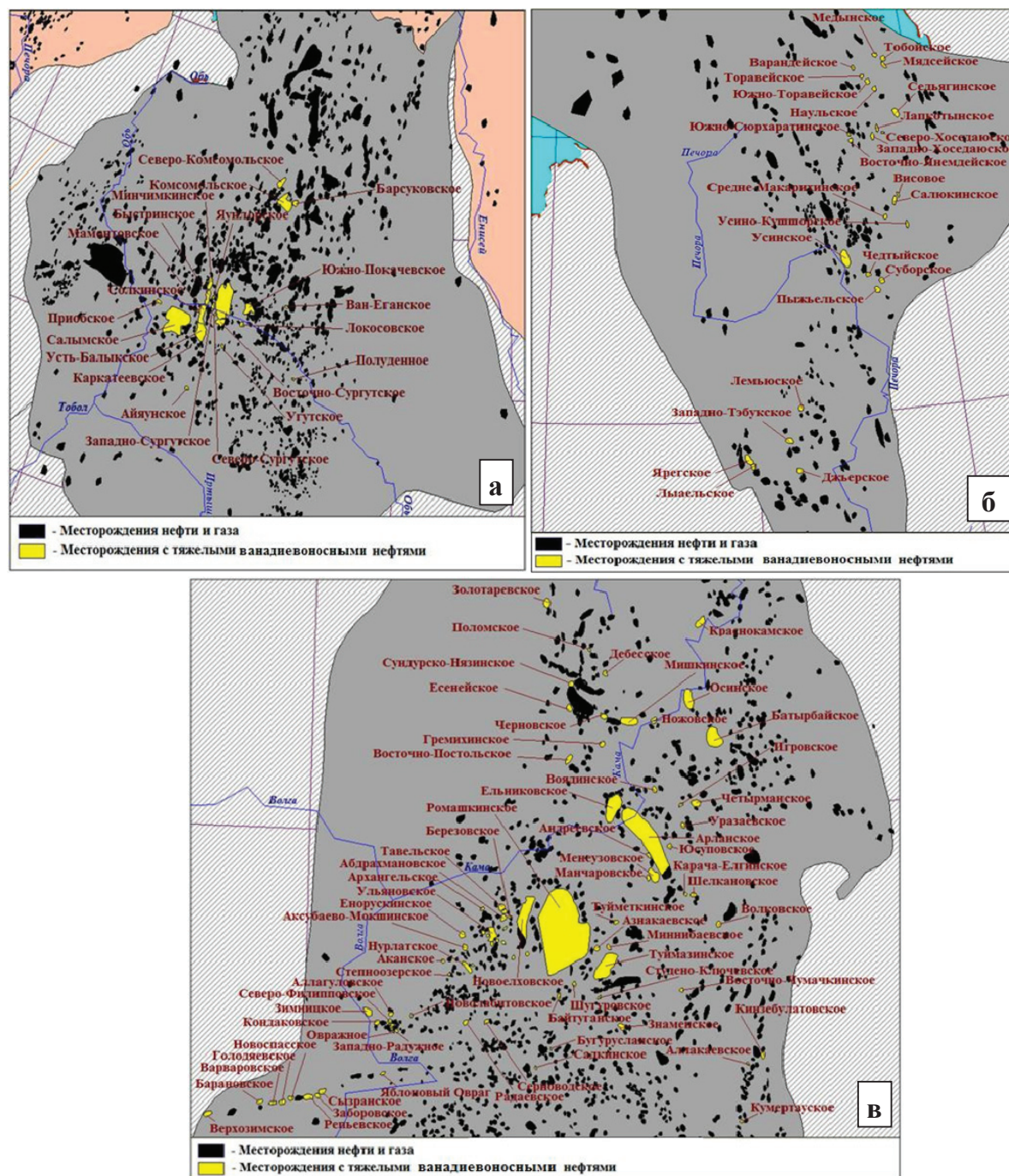


Рис. 2. Месторождения с тяжелыми ванадиевыми нефтями в Западно-Сибирском (а), Тимано-Печорском (б) и Волго-Уральском (в) нефтегазовых бассейнах

рассматриваемых трех бассейнов (табл. 1). Основные запасы ванадия ВУНГБ связаны с нижнекаменноугольными отложениями месторождений Республики Татарстан – Ромашкинское, Ново-Елховское, Степноозерское, Аксубаево-Мошкинское, Аканское, Бурейкинское, Ямашкинское, Енорускинское и др.

В табл. 2 представлены данные о наиболее уникальных и крупных по своим ресурсам месторождениях Волго-Уральского, Западно-Сибирского (ЗСНГБ) и Тимано-Печорского НГБ (ТПНГБ)

с оценкой их плотности и концентрации ванадия.

Месторождения Волго-Уральского и Тимано-Печорского НГБ (рис. 2, б и в) в значительной мере выработаны за долгие сроки их разработки (за исключением пределов Ненецкого автономного округа и шельфа Печорского моря, где большая часть запасов ТН еще не вовлечена в разработку), а это означает, что среди остаточных текущих запасов увеличилась доля тяжелой обогащенной металлами нефти. Если оценивать в целом обогащенность металлами остаточных запасов нефти евро-

пейской части России, то необходимо подчеркнуть, что в скором будущем по мере истощения запасов легкой нефти и перехода на массовую разработку тяжелой нефти с высоким содержанием V, Ni, объемы металлов попутно извлекаемых с нефтью будут неизбежно возрастать, а потенциал ТН может стать надежным источником поддержания необходимых в данном регионе объемов добычи и переработки нефти.

Таблица 1. Содержание ванадия и никеля и оценка запасов ванадия в ТВН России

Нефтегазоносный бассейн	Среднебассейновое содержание в нефти, %		Отношение ванадия/никель	Запасы ванадия в тяжелой нефти, млн т		Запасы тяжелой нефти, млрд т
	Ванадий	Никель		геологические	извлекаемые	
Волго-Уральский	0,0871	0,0150	5,81	0,863	0,137	2,583
Западно-Сибирский	0,0146	0,0034	4,29	0,258	0,032	3,480
Тимано-Печорский	0,0104	0,0217	0,48	0,191	0,044	1,514

Таблица 2. Распределение наиболее крупных месторождений с тяжелыми промышленно ванадиевыми нефтями России

Месторождение	Нефтегазоносный бассейн	Плотность, г/см ³	Содержание ванадия, %
Уникальные (более 300 млн т нефти)			
Ромашкинское	Волго-Уральский	0,9053	0,0329
Ван-Еганское	Западно-Сибирский	0,9150	0,0045
Приобское	Западно-Сибирский	0,8806	0,0360
Усинское	Тимано-Печорский	0,9596	0,0111
Мамонтовское	Западно-Сибирский	0,9170	0,0063
Северо-Комсомольское	Западно-Сибирский	0,9488	0,0068
Федоровское	Западно-Сибирский	0,9050	0,0068
Арланское	Волго-Уральский	0,9065	0,0446
Ярегское	Тимано-Печорский	0,9444	0,0080
Салымское	Западно-Сибирский	0,8950	0,0073
Крупные (от 30 до 300 млн т нефти)			
Наульское	Тимано-Печорский	0,9130	0,0032
Комсомольское	Западно-Сибирский	0,9094	0,0198
Юсуповское	Волго-Уральский	0,8965	0,0140
Новоелховское	Волго-Уральский	0,9059	0,0569
Аксубаево-Мокшинское	Волго-Уральский	0,9488	0,1785
Гремихинское	Волго-Уральский	0,9513	0,0358
Айяунское	Западно-Сибирский	0,9589	0,0087
Усть-Балыкское	Западно-Сибирский	0,8948	0,0095
Западно-Тэбукское	Тимано-Печорский	0,8850	0,0128
Радаевское	Волго-Уральский	0,9190	0,2790
Степноозерское	Волго-Уральский	0,9232	0,0936
Мишкинское	Волго-Уральский	0,9231	0,0180
Торавейское	Тимано-Печорский	0,9240	0,0078
Барсуковское	Западно-Сибирский	0,8860	0,0100
Осинское	Волго-Уральский	1,0120	0,0900
Архангельское	Волго-Уральский	0,9100	0,0272
Быстринское	Западно-Сибирский	0,8876	0,0052
Нурлатское	Волго-Уральский	0,9460	0,2788

Физико-химические свойства тяжелых ванадиевых нефтей

Приведены результаты сравнительного анализа изменений физико-химических свойств ТВН рассматриваемых нефтегазоносных бассейнов.

Физико-химические свойства ТВН, структура запасов и условия залегания заметно отличаются от бассейна к бассейну. В табл. 3 представлены данные о физико-химических свойствах тяжелых ванадиевых нефтей и геологические условия их залегания. Как видно из табл. 3, западно-сибирская тяжелая ванадиевая нефть находится в пластах с повышенными температурой и давлением, пласты в основном приурочены к глубине от 2000 до 3000 м. Западно-сибирская нефть по своим характеристикам отличается от свойств нефтей европейской части — менее тяжелая и вязкая, с меньшим содержанием серы, парафинов и асфальтенов, залегает в более глубоких мезозойских пластах.

В целом тяжелые нефти ТПНГБ характеризуются высокой и сверхвысокой вязкостью, среди месторождений тяжелых высоковязких нефтей следует отметить Ярегское, Торавейское, Усинское, Тобойско-Мядсейское, Западно-Хоседаюское и др. Содержание серы в нефтях бассейна меняется от 1,99 до 3,91 %, доля высокосернистых нефтей составляет около 75 % по бассейну в целом и достигает 98 % в Ненецком автономном округе.

Основная часть геологических запасов тяжелых нефтей Тимано-Печорского бассейна приурочена к значительным глубинам. Исключением является Ярегское месторождение, залежи которого расположены на глубинах 100...180 м, что позволяет эффективно использовать термощахтные методы добычи. Для большинства месторождений региона основные залежи ТН приурочены к интервалу глубин 850...1700 м, а в ряде случаев (например, на Тобойско-Мядсейском, Тэдинском, Западно-Хоседаюском месторождениях) и к большим глубинам, до 4000 м.

Волго-уральские тяжелые нефти характеризуются наибольшими концентрациями ванадия, серы, смол, асфальтенов, а тимано-печорские — никеля, парафинов и кокса. Наиболее крупные залежи тяжелых нефтей ВУНГБ приурочены к терригенным и карбонатным отложениям нижнего и среднего карбона и карбонатам верхнего девона. Подавляющее большинство залежей сосредоточено на глубинах 700...1500 м, в ряде случаев глубина залегания продуктивных пластов достигает 2000...2500 м.

Показано различие в составах содержания V в нефтях бассейнов в зависимости от глубины залегания их залежей [2]. Тяжелые нефти ВУНГБ в залежах малых глубин (до 2000 м) наиболее обогащены ванадием и обладают крупнейшими его запасами, на умеренных глубинах (от 2000 до 3000 м) залежи западно-сибирской и тимано-печорской тяжелой нефти обладают меньшими концентрациями ванадия (табл. 3). Для нефтей ЗСНГБ характерны и меньшие концентрации никеля в тяжелых

Таблица 3. Свойства тяжелой ванадиевоносной нефти основных российских бассейнов и геологические условия ее залегания

Физико-химические показатели	Россия	Западно-Сибирский бассейн	Тимано-Печорский бассейн	Волго-Уральский бассейн
Плотность, г/см ³	0,9192	0,8996	0,9258	0,9213
Вязкость при 20 °С, мм ² /с	441,33	67,46	2393,14	190,13
Содержание серы, мас. %	2,84	1,52	1,96	3,42
Содержание парафинов, мас. %	3,58	2,35	4,13	3,75
Содержание смол, мас. %	29,02	15,58	13,09	32,94
Содержание асфальтенов, мас. %	9,40	2,24	7,03	10,89
Фракция н.к. 200 °С, мас. %	15,32	16,45	6,60	15,45
Фракция н.к. 300 °С, мас. %	27,69	24,66	18,50	28,59
Фракция н.к. 350 °С, мас. %	34,62	37,46	24,40	34,53
Газосодержание в нефти, м ³ /т	21,52	40,00	22,40	19,10
Содержание кокса, мас. %	9,16	5,94	12,02	9,43
Содержание ванадия, мас. %	0,0593	0,0146	0,0104	0,0871
Содержание никеля, мас. %	0,0149	0,0034	0,0217	0,015
Термобарические условия залегания				
Температура пласта, °С	25,76	60,00	16,63	25,00
Пластовое давление, МПа	12,19	20,00	9,93	12,25
Глубина залегания, м				
	25 % находится на глубине от 2000 до 3000 м, 54 % – от 1000 до 2000 м, 21 % – до 1000 м	Более 90 % находится на глубине от 2000 до 3000 м	38 % находится на глубине от 2000 до 3000 м, 40 % – от 1000 до 2000 м, 22 % – до 1000 м	Более 76 % находится на глубине от 1000 до 2000 м, 24 % – до 1000 м
Возраст нефтемещающих пород				
	17 % в триасовых, юрских и меловых отложениях, 83 % – в палеозойских	В юрских и меловых пластах	13 % в триасовых отложениях, 87 % – в палеозойских	99 % в палеозойских пластах

нефтях, которые в основном (90 %) находятся в залежах умеренных глубин (от 2000 до 3000 м).

Следует отметить, что различия содержания ванадия и никеля наблюдаются в нефтях разного геологического времени. Так, западно-сибирские тяжелые нефти являются только мезозойскими, в ТПНГБ к мезозойским пластам относится всего 13 % тяжелых нефтей и 87 % – к палеозойским, в ВУНГБ нефти в абсолютном большинстве (99 %) являются палеозойскими.

Заключение

Анализ ресурсов тяжелых ванадиевоносных нефтей России показывает, что, несмотря на некоторые существенные достижения в добыче и переработке данного вида сырья, комплексного промышленного освоения месторождений данной категории еще не внедрено. Данные нефти следует рассматривать как потенциальный источник ценного ванадиевого и никелевого сырья, а отсутствие в России системы промышленного получения ванадия и никеля из тяжелых нефтей приводит к безвозвратной утрате этих ценных металлов. Острая необходимость добычи и переработки в недалеком

будущем тяжелых ванадиевоносных нефтей определяет актуальность изучения их физико-химических свойств и закономерностей пространственного распределения таких нефтей. В работе изучены пространственные закономерности распределения тяжелых ванадиевоносных нефтей России и их запасов, различия физико-химических свойств нефти в залежах Волго-Уральского, Западно-Сибирского и Тимано-Печорского нефтегазоносных бассейнов, обогащенность нефти металлами.

Таким образом, рассмотрен ресурсный потенциал тяжелых нефтей Российской Федерации, охарактеризованы особенности ресурсной базы российских нефтегазоносных бассейнов, располагающих их значительными запасами, изучены физико-химические свойства и уровни обогащенности металлами тяжелых нефтей рассматриваемых регионов. Показано, что ресурсный потенциал тяжелых ванадиевоносных нефтей может стать надежным источником поддержания необходимых стране объемов добычи и переработки нефти, ценных попутных компонентов и новых товаров на их основе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Якуцени С.П. Распространенность углеводородного сырья, обогащенного тяжелыми элементами-примесями. Оценка экологических рисков. — СПб.: Недра, 2005. — 372 с.
2. Якуцени С.П. Глубинная зональность в обогащенности углеводородов тяжелыми элементами-примесями // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2010. — Т. 5. — № 2. URL: http://www.ngtp.ru/rub/7/30_2010.pdf (дата обращения: 10.10.2011).
3. Байманова А.Е., Рсымбетова А.У. и др. Изучение вопросов техногенной миграции элементов тяжелых металлов из состава нефтей // Научно-технологическое развитие нефтегазового комплекса: Докл. V Междунар. научных Надиловских чтений. — Алматы, Актобе, 2007. — С. 442–446.
4. Суханов А.А., Петрова Ю.Э. Ресурсная база попутных компонентов тяжелых нефтей России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2008. — Т. 3. — № 2. URL: http://www.ngtp.ru/rub/9/23_2008.pdf (дата обращения: 12.12.2011).
5. Искрицкая Н.И., Макаревич В.Н., Богословский С.А. Освоение ресурсного потенциала тяжелых нефтей Российской Федерации // Инновации и технологии в разведке, добыче и переработке нефти и газа», посвященной 60-летию ОАО «Татнефть»: Матер. Междунар. научно-практ. конф. — Казань, 8–10 сентября 2010 г. — Казань: Изд-во «Фэн» АН РТ, 2010. — 479 с. — С. 165–169.
6. Гарушев А.Р., Маликова М.Ю., Сташок Ю.И. Высоковязкие нефти — сырье для нефтепереработки и металлургии // Нефтяное хозяйство. — 2007. — № 11. — С. 70–71.
7. Полищук Ю.М., Яценко И.Г. Тяжелые нефти: аналитический обзор закономерностей пространственных и временных изменений их свойств // Нефтегазовое дело. — 2005. — № 3. — С. 21–30.
8. Полищук Ю.М., Яценко И.Г. Тяжелые нефти: закономерности пространственного размещения // Нефтяное хозяйство. — 2007. — № 2. — С. 110–113.
9. Маракушев А.А., Маракушев С.А. Природа геохимической специфики нефти // Доклады Академии наук. — 2006. — Т. 441. — № 1. — С. 111–117.

Поступила 13.12.2011 г.

УДК 552.56.550.832(571.16)

ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ И ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ ИЗ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

А.В. Ежова

Томский политехнический университет

E-mail: eav@tpu.ru

Исследованы особенности строения глиноземистых и железистых пород, приуроченных к верхней части палеозойского фундамента и юрским отложениям юго-востока Западно-Сибирской плиты, проведена их типизация, определены их минералогический состав, условия седиментации и вторичные преобразования. Установлены основные критерии выделения этих пород на каротажных диаграммах: высокие значения электропроводимости и радиоактивности, увеличение диаметра скважин при прохождении бокситов и окисных железистых пород; высокие значения на кривых нейтронного каротажа — для сидеритов. Полученные результаты позволяют выделить эти породы в разрезах с ограниченным отбором керна, использовать эти данные при корреляции разрезов зоны контакта палеозоя и мезозоя, а также при палеогеографических исследованиях.

Ключевые слова:

Петрография, осадочные породы, железосодержащие породы, интерпретация геофизических методов исследования.

Key words:

Petrography, sedimentary rocks, ferriferous, geophysical research method interpretation.

Введение

Продуктивная толща юго-востока Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, включающая в себя нижнемеловые, юрские и палеозойские образования, сложена чередованием, переслаиванием обломочных, глинистых, углистых и карбонатных пород, в ее составе присутствуют кремнистые, глиноземистые и железистые образования, отмечаются также прослои магматических (эффузивных) пород.

Каждый породный слой характеризуется определенными показателями на диаграммах скважинного каротажа, обусловленными вариациями состава, флюидонасыщения, структуры пустотного пространства, плотности и других петрофизиче-

ских свойств. В настоящей статье рассматриваются особенности строения железосодержащих пород с целью выделения прослоев в разрезах неоднородной толщи при ограниченном отборе керна.

Объекты и методы

Материалами для исследований послужили образцы керна и изготовленные из них шлифы (86), результаты рентгеноструктурного и спектрального количественного анализов (38 и 36 образцов, соответственно), а также комплекс каротажных диаграмм, характеризующих разрезы скважин, пробуренных на месторождениях углеводородов юго-востока Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, в частности, в районе Нюрольской

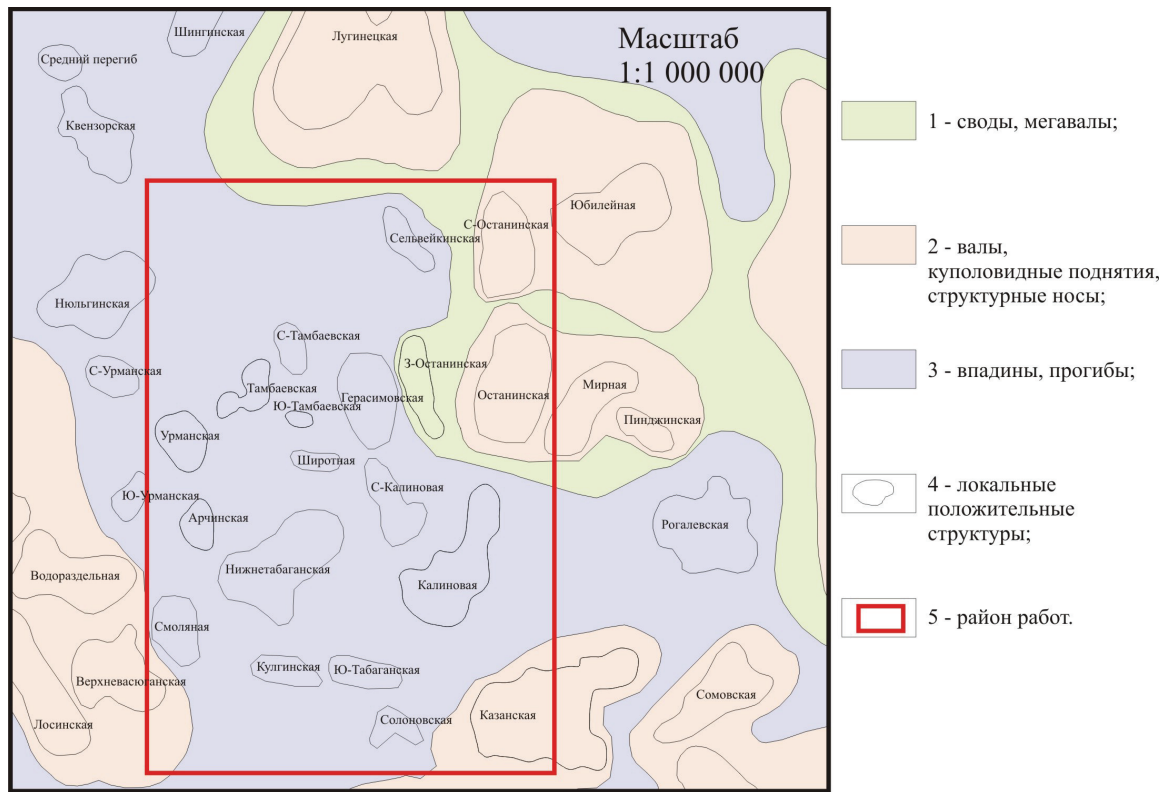


Рис. 1. Выкопировка из карты тектоники платформенного чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты, по К.И. Микуленко, 1985 г.

впадины (рис. 1). В комплекс геофизических исследований скважин (ГИС) входят диаграммы потенциалов собственной поляризации (ПС), кажущихся сопротивлений (КС), индукционного (ИК), радиоактивного (ГК и НГК) и кавернометрического коротажа.

Основные результаты исследований

Глиноземистые (алюминистые) породы

Алюминистые осадочные породы представляют собой скопление оксидов и гидроксидов алюминия (глинозема), среди которых преобладают диапор, бёмит и гидрагиллит. Содержание оксидов алюминия колеблется в широких пределах, составляя преимущественно 30...50 %. Значительное место в алюминистых породах занимают примеси, среди которых основными являются оксиды железа (10...15 %), каолинит, карбонаты кальция и магния, а также обломочные минералы – кварц, полевые шпаты, мусковит, рутил и др.

Главнейшими алюминистыми осадочными породами являются латериты и бокситы. Латериты представляют собой современную кору выветривания пород, богатых алюмосиликатами, образовавшуюся в условиях жаркого переменного-влажного климата

Бокситы по происхождению разделяются на остаточные (псевдоморфные) и переотложенные (осадочные). Псевдоморфные бокситы представляют собой ископаемую кору выветривания и характеризуются в различной степени реликтивными струк-

турами пород, за счет выветривания которых они возникли. Осадочные бокситы образуются в результате переотложения латеритной коры выветривания [1].

В изучаемой толще встречаются переотложенные бокситы в составе пестроцветных осадков эпохи образования коры выветривания пермо-триасового возраста. По В.П. Казаринову [2], пестроцветные осадки формировались за счет пролювиально-делювиально-аллювиального сноса продуктов структурного элювия с окружающих склонов, а пестроцветный структурный элювий приурочен к областям распространения алюмосиликатных пород вблизи их контакта с карбонатными породами. Наличие в водах ионов натрия, калия, а также бикарбонатов кальция, выщелачиваемых из известняков, создавало щелочную среду.

Продукты структурного элювия переносились в виде суспензионной мути и коллоидов железа, глинозема, кремнезема и др. элементов. В щелочной среде неустойчивые золи Fe и Al не могли переноситься на большие расстояния и образовывали осадки коллоидальной природы – глины, бобовые железные руды, бокситы, которые накапливались в пониженных участках рельефа и распределялись, согласно законам осадочной дифференциации.

В изучаемых отложениях отмечается три разновидности бокситовых пород, приуроченных к зоне контакта палеозойских и мезозойских образований. Состав пород приводится по данным спек-

трального количественного и рентгеноструктурного анализов.

1. Глины кирпично-красные жирные, пластичные, с зеркалами скольжения, при высыхании они рассыпаются на отдельные обломки.

На каротажных диаграммах (рис. 2, А, Б) глины характеризуются низким (около 5 Ом·м) удельным электрическим сопротивлением, высокой (более 250 мСм/м) удельной электропроводимостью, положительной аномалией ПС, увеличением диаметра скважин (28...44 см при номинальном значении 19 см), высокой (10...14 γ) радиоактивностью; значения НГК колеблются от 1,2 до 2,2 имп/мин.

По данным спектрального анализа содержание Al_2O_3 составляет 30,5...32,6 %, Fe_2O_3 — 4,5...10,8 %, FeO — 3,09...4,16 %, SiO_2 — 35,0...41,6 %; по результатам рентгеноструктурного анализа содержание каолинита равно 46 %, хлорита — 17 %, гидрослюд — 16 %, смешанно-слойных образований — 21 %, отмечаются присутствие сидерита, гематита, кварца. Последний наблюдается в шлифах в виде мелких зерен на фоне слабо просвечивающего красного тонкодисперсного бесструктурного вещества (рис. 3, А, Б).

Формирование глин происходило в водоемах в результате осаждения золей Al и Fe при очень низкой гидродинамической активности.

2. Красноцветные глинистые породы брекчиевидные с обломками преимущественного кремнистого состава, сидеритизированные, некрепкие. На каротажных диаграммах (рис. 2, В, Г) эти породы характеризуются низким (до 5 Ом·м) удельным электрическим сопротивлением, очень высокой (260...400 мСм/м) удельной электропроводимостью, положительной аномалией ПС, увеличением диаметра скважин (34...36 см при номинальном диаметре 19 см), высокой (до 30 γ) радиоактивностью, низкими (1,6 имп/мин) значениями на кривых НГК, т. е. геофизические данные аналогичны таковым для вышеописанных глин.

Химический состав пород также аналогичен — содержание Al_2O_3 составляет 20,5...28,7 %, Fe_2O_3 — 7,82...13,6 %, FeO — 4,81...5,2 %, SiO_2 — несколько больше — 47,2...58,4 %. По результатам рентгеноструктурного анализа глинистая составляющая представлена каолинитом — 32 %, хлоритом — 9 %, гидрослюдами — 28 %, смешанно-слойными образованиями — 11 %; кроме того, присутствует кварц — 15 %, сидерит — 6 %, гематит.

В шлифах (рис. 3, В, Г) видно, что обломки угловатой, даже остроугольной формы и разного размера погружены в глинистое вещество красного и темно-бордового цвета.

Эти данные позволяют предполагать, что описываемые породы образовались за счет осаждения взвесей и более крупного кластического материала при смыве и оползании продуктов выветривания с повышенных участков рельефа в пониженные.

От брекчий с красным, кирпично-красным, бордовым глинисто-железистым цементом, которые являются неозлювием [3], породы, относимые к бокситам с брекчиевидной структурой, отличаются содержанием обломочного материала: 10...15 % против 65...70 %. Но генетически эти породы идентичны.

Как показывает изучение верхней части палеозойского фундамента, все красноцветные породы приурочены к зонам развития известняков, которые обусловили повышенные значения рН в водоемах и, тем самым, способствовали осаждению неустойчивых золей Al и Fe в условиях поверхностного стока.

3. Бурые, темно-красные, кирпично-красные породы с оолитовой структурой. На каротажных диаграммах (рис. 2, Д, Е), как и у вышеописанных пород, наблюдается низкое (около 5 Ом·м) удельное электрическое сопротивление, очень высокая (до 400 мСм/м) удельная электропроводимость, высокая (20...30 γ) радиоактивность, низкие (1,2...1,6 имп/мин) значения на кривых НГК и увеличение диаметра скважин (39 см при номинальном значении 21 см). На кривых ПС в ряде случаев отмечается отрицательное отклонение, что объясняется, вероятно, выщелачиванием вещества в оолитах.

Оолиты имеют размеры 1,0...7,0 мм, округленную, иногда несколько угловатую форму, зональное строение: внешняя часть сложена каолинитом и гидроксидами железа, внутренняя — более обогащена минералами глинозема (рис. 3, Д, Е). Оолиты сцементированы темно-красным или бурым алевроито-глинистым материалом, содержащим гидроксиды железа и алюминия, зерна кварца, чешуйки гидрослюд, мелкие окисленные конкреции сидерита. Наиболее крупные оолиты часто разрушены, имеют прожилки, включения каолинита и кварца.

Содержание Al_2O_3 в оолитах составляет 35,05...36,25 %, Fe_2O_3 — 6,35...8,66 %, FeO — 3,09...5,63 %, SiO_2 — 32,0...35,86 %, в цементе — 18,11; 5,18; 8,97 и 41,26 %, соответственно. По данным рентгеноструктурного анализа в составе глинистой составляющей содержание каолинита равно 54 %, хлорита — 8 %, гидрослюд — 13 %, смешанно-слойных образований — 4 %, а также кварца — 10 %, сидерита — 11 %.

Судя по составу и строению бокситов с оолитовой структурой, предполагается, что они накапливались в мелководных водоемах при сносе продуктов структурного элювия, позднее подвергались переотложению с образованием оолитов и выветриванию как на месте образования, так и в процессе переотложения. К подобному выводу пришли И.В. Бабанская и В.А. Баженов при изучении верхней части палеозойского фундамента юго-востока Западно-Сибирской плиты [4].

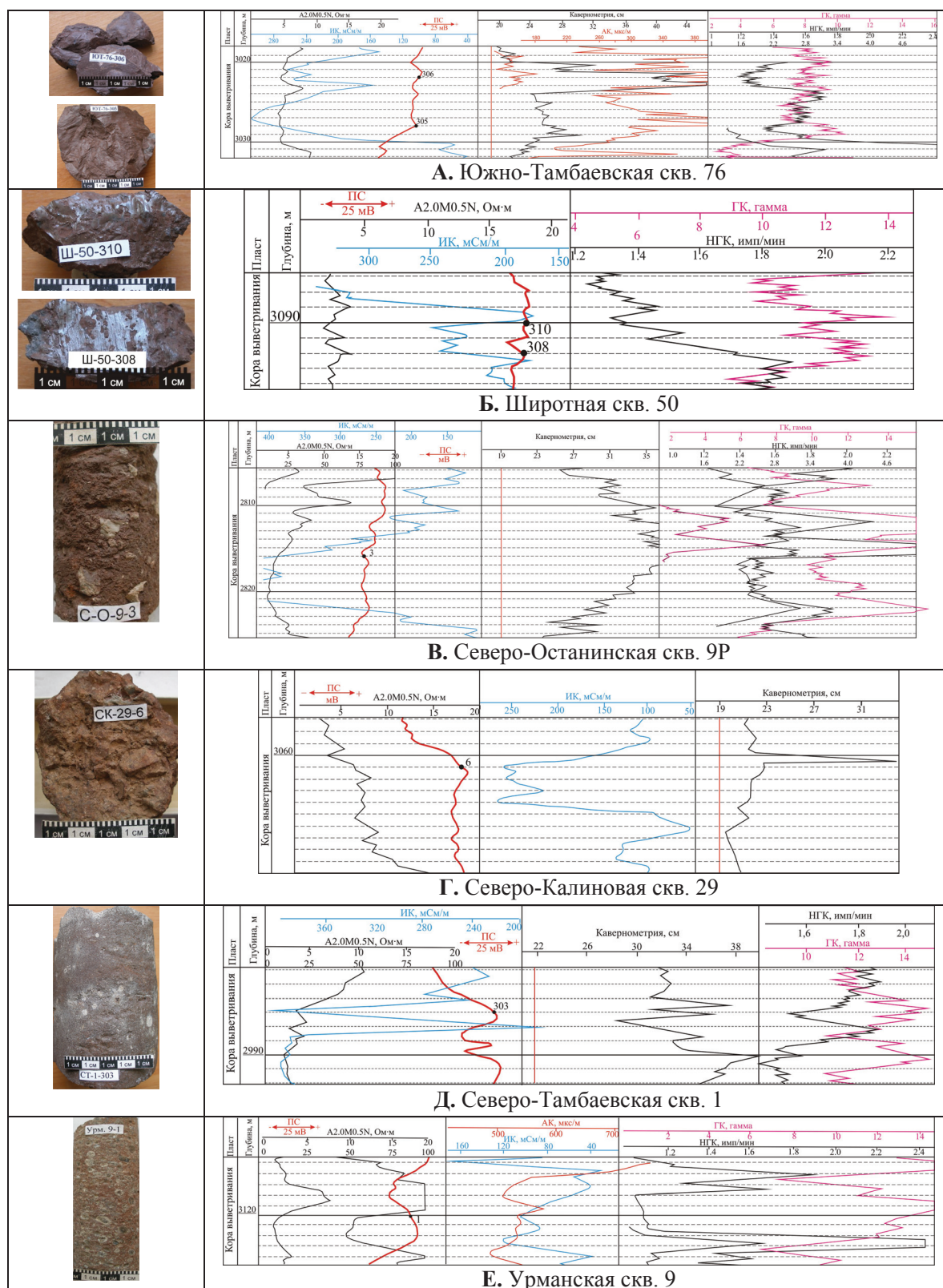
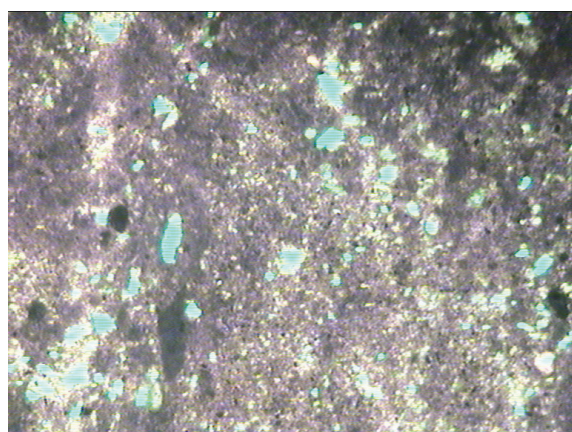
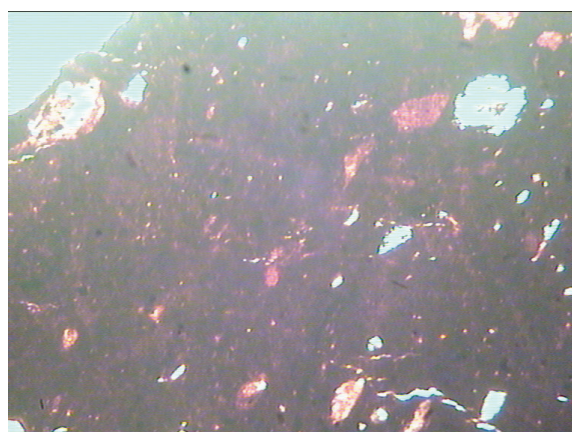


Рис. 2. Геофизические характеристики глиноземистых пород



А. 0 0,1 0,2 0,3 0,4 мм 1 ник.

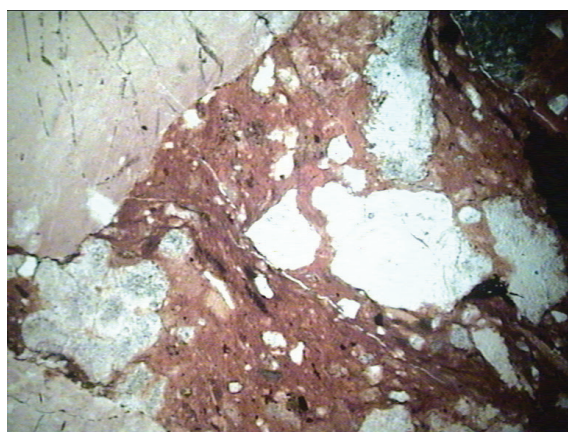
ЮТ-76. Гл. 3028,0 м



Б. 0 0,1 0,2 0,3 0,4 мм 1 ник.

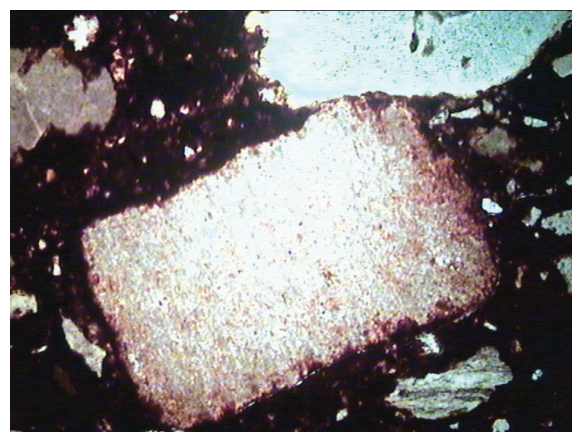
Ш-50. Гл. 3090,0 м

Бокситная глина.



В. 0 0,3 0,6 0,9 1,2 мм 1 ник.

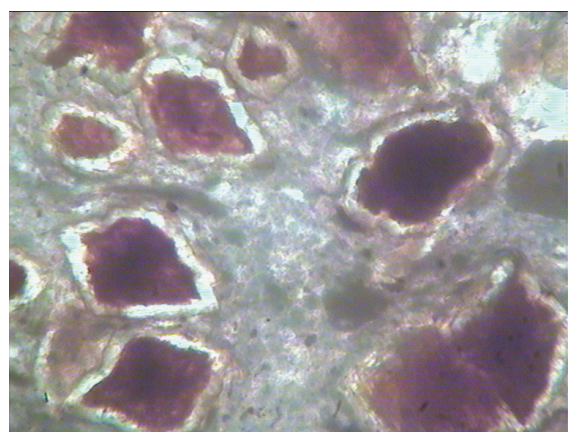
Арч.-46. Гл. 3118,0 м



Г. 0 0,3 0,6 0,9 1,2 мм 1 ник.

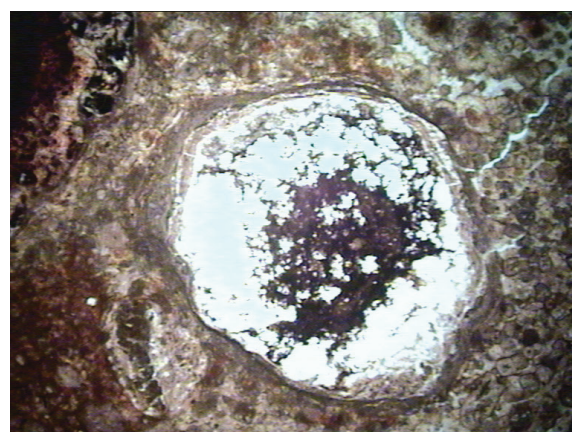
СК.-29. Гл. 3061,0 м

Бокситы с брекчиевидной структурой.



Д. 0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

СТ-1. Гл. 2987,0 м



Е. 0 0,3 0,6 0,9 1,2 мм 1 ник.

Урм.-9. Гл. 3120,0 м

Бокситы с оолитовой структурой.

Рис. 3. Строение глиноземистых пород из пермо-триасовых отложений

Железистые породы

В группу железистых пород объединяются природные образования осадочного происхождения, отличающиеся высоким содержанием железа. Последнее присутствует в виде оксидов и гидрооксидов (лимонит, гематит, гётит, гидрогётит), карбонатов закиси (сидерит), сульфидов (пирит, марказит), лептохлоритов (шамозит). Помимо минералов железа, в породах нередко отмечаются значительные количества кремнезема (до 30...40 %), глинозема (до 25 %), кальцит, глауконит, хлориты, глинистые минералы и терригенные примеси – кварц, полевые шпаты, слюды.

В изучаемой толще представителями этой группы пород являются окисные (оолитовые) образования и сидериты.

Железистые породы с оолитовой структурой формировались по той же схеме, что и описанные выше бокситные породы: снос и оползание продуктов структурного элювия с повышенных участков рельефа в пониженные, осаждение механической смеси и коллоидов гидроксидов железа и алюминия в щелочной среде и частичное переотложение с образованием оолитов.

Эти железистые породы, в отличие от красноцветных бокситов, имеют бурый, буровато-серый,

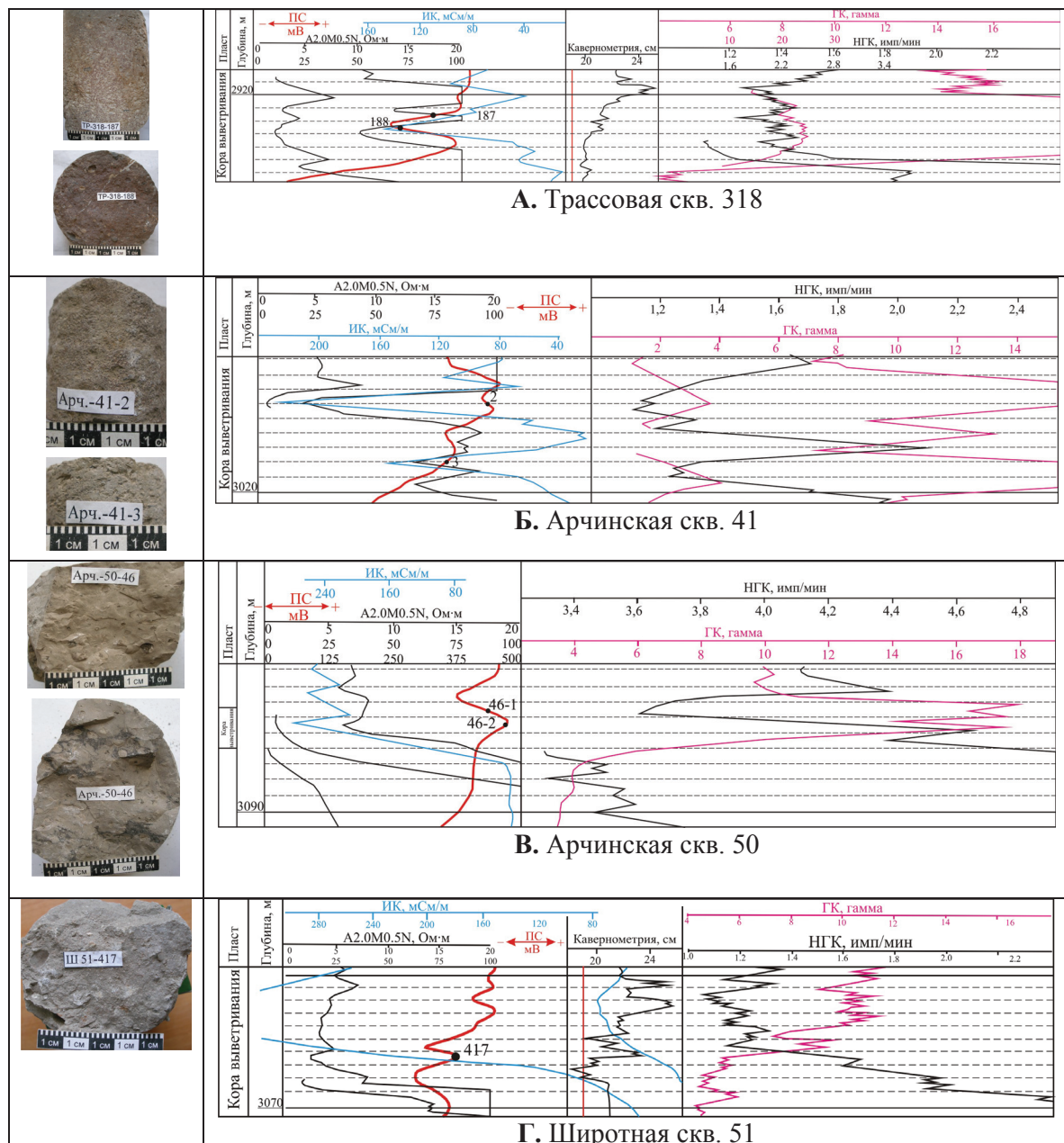
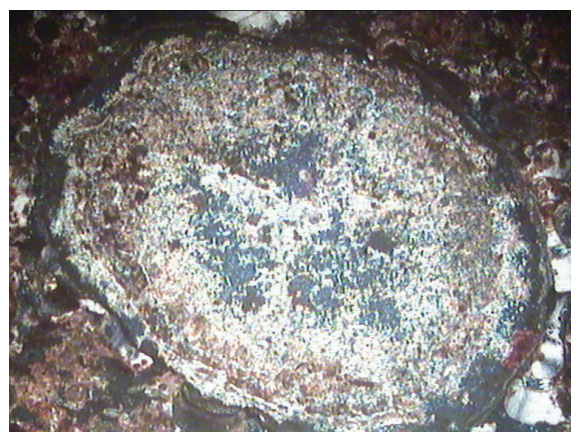
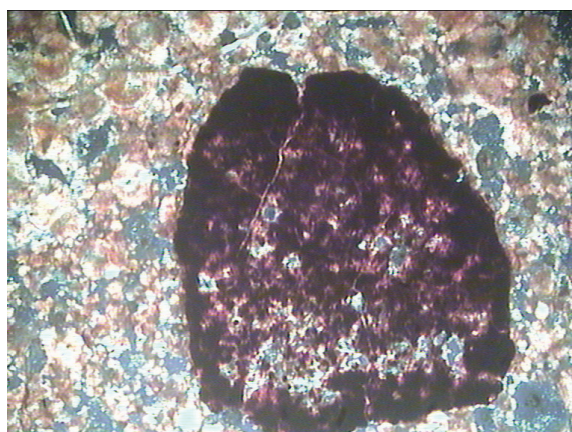


Рис. 4. Геофизические характеристики железистых пород с оолитовой структурой



А. 0 0,3 0,6 0,9 1,2 мм 2 ник.
Железистый оолит с каолинитом в центре.
Тр-318. Гл. 2921,5 м

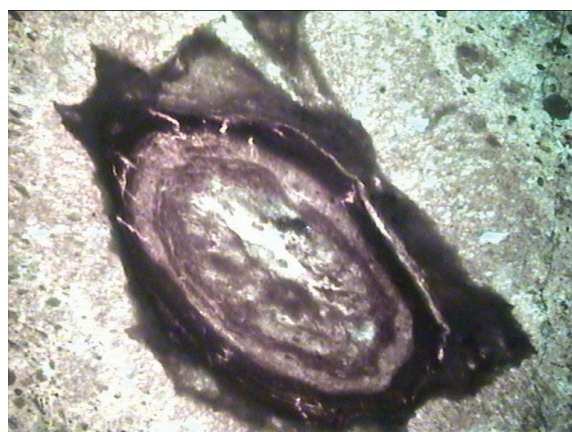


Б. 0 0,3 0,6 0,9 1,2 мм 2 ник.
Железистая конкреция.
Тр-318. Гл. 2922,5 м



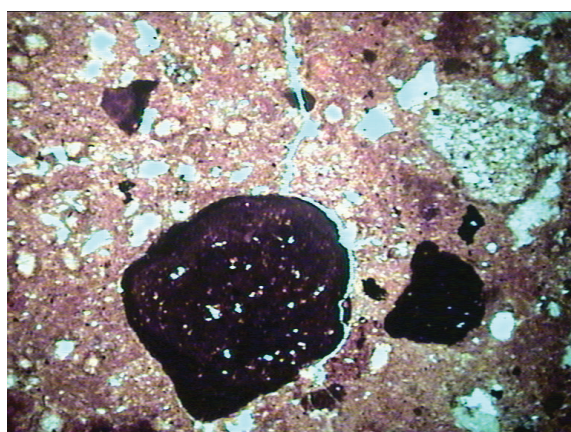
В. 0 0,3 0,6 0,9 1,2 мм 1 ник.

Деформированные железистые оолиты.
Арч-41. Гл. 3018,0 м



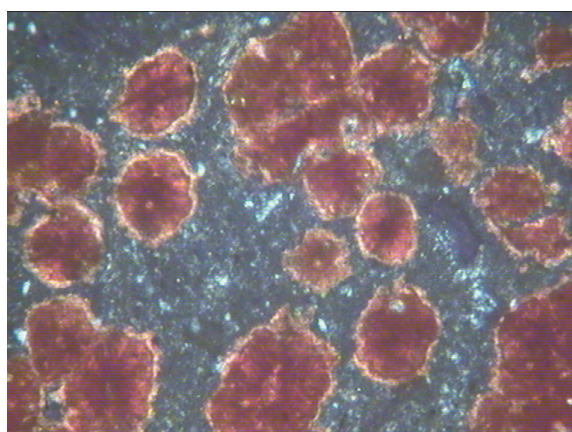
Г. 0 0,3 0,6 0,9 1,2 мм 1 ник.

Арч-50. Гл. 3084,5 м



Д. 0 0,3 0,6 0,9 1,2 мм 1 ник.

Железистые конкреции.
СК-26. Гл. 3079,0 м



Е. 0 0,1 0,2 0,3 0,4 мм 1 ник.

Мелкие оолиты со сферолитовой
структурой.
Ш-51. Гл. 3066,4 м

Рис. 5. Строение оолитовых железистых пород из коры выветривания (Р-Т)

часто темно-серый, почти черный цвет с красноватым или бурым оттенком; они, как правило, плотные, крепкие.

Геофизические характеристики железистых пород практически аналогичны описанным для бокситов (рис. 4, А–В): удельное электрическое сопротивление составляет 5...7 Ом·м, положительная аномалия на кривых ПС, хотя отмечаются и слабо (10 мВ) отрицательные отклонения (рис. 4, А), высокая (160...280 мСм/м) удельная электропроводимость, высокая (18...22 γ) радиоактивность, небольшое (22 см) увеличение диаметра скважин, значения НГК колеблются в пределах 1,4...3,6 имп/мин.

По данным спектрального количественного анализа железистые породы отличаются от глиноземистых повышенным содержанием Fe_2O_3 – 19,0...24,0 %, Al_2O_3 в этих пробах составляет 5,4...8,0 %, а FeO – 3,9...4,8 %, кроме того, отмечается несколько повышенное значение TiO_2 – до 1,8 %, по сравнению с 0,65 % в бокситах.

По данным рентгеноструктурного анализа в пробах преобладает каолинит – 46...54 %, хлорит составляет 7...12 %, гидрослюда – 10...14 %, смешаннослойные образования – 3...5 %, сидерит – 10...12 %, кварц – 5...10 %.

Под микроскопом видно, что оолиты имеют округлые очертания и зональное строение с каолинитом в центре и глинисто-железистой темной оболочкой (рис. 5, А); часто оолиты деформированы и, сохраняя зональное строение, представлены коричневым разных оттенков глинисто-железистым веществом (рис. 5, В, Г); встречаются также конкреции темно-вишневого цвета, почти округлые, но бесструктурные (рис. 5, Б, Д).

В изучаемой толще встречаются породы темно-серые с красноватым оттенком, с оолитовой структурой, имеющие очень высокую (более 400 мСм/м) удельную электропроводимость и увеличение на 13 см диаметра скважины (рис. 4, Г). В них при содержании Fe_2O_3 – 21,6 %, Al_2O_3 – 18,0 %, TiO_2 – 1,5 % увеличивается содержание FeO – 7,4 %. Под микроскопом видны мелкие хорошо выраженные округлые образования со сферолитовой структурой, сцементированные каолинитом (рис. 5, Е). Судя по составу, в породе проявился начальный процесс сидеритизации.

В изучаемой толще зоны контакта палеозоя и мезозоя оолиты бокситов и железистых пород часто подвергались сидеритизации. Этот процесс осуществлялся в диагенезе в восстановительной обстановке в кислой или нейтральной среде одновременно с каолинитизацией. В приповерхностных слоях при отсутствии кислорода окисные соединения железа (Fe^{+3}) восстанавливались до закисных (Fe^{+2}), а кислая среда создавалась за счет углекислоты при разложении органического вещества растительного происхождения. В этих условиях образовывался сидерит в виде оолитов, сферолитов, замещающих частично или полностью бокситовые и железистые конкреции.

При частичной сидеритизации оолитов сохраняются геофизические параметры, свойственные железистым породам: удельное электрическое сопротивление – около 5 Ом·м, положительная аномалия на кривых ПС, высокая (200...240 мСм/м) удельная электропроводимость, значения радиоактивности составляют 10...12 γ, нейтронного каротажа – 1,5...1,8 имп/мин (рис. 6, А, Б). Породы сохраняют темный с красноватым оттенком цвет, оолитовая структура видна в керне. Содержание Fe_2O_3 составляет 16,6...19,0 %, FeO – 5,6...8,9 %, Al_2O_3 – 7,2...8,0 %, SiO_2 (34,6...52,8 %). По результатам рентгеноструктурного анализа преобладает каолинит – 50 %, хлорит составляет 16 %, гидрослюда – 8 %, смешаннослойные образования – 5 %, сидерит – 10 %, кварц – 12 %.

Под микроскопом видны включения сидерита, замещающие железистые оолиты, и «чистые», без примесей, хорошо выраженные сферолиты (рис. 7, А–В).

В юрских отложениях включения сидерита встречаются по всему разрезу. В ряде случаев они представляют собой крупные (5...7 см) плотные окатанные гальки коричневого цвета, залегающие в основании пластов. Эти породы формировались, вероятно, при размыве и переотложении осадочных пород, содержащих конкреции сидеритов.

На каротажных диаграммах такие сидеритовые породы характеризуются повышенными значениями удельного электрического сопротивления (до 50 Ом·м) и интенсивности гамма-излучения (до 2,2 имп/мин), значениями радиоактивности – до 9 γ и удельной электропроводимости – до 70 мСм/м (рис. 6, В).

Особенности часто и в больших количествах сидерит формируется в диагенезе в глинистых осадках озер, болот, на поймах рек при избытке соединений железа из коллоидных растворов и углекислоты, образующейся при разложении растительной органики. В восстановительной среде и спокойной гидродинамической обстановке накапливался тонкодисперсный глинисто-сидеритовый материал с обугленными и сидеритизированными растительными остатками и относительно крупными (до 5 мм) конкрециями сферосидерита. Порода имеет бурую и темно-желтую «охристую» окраску за счет последующего окисления как основной массы, так и конкреций.

Геофизическая характеристика глинисто-сидеритовых пород отличается невысоким (до 7 Ом·м) удельным электрическим сопротивлением и повышенной (до 140 мСм/м) удельной электропроводимостью, вероятно, за счет окисления железистого вещества; значения радиоактивности составляет 7 γ, НГК – 1,8 имп/мин, наблюдается также очень небольшое увеличение диаметра скважины (рис. 6, Г).

По данным рентгеноструктурного анализа в породе резко преобладает каолинит – 63 %, присутствуют хлорит – 8 %, гидрослюда – 8 %, а сидерит составляет – 21 %.

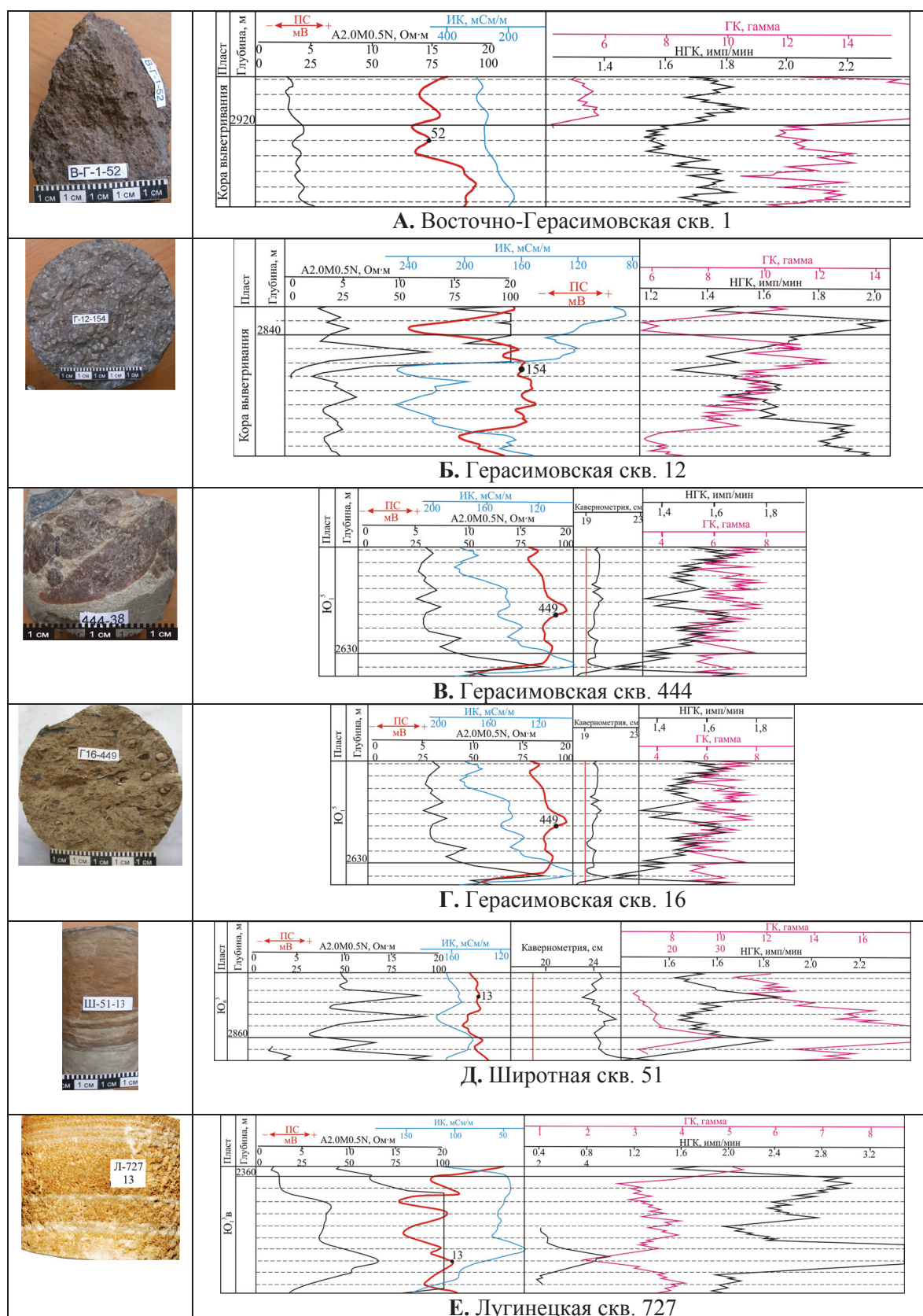
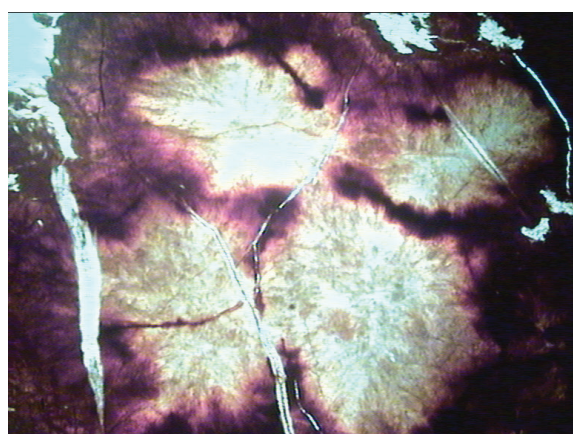


Рис. 6. Геофизические характеристики сидеритовых пород



А. 0 0,3 0,6 0,9 1,2 мм 2 ник.



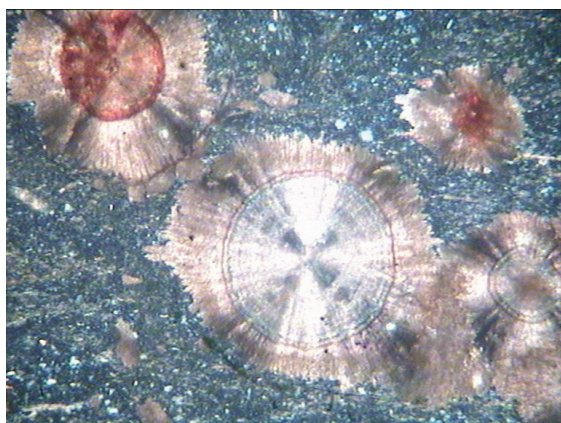
Б. 0 0,1 0,2 0,3 0,4 мм 2 ник.

Кора выветривания.

Сидеритизация окисных оолитов.

ВГ-1. Гл. 2921,0 м

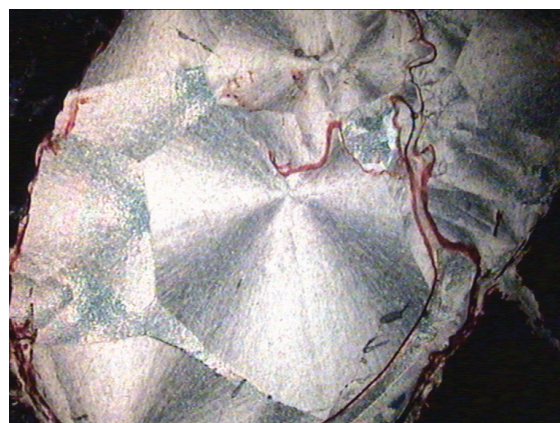
Г-12. Гл. 2842,5 м



В. 0 0,1 0,2 0,3 0,4 мм 2 ник.

Сидеритизация окисных оолитов.

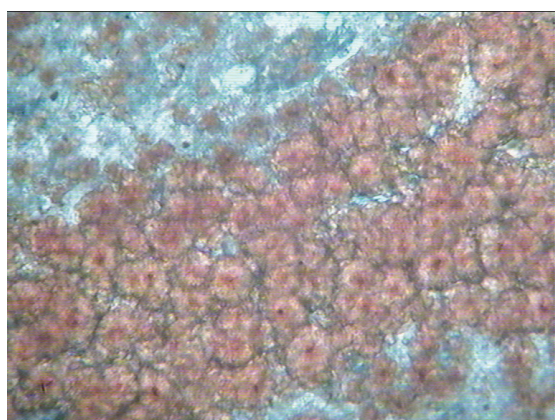
СК-26. Гл. 3063,4 м. Кора выветривания (Р-Т)



Г. 0 0,3 0,6 0,9 1,2 мм 2 ник.

Фрагмент конкреции сидерита.

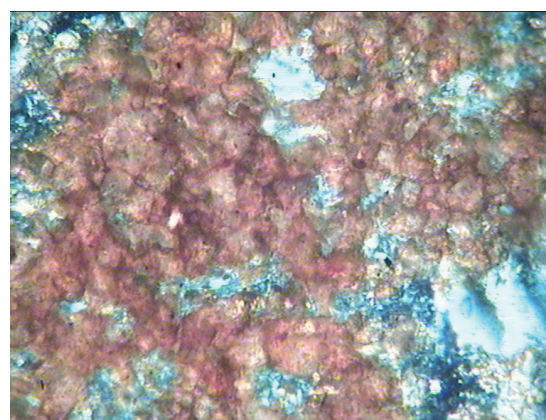
Г-16. Гл. 2627,0 м. Ю₁⁵



Д. 0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

Скопления мелких сферолитов сидерита.

Ш-51. Гл. 2856,0 м. Ю₈³



Е. 0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

ЛГ-727. Гл. 2367,0 м. Ю₁^{3в}

Рис. 7. Строение сидеритовых пород

Под микроскопом видно, что конкреции состоят из сферолитов, разделенных иногда тонкой каймой гидроксидов железа (рис. 7, Г); в ядрах конкреций часто наблюдаются включения вторичного каолинита кристаллической структуры; основная тонкодисперсная масса в проходящем свете имеет красноватый оттенок.

Сидерит формируется и в терригенных осадках мелководных опресненных внутренних морей, озер, лагун и заливов при поступлении в бассейн седиментации, наряду с кластическим материалом, значительного количества коллоидов железа. В обстановке недостатка кислорода, обилия растительной органики накапливались породы, в которых сидерит составляет более 50 % при весьма неоднородном распределении в нем обломочного материала.

Породы образуют линзы, маломощные прослои и хорошо выделяются в разрезах бурым, «рыжим» цветом, иногда с красноватым оттенком за счет поверхностного окисления, отличаются от вмещающих пород плотностью, крепостью.

На каротажных диаграммах (рис. 6, Д, Е) сидеритовые породы характеризуются повышенным (18...65 Ом·м) удельным электрическим сопротивлением, положительной аномалией ПС, колебаниями удельной электропроводимости (50...110 мСм/м), повышенными значениями на кривых НГК — 1,8...2,2 имп/мин, достигая 4,0 имп/мин в сочетании с кальцитом.

Под микроскопом видно, что порода представляет собой скопления мелких оолитов сидерита с включениями обломочного материала (рис. 7, Д, Е).

Выводы

Основные особенности строения глиноземистых и железистых пород юго-востока Западно-Сибирского осадочного палеобассейна заключаются в следующем.

1. Необходимым условием для скоплений глиноземистых пород является пролювиально-делювиально-аллювиальный смыв и оползание продуктов структурного элювия, образующегося на алюмосиликатных породах вблизи их контакта с карбонатными породами; последние, обогащая поверхностные и грунтовые воды бикарбонатами кальция, создавали щелочную среду и способствовали осаждению неустойчивых золей алюминия и железа.
2. В разрезах установлено три разновидности бокситовых пород: глины жирные пластичные с зеркалами скольжения, накопление которых происходило в водоемах при осаждении суспензионной муты с низкой гидродинамической

активностью; глинистые бокситы с обломками, создающими брекчиевидную текстуру, накопление их происходило за счет осаждения взвеси и кластического материала при смыве продуктов выветривания с повышенных участков рельефа в пониженные; бокситы с оолитовой структурой, формирование которых происходило за счет переотложения глинисто-железисто-глиноземистого вещества в виде округлых образований, дальнейшего их разрушения и частичного замещения каолинитом.

3. На каротажных диаграммах глиноземистые породы характеризуются, очень высокой удельной электропроводимостью за счет присутствия электропроводящих оксидов железа и алюминия, низким удельным электрическим сопротивлением, увеличением диаметра скважины при размыве глинистой составляющей; высокой радиоактивностью, положительной аномалией на кривых собственной поляризации и отрицательным отклонением в выветрелых оолитовых бокситах.
4. Формирование оолитовых железистых пород происходило при переносе продуктов структурного элювия с повышенных участков в пониженные в виде коллоидов и тонкой механической взвеси, осаждения зольей железа и алюминия в щелочной среде и переотложения с образованием оолитов.
5. На каротажных диаграммах железистые окисные породы характеризуются низким удельным электрическим сопротивлением, положительной аномалией собственной поляризации, высокой удельной электропроводимостью, колебаниями значений нейтронного каротажа и небольшим увеличением диаметра скважин.
6. Формирование сидеритовых пород происходило в диagenезе в глинистых и терригенных осадках озер, болот, мелководных опресненных внутренних морей, лагун, заливов при избытке коллоидов железа и уголекислоты, образующейся при разложении растительной органики; в условиях спокойной гидродинамической обстановки накапливалось тонкодисперсное глинисто-сидеритовое вещество с образованием конкреций сферосидерита; на каротажных диаграммах сидеритовые породы характеризуются положительной аномалией собственной поляризации, высокими значениями интенсивности гамма-излучения на кривых нейтронного каротажа, практически номинальным диаметром скважин, остальные геофизические параметры неоднозначны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология. — М.: Недра, 1991. — 444 с.
2. Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. — М.: Гостоптехиздат, 1958. — 320 с.
3. Ежова А.В. Состав, условия накопления и геофизическая характеристика брекчий Нюрольского осадочного бассейна //

Известия Томского политехнического университета. — 2011. — Т. 319. — № 1. — С. 95–101.

4. Баженов В.А., Бабанская И.В. Бокситы палеозойского фундамента Западно-Сибирской платформы // Геология и геофизика. — 1991. — № 1. — С. 101–107.

Поступила 11.03.2012 г.

УДК 553.982:553.041:552.578:550.836

ОЧАГИ ГЕНЕРАЦИИ И ПЕРВИЧНО-АККУМУЛИРОВАННЫЕ РЕСУРСЫ БАЖЕНОВСКИХ НЕФТЕЙ УСТЬ-ТЫМСКОЙ МЕГАВПАДИНЫ

Г.А. Лобова

Томский политехнический университет

E-mail: lobovaga@tpu.ru

Выполнена оценка перспектив нефтегазоносности верхнеюрско-меловых отложений Усть-Тымской мегавпадины и её обрамления (Западная Сибирь) на базе палеотектонических реконструкций и палеотемпературного моделирования, картирования очагов генерации и относительной плотности начальных геологических ресурсов баженовских нефтей. Приведена рекомендация первоочередности объектов для постановки геологоразведочных работ.

Ключевые слова:

Палеотемпературное моделирование, баженовские нефти, очаг генерации, плотность ресурсов, верхнеюрско-меловые отложения, Усть-Тымская мегавпадина.

Key words:

Paleotemperature modeling, Bazhenov oil, the generation center, density of resources, Upper Jurassic-Cretaceous deposits, the Ust-Tym megadepression.

Введение

Западная часть Усть-Тымской мегавпадины, граничащая с Александровским, Средневасюганским и Пудинским палеовыступами (Западная Сибирь), покрыта редкой сетью сейсмических профилей методом общей глубинной точки. В восточных районах современные геофизические работы практически не проводились. Территория исследований представляет собой переходную зону между западными районами нефтепромыслов Томской области (Левобережье Оби) и восточными районами (Правобережье Оби), спорными в отношении перспектив поисков скоплений углеводородов (УВ) [1]. Интерес к этому объекту обуславливается определенной общностью нефтегазовой геологии с Нюрольской мегавпадиной, где доказан высокий потенциал нефтегазоаккумуляции [2].

В Усть-Тымской депрессионной зоне распространены тогурская и баженовская нефтегенерирующие толщи и, при наличии резервуаров в отложениях осадочного чехла, определяют ее перспективность.

По генезису рассеянного органического вещества (РОВ) верхнеюрские нефтепроизводящие породы в пределах впадины имеют зональное строение [3]. Значения $C_{орг}$ варьируют от 9...12 мас. % в зоне распространения баженовской свиты в западной части мегавпадины (сапропелевое РОВ), постепенно уменьшаясь до 6...8 мас. % в переходной зоне (РОВ смешанного типа) и достигает значений 2...3 мас. % в породах марьяновской свиты в восточной части депрессии («псевдогумусовое» РОВ). Эти отложения являются основной нефтегенерирующей толщей для мелового и верхнеюрского нефтегазоносных комплексов (НГК).

По генезису РОВ нефтепроизводящие породы тогурской свиты в пределах Усть-Тымской мегавпадины являются типичными озерными отложениями с РОВ гумусового типа, с показателем $C_{орг}=1,5...5,0$ мас. %. Они являются источником

УВ для среднеюрского, нижнеюрского и палеозойского НГК.

Цель настоящих исследований – выполнение оценки перспектив нефтегазоносности верхнеюрско-меловых отложений Усть-Тымской мегавпадины на базе палеотектонических реконструкций и палеотемпературного моделирования, картирования плотности первично-аккумулятивных баженовских нефтей, сопоставление результатов прогноза с данными нефтеразведочных работ и, как следствие, определение первоочередных объектов для постановки геологоразведочных работ на верхнеюрский и меловой НГК.

Геолого-структурная характеристика территории исследования

Усть-Тымская мегавпадина является структурой I порядка и располагается в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. Структуры осадочного чехла унаследует отрицательные формы поверхности фундамента – Усть-Тымского грабен-рифта северо-восточного простирания и Нарымско-Колпашевской впадины северо-западного простирания [4]. В строении чехла [3] депрессия оконтурена положительными структурными формами I порядка (рис. 1). На юге, через Северо-Парабельскую мегамоноклиаль, она сочленяется с Парабельским мегавыступом. На востоке мегавпадина ограничена Пайдугинским и Пыль-Караминским мегавалами, на западе – Александровским сводом и Средневасюганским мегавалом. Мегавпадина осложнена структурами II порядка: в центральной части Неготским, в западной Сампатским, в восточной Пыжинским мезопроггибами. На юго-востоке, через Зайкинскую мезоседловину, мегавпадина сочленяется с Восточно-Пайдугинской, а на юго-западе, через Шингинскую мезоседловину, с Нюрольской мегавпадинами. На севере мегавпадина ограничивается Караминской мезоседловиной. В качестве самостоятельных элементов Усть-Тымскую депрес-

сию осложняют немногочисленные мелкие положительные структуры IV порядка.

По отражающему горизонту II^а (кровле юрских отложений) по замкнутой изогипсе –2560 м площадь мегавпадины составляет 19400 км², в рельефе доюрского основания мегавпадина увеличивается в размерах до 38000 км² и включает в себя Северо-Парабельскую мегамоноклинали, Караминскую и Зайкинскую мезоседловины.

Характеристика нефтегазоносности территории исследований

Усть-Тымская мегавпадина, Северо-Парабельская мегамоноклинали и северная часть Парабельского межавыступа расположены в пределах Усть-Тымского нефтегазоносного района (НГР) Пайдугинской нефтегазоносной области (НГО). Восточная и южная части территории исследования входят в земли Пыль-Караминского и Парабельского НГР этой же области. Западная часть участка приурочена к Васюганской НГО, охватывая отдельные месторождения Александровского, Средневасюганского, Межовского и Пудинского НГР. Залежи УВ связаны с доюрским, нижнеюрским, среднеюрским, верхнеюрским и меловым комплексами.

Основной нефтепроизводящей толщей для доюрского, нижнеюрского и среднеюрского НГК является тогурская свита. Она распространена в центральных и восточных частях мегавпадины и в Северо-Парабельской мегамоноклинали, а также заливообразно, «языками» — в северной и юго-восточной части Парабельского межавыступа (рис. 1).

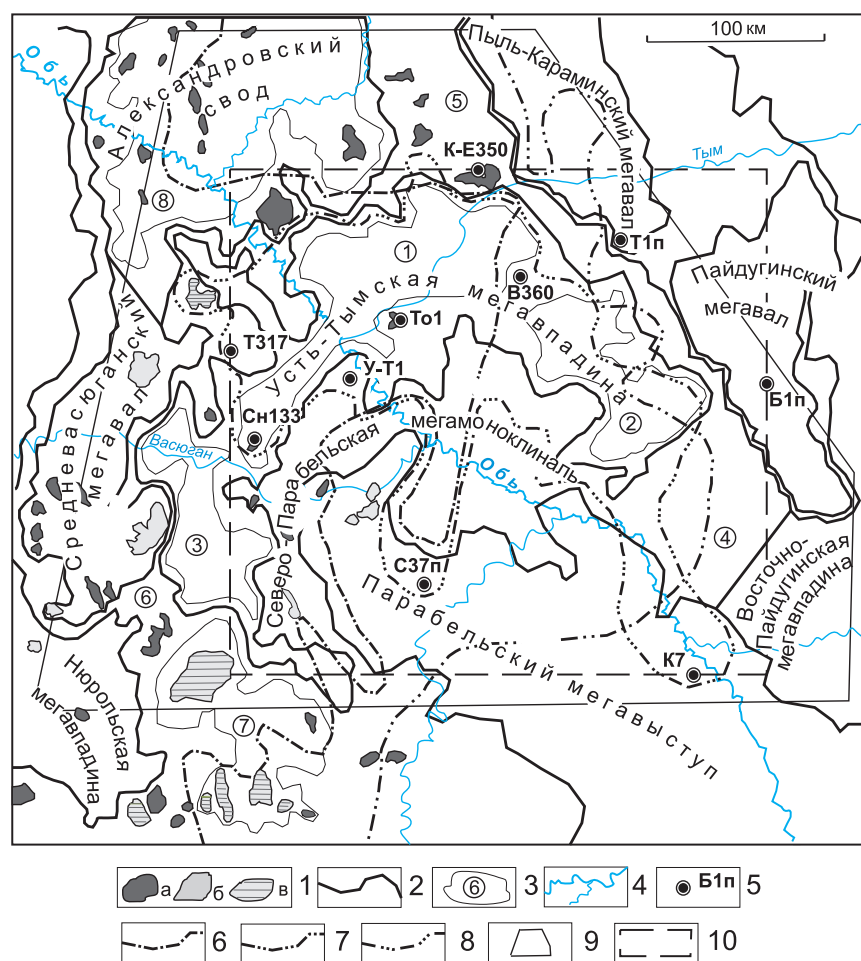


Рис. 1. Обзорная структурно-тектоническая схема территории исследования (на основе [3]): 1 – месторождения: а) нефтяное, б) газовое, в) газоконденсатное; границы тектонических элементов: 2 – I порядка, 3 – II порядка и номер структуры; 4 – речная сеть; 5 – исследуемая скважина и ее номер; 6 – восточная граница распространения бажендовской свиты и «переходной» зоны; 7 – западная граница «переходной зоны» и распространения марьяновской свиты; 8 – граница зоны распространения тогурской свиты; 9 – контур района исследования; 10 – контур построения карт. Структуры II порядка: 1 – Неготский мезопрогиб, 2 – Пыжинский мезопрогиб, 3 – Сампатский мезопрогиб, 4 – Зайкинская мезоседловина, 5 – Караминская мезоседловина, 6 – Шингинская мезоседловина, 7 – Пудинское мезоподняние, 8 – Трайгородский мезовал. Скважины: К-Е350 – Киев-Еганская 350, Т1п – Тымская 1 параметрическая, Б1п – Береговая 1 параметрическая, К7 – Колпашевская 7, С37п – Сенькинская 37 параметрическая, Сн133 – Снежная 133, У-Т1 – Усть-Тымская 1, То1 – Толпаровская 1, Т317 – Трассовая 317, В360 – Вертолетная 360

В *доюрском НГК* наиболее высокими емкостными свойствами обладают измененные породы, развитые по карбонатным и терригенно-карбонатным образованиям. Перспективы связывают и с корой выветривания по магматическим и метаморфическим породам кислого состава.

Нижнюю часть *нижнеюрского НГК* слагают геттанг-раннетоарские толщи урманской свиты с пластами Ю₁₇₋₁₆. Верхнюю часть НГК представляют позднеотар-ааленские песчано-глинистые отложения салатской (в юго-восточной части участка — пешковской) свиты с пластами-коллекторами Ю₁₅₋₁₄ и Ю₁₃₋₁₁.

Среднеюрский НГК формируется в байос-батское время в объеме тюменской свиты, в которой выделяется серия резервуаров (Ю₁₀₋₂), разделенных глинисто-углистыми пачками.

Основной нефтематеринской свитой для *верхнеюрского и мелового НГК* в западной части территории исследований выступает *баженовская свита*, на востоке ее временной аналог — *марьяновская*. Между границами распространения этих свит выделяется зона с переходными условиями седиментации и катагенеза.

Основным, разрабатываемым в настоящее время НГК, является *верхнеюрский НГК*. Он объединяет отложения келловей-титонского возраста, формировавшиеся в разных фациальных условиях. В западной части района в прибрежно-морских условиях формируется *васюганская свита*, разделенная по литологическому составу на нижнюю, существенно глинистую, и верхнюю подсвиты. Полный разрез *верхневасюганской подсвиты* содержит 4–5 песчаных пластов, совокупность которых формирует здесь регионально-нефтегазоносный горизонт Ю₁. Наличие регрессивного и трансгрессивного циклов осадконакопления, в эпоху формирования верхневасюганской подсвиты, позволяют выделить в ее составе две пачки — подугольную и надугольную. Разрез подугольной пачки представлен регрессивными песчаными пластами Ю₁⁴, Ю₁³. На ряде площадей эти пласты объединены и формируют единую песчаную толщу, индексируемую как Ю₁³⁻⁴.

В надугольной пачке выделяют пласты Ю₁¹⁻². Восточнее Средневасюганского мегавала морские отложения васюганской свиты замещаются преимущественно континентальными осадками *науанской свиты*, песчаные разности которой объединены в горизонт Ю₁ [5]. В пределах района исследований открыты мелкие по запасам месторождения нефти: Киев-Еганское, Линейное, Тунгольское, Двойное, Соболиное. Кроме того зафиксированы нефтегазопроявления на Лесной, Летней, Тростниковой, Толпаровской площадях. В Парабельском НГР с этими отложениями связаны газовые и газоконденсатные залежи Усть-Сильгинского, Средне-Сильгинского, Северо-Сильгинского, Снежного месторождений. В Александровском НГР открыто Никольское мелкое нефтяное месторождение.

Меловой НГК охватывает морской разрез неоккома и характеризуется сложным геологическим

строением пластов от берриаса до нижнего апта, преимущественным развитием неантиклинальных ловушек литологического и комбинированного типов. Залежи приурочены к неоккомскому клиноформному (пласты группы Б) и неоккомскому шельфовому (пласты группы А) комплексам. На Соболином месторождении залежи газоконденсата приурочены к пластам А₁₂, Б₁, Б₁₀ киялинской свиты. На Гураринском месторождении залежь нефтегазоконденсата локализуется в пластах Б₁₂, Б₁₀. Нефтегазопроявления зафиксированы в отложениях ачимовского нижнемелового комплекса на Трассовой площади.

Палеотемпературное моделирование, картирование очагов генерации нефти

Прогнозирование очагов генерации баженовских нефтей выполнено методами палеотектонических реконструкций и палеотемпературного моделирования [6]. На рис. 2 приведена схематическая карта распределения значений *плотности теплового потока* из основания осадочного чехла. Карта построена путем интерполяции значений теплового потока, полученного решением обратной задачи геотермии в моделях распространения тепла 10-и скважин (рис. 1). Обратим внимание, что распределение повышенных значений теплового потока, характерное для северо-востока и юго-запада Усть-Тымской мегавпадины, согласуется с размещением месторождений нефти и газа.

На втором этапе исследований в моделях распространения тепла 10 скважин восстановлена термическая история баженовских отложений и их временных аналогов на 10 ключевых моментов геологического времени (на начало/завершение формирования свит). На заданные ключевые времена, путем интерполяции геотемператур отложений в разрезах скважин, построены схематические карты распределения геотемператур (рис. 3). По геотемпературному критерию [7] выделены *очаги интенсивной генерации баженовских нефтей*. Пороговые температуры, определяющие границу очага генерации нефти: баженовской свиты — 85 °С; переходной зоны — 90 °С; марьяновской свиты — 95 °С.

91,6 млн л назад (конец формирования покурской свиты) очаг генерации нефти в баженовской свите еще не наблюдался.

86,5 млн л назад (конец формирования ипатовской свиты) очаг действовал в зоне распространения баженовской свиты на западном склоне Северо-Парабельской мегамоноклинали и северо-западнее Вертолетной площади, при температурах 85...93 °С. В переходной зоне очаг локализуется в северной части территории, в зоне сочленения Пыль-Караминского мегавала и Усть-Тымской мегавпадины, при температурах 90...95 °С. В зоне распространения марьяновской свиты очаг действовал на Тымской площади при температурах 95...97 °С (рис. 3, А).

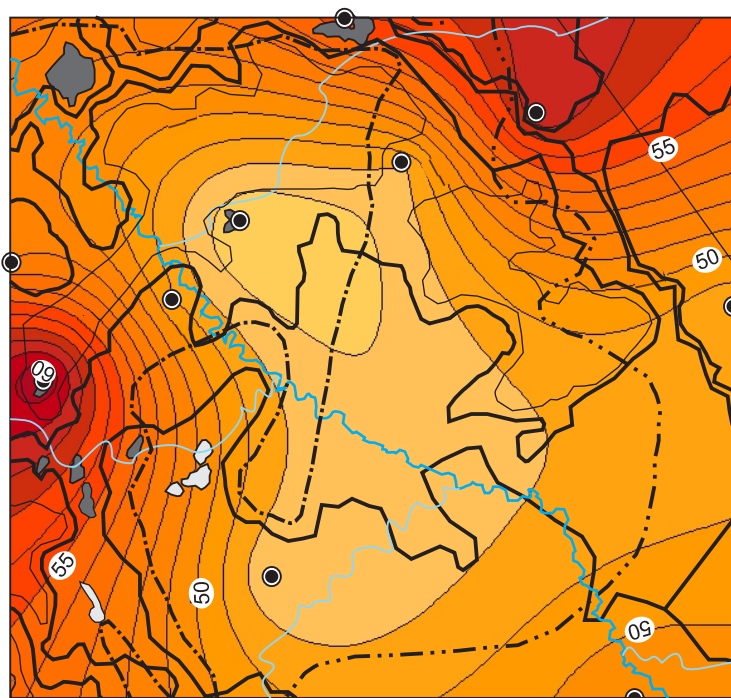


Рис. 2. Схематическая карта распределения значений плотности теплового потока из основания (значения изолиний в мВт/м²). Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1

73,2 млн л назад (конец формирования славгородской свиты) очаг действовал в баженовской свите при температурах 85...96 °С и занимал практически всю зону распространения свиты, кроме участка скважины Толпаровской 1. В переходной зоне очаг занял восточную часть Неготского мезопроггиба и распространился до северо-восточного склона Пыжинского мезопроггиба. В южной части переходной зоны очаг проявился узкой полосой на северо-западном склоне Парабельского межавыступа и действовал при температурах 90...98 °С. В марьяновской свите очаг действовал при температурах 95...100 °С. Площадь его распространения увеличилась до северного склона Пайдугинского межавала (рис. 3, Б).

61,7 млн л назад (конец формирования ганькинской свиты) в баженовской свите очаг действовал при температурах 85...103 °С во всей зоне её распространения. В переходной зоне очаг действовал при температурах 90...106 °С и распространился на севере до южной части Пыжинского мезопроггиба, на юге — до Сенькинской площади. В марьяновской свите очаг действовал при температурах 95...108 °С и распространился до центральной части Пайдугинского межавала (рис. 3, В).

41,7 млн л назад (конец формирования люлинворской свиты) очаг в баженовской свите действовал при температурах 85...109 °С. В переходной зоне очаг действовал при температурах 90...113 °С. В марьяновской свите очаг действовал при температурах 95...114 °С.

37,6 млн л назад (время максимального прогрева осадочной толщи) очаг в баженовской свите действовал при температурах 85...109 °С в пределах всей зоны ее распространения. В переходной зоне

очаг действовал на всей ее площади, при температурах 90...114 °С. В марьяновской свите очаг действовал при температурах 95...115 °С, увеличиваясь в южном направлении до Береговой площади (рис. 3, Г).

32,3 млн л назад (конец формирования чеганской свиты) очаг в баженовской свите действовал во всей зоне ее распространения, при температурах 85...101 °С. В переходной зоне очаг действовал при температурах 90...106 °С, постепенно уменьшаясь в северном и западном направлении. В марьяновской свите очаг действовал при температурах 95...107 °С, из зоны очага выходит центральная часть Пайдугинского межавала (рис. 3, Д).

4,71 млн л назад (конец миоценового времени) очаг в баженовской свите действовал при температурах 85...100 °С, в переходной зоне — при температурах 90...104 °С, в марьяновской свите — при температурах 95...104 °С.

1,64 млн л назад (конец плиоценового времени) очаг в баженовской свите действовал при температурах 85...99 °С, из зоны очага выходит участок Парабельской мегамоноклинали. В переходной зоне очаг действовал при температурах 90...102 °С, из зоны очага выходит участок северо-западного склона Парабельского межавыступа и Пыжинский мезопрогиб. В марьяновской свите очаг действовал при температурах 95...102 °С, из зоны очага выходит участок Пайдугинского межавала (рис. 3, Е).

Очаг интенсивной генерации нефти в современном разрезе баженовской свиты действует при температурах 85...97 °С, занимая западную и северную части зоны распространения свиты. В переходной зоне очаг действует при температурах

90...99 °С и локализуется севернее Вертолетной площади. В марьяновской свите очаг действует при температурах 95...98 °С в пределах Пыль-Караминского мегавала (рис. 3, Ж).

Расчет относительной плотности начальных геологических ресурсов баженовских нефтей

Для районирования территории по степени перспективности верхнеюрского и мелового НГК по величине первично-аккумуляированных баженовских нефтей рассчитан условный интегральный показатель (УИП) по формуле [8]:

$$\text{УИП} = \sum_{i=1}^9 (T_i t_i \cdot 10^{-2}),$$

где T_i – расчетная температура очага генерации нефти, °С; t_i – время действия очага, млн л; количество временных интервалов $i=1, \dots, 9$ выбрано исходя из числа представительных свит по этапам их формирования.

Результаты расчетов УИП, ранжирования зон по степени перспективности и сведения по испытанию глубоких скважин территории исследований приводятся в таблице.

Испытания глубоких скважин изучены и сведены из первичных «дел скважин» (фондовые материалы Томского филиала ФГУ «ТФГИ по СФО»).

На схематической карте распределения относительной плотности первично-аккумуляированных баженовских нефтей в меловом и верхнеюрском НГК (рис. 4), построенной путем интерполяции УИП, видно, что наиболее перспективными землями являются северо-восточная, северная и юго-западная части Усть-Тымской мегавпадины и обрамляющие здесь ее структуры. Данные, полученные при испытании верхнеюрского и мелового НГК глубоких скважин в пределах изучаемой территории (таб.), в основном, согласуются с таким прогнозом. В зоне прогнозируемой высокой относительной плотности первично-аккумуляированных баженов-

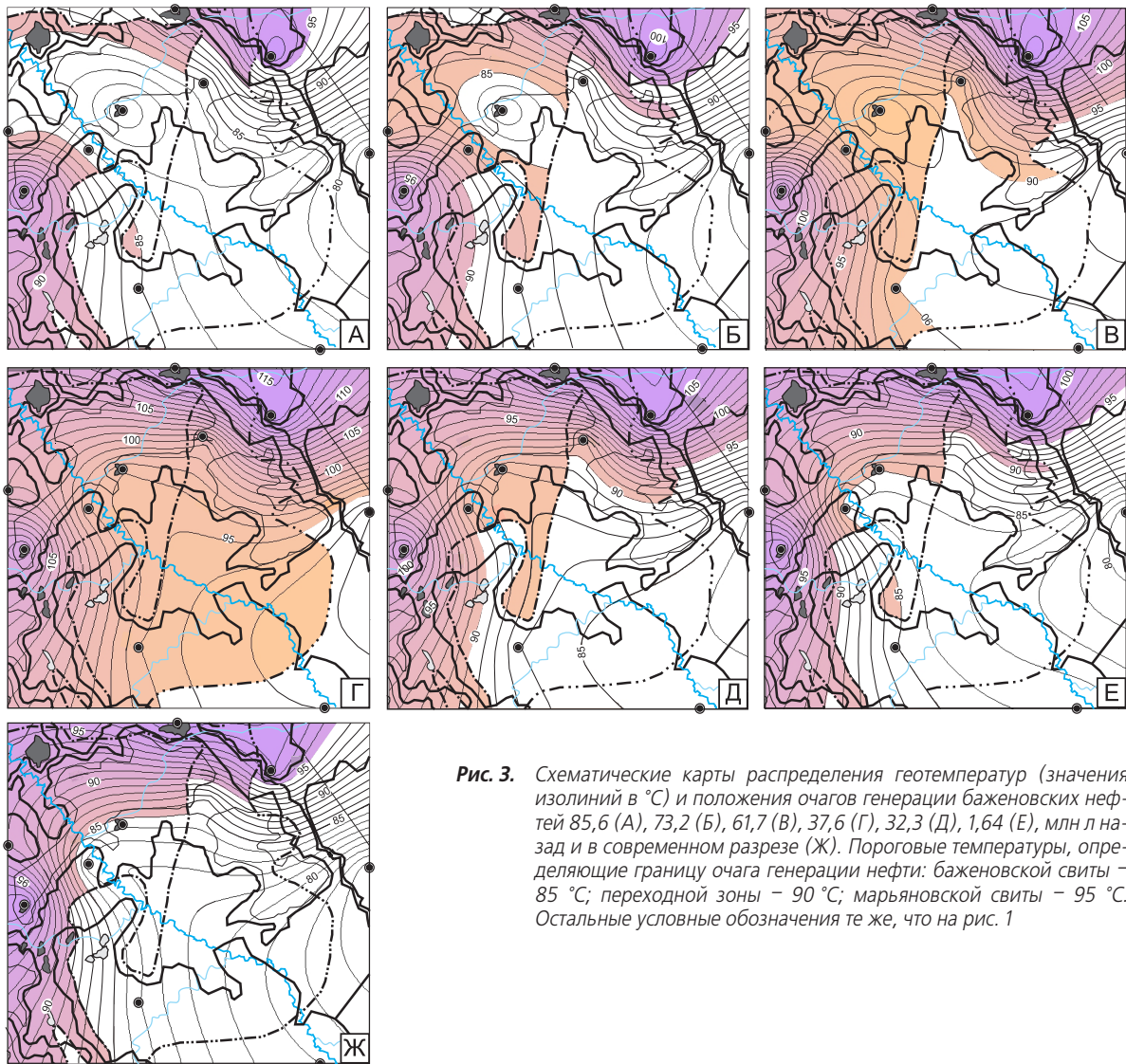


Рис. 3. Схематические карты распределения геотемператур (значения изолиний в °С) и положения очагов генерации баженовских нефтей 85,6 (А), 73,2 (Б), 61,7 (В), 37,6 (Г), 32,3 (Д), 1,64 (Е), млн л назад и в современном разрезе (Ж). Пороговые температуры, определяющие границу очага генерации нефти: баженовской свиты – 85 °С; переходной зоны – 90 °С; марьяновской свиты – 95 °С. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1

Таблица. Сопоставление расчетной относительной плотности первично-аккумуляированных баженских нефтей и данных по испытанию глубоких скважин Усть-Тымской мегавпадины и ее обрамлении

Зона	Плотность ресурсов, ед. УИП	Ранжирование	Скважина	Результаты испытания		
				Пласт, свита	Приток, м ³ /сут	Тип флюида
Зона сочленения Неготского мезопргиба и Караминской мегоседловины	88	2	Киев-Еганская 350	Ю ₁	8,40	Вода+нефть
			Киев-Еганская 353	Ю ₁ ³	0,00	–
				Ю ₁ ⁴	0,00	–
			Киев-Еганская 354	Ю ₁ ¹⁻²	3,60	Вода+пленка нефти
Зона сочленения Неготского мезопргиба и Пыль-Караминского мегавала	92	1	Тымская 1п	Меловые и верхнеюрские отложения не испытаны		
Центральная часть Пайгундинского мегавала	0	–	Береговая 1п	Ю ₁	14,60	Вода
Северо-восточная часть Парабельского мегавыступа	0	–	Колпашевская 5	Тарская	207	Вода+газ
				Наунакская	8,62	Вода+газ
			Колпашевская 6	Покурская	451	Вода+газ
			Колпашевская 7	Наунакская	1,15	Вода+пленка нефти
Северо-западная часть Парабельского мегавыступа	28	6	Сенькинская 37п	Тарская	100	Вода
				Ю ₁	5,00	Вода
			Сенькинская 38п	Ю ₁	0,00	–
Зона сочленения южной части Неготского мезопргиба и Сампатского мезопргиба	88	2	Снежная 131	Ю ₁	1,30	Нефть
					300	Газ
			Снежная 133	Ю ₁ ¹⁻²	800	Газ
				Ю ₁ ³⁻⁴	0,24	Нефть
			Снежная 138	Ю ₁ ¹⁻²	39,60	Нефть+техническая вода
			Снежная 139	Ю ₁ ³⁻⁴	132	Нефть
			Снежная 140	Ю ₁	35,90	Нефть+газ
Зона сочленения Северо-Парабельской моноклинали и Неготского мезопргиба	64	4	Усть-Тымская 1	Ю ₁	7,50	Вода
Центральная часть Неготского мезопргиба	56	5	Толпаровская 1	Ю ₁	4,11	Вода
			Толпаровская 3	Ю ₁	0,00	–
Зона сочленения Неготского мезопргиба и Средне-васюганского мегавала	68	3	Трассовая 317	Ю ₁	2,26	Вода+нефть
Восточная часть Неготского мезопргиба	56	5	Вертолетная 360	Ю ₁ ¹⁻²	6,38	Вода
				Ю ₁ ³⁻⁴	4,38	Вода
			Вертолетная 362	Ю ₁	7,60	Вода

ских нефтей (Тымская площадь) пласты в верхнеюрско-меловых отложениях не испытывались.

Первоочередные объекты ГРП на верхнеюрский и меловой НГК

Расчеты (табл.) и картирование (рис. 4) относительной плотности первично-аккумуляированных баженских нефтей Усть-Тымской мегавпадины и ее обрамления позволяют ранжировать по степени перспективности меловой и верхнеюрский НГК следующим образом. Рациональная очередность поисково-разведочных работ: 1 – зона сочленения Неготского мезопргиба и Пыль-Караминского мегавала; 2 – зона сочленения Неготского мезопргиба и Караминской мегоседловины, зона сочленения южной

части Неготского мезопргиба и Сампатского мезопргиба; 3 – зона сочленения Неготского мезопргиба и Средне-васюганского мегавала; 4 – центральная часть Неготского мезопргиба. Рациональная постановка поисков (новые площади) в пределах северо-западной части Парабельского мегавыступа.

Выводы

1. Выполнен расчет значений плотности теплового потока из основания осадочного разреза 10-и представительных глубоких скважин Усть-Тымской мегавпадины (Томская область). Повышенные значения плотности теплового потока соответствуют положениям месторождений нефти и газа.

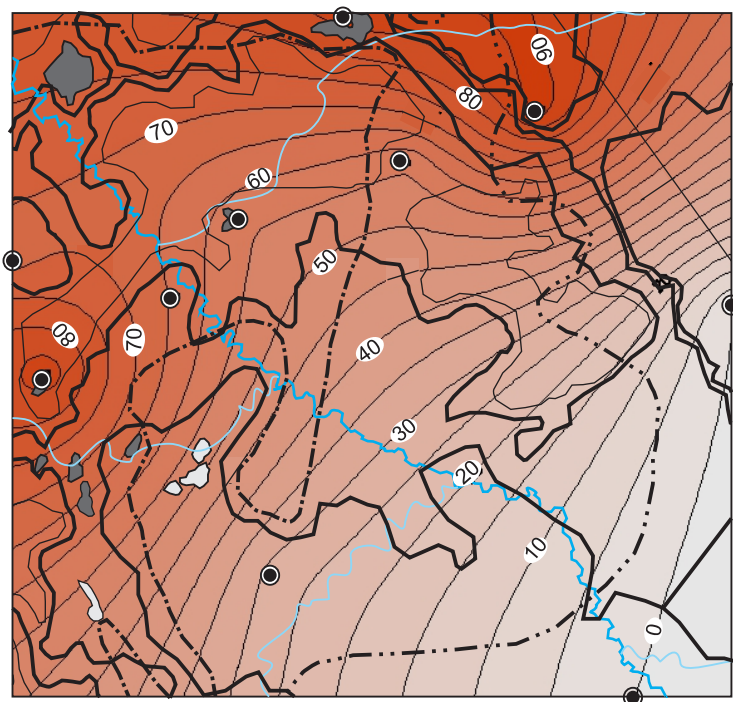


Рис. 4. Схематическая карта распределения относительной плотности первично-аккумулятивных баженских нефтей в меловом и верхнеюрском НГК Усть-Тымской мегаплатины (значения изолиний в величине условного интегрального показателя УИП). Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1

2. Построен комплект схематических карт распределения геотемператур и положения очагов интенсивной генерации нефти в баженской (марьяновской) нефтепроизводящей свите на ключевые времена истории осадконакопления. Очаги выделены по геотемпературному критерию главной зоны нефтеобразования.
3. Температуры в очагах интенсивной генерации нефти баженской (марьяновской) свиты достигают 109...115 °С, зарождение очагов происходило 87 млн л назад (конец формирования ипатовской свиты). 38 млн л назад – время максимального прогрева материнских отложений.
4. Для отдельных зон территории исследований рассчитан условный интегральный показатель,

учитывающий геотемпературу очагов генерации баженских нефтей и время действия этих очагов. Построена схематическая карта распределения относительной плотности первично-аккумулятивных баженских нефтей.

5. Рекомендована рациональная очередность поисковых и поисково-разведочных работ на меловой и верхнеюрский нефтегазоносные комплексы в пределах отдельных зон мегаплатины и ее обрамления.

Автор благодарна д.г.-м.н. А.Н. Фомину (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск) за предоставление данных по отражательной способности витринита скважин Усть-Тымской мегаплатины для расчета палеотемператур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зими́на С.В., Тищенко Г.И., Смирнова К.Ю., Елисе́ева О.Д. Применение амплитудно-интерпретационного комплекса для выявления перспективных объектов на нефть и газ (Восток Томской области) // Известия Томского политехнического университета. – 2011. – Т. 318. – № 1. – С. 63–68.
2. Исаев В.И., Фомин А.Н. Очаги генерации нефтей баженского и тогурского типов в южной части Нюрольской мегаплатины // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 6. – С. 734–745.
3. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. – 253 с.
4. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1981. – 143 с.
5. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / под ред. Б.Н. Шурыгина. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. – 480 с.
6. Исаев В.И., Лобова Г.А., Попов С.А., Хашитова А.Б. Термическая история и очаги генерации нефти баженской свиты центральной части Югорского свода // Известия Томского политехнического университета. – 2008. – Т. 313. – № 1. – С. 38–43.
7. Бурштейн Л.М., Жидкова Л.В., Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Модель катагенеза органического вещества (на примере баженской свиты) // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 6. – С. 1070–1078.
8. Исаев В.И., Попов С.А., Хашитова А.Б. Очаги генерации и зоны аккумуляции баженских нефтей центральной части Югорского свода // Известия Томского политехнического университета. – 2009. – Т. 315. – № 1. – С. 56–64.

Поступила 12.09.2011 г.

УДК 550.8.05

ОБОСНОВАНИЕ РАЦИОНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ

В.А. Останин, В.Е. Пешков, И.В. Крохалев*, К.М. Паровинчак**, Н.В. Сырчина***, Н.О. Тихомирова***

Томский филиал ФГУП «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», г. Томск

*ОАО «Таймыргаз», г. Норильск

**ОАО «НК Роснефть», г. Москва

***ООО «Сибнефтегазинновация 21 век», г. Томск

E-mail: pochta@tf-sniiggims.ru

Описан алгоритм расчета гидродинамических параметров водонасыщенных пластов по результатам исследования одиночных скважин. Обоснована возможность подсчета запасов пластовых вод с высокой точностью по значениям гидродинамических параметров, без применения гидропрослушивания пар скважин.

Ключевые слова:

Гидродинамические исследования, гидропроводность, депрессия, пьезопроводность, подсчет запасов, скважина, установившийся режим.

Key words:

Hydrodynamic research, pressure drawdown, water permeability, estimation of reserves, piezoconductivity, drillhole, steady-state regime.

Одним из направлений использования водных ресурсов водонасыщенных пластов является их применение в целях поддержания пластового давления при добыче нефти.

При составлении проектных документов на разработку месторождения при обосновании уровней добычи нефти необходимо обосновать объем закачки воды в систему поддержания пластового давления и необходимый запас воды, добываемой из водозаборных скважин.

Запас воды на водозаборе определяется как его суточная добыча на конец расчетного периода эксплуатации. Суточная добыча водозабора определяется как сумма добычи каждой скважины.

Запас воды по каждой скважине рассчитывается по известным в подземной гидродинамике формулам, описывающим зависимость дебита $Q(T)$ от перепада давления $\Delta P_c(T)$ между его величиной на стенке скважины на глубине вскрытого ею пласта и давлением в пласте на контуре питания бесконечного пласта, где $P_k = \text{const}$.

Обоснование методики определения фильтрационных параметров водонасыщенного пласта необходимой для расчета его эксплуатационного запаса является предметом исследования в настоящей статье.

При определении потенциального запаса воды $Q(T)$, м³/сут., где T — заданное время работы водозабора (состоящего из одной или группы скважин), при неустановившемся режиме фильтрации, что соответствует естественному процессу, в подземной гидродинамике и описывается [1] уравнением:

$$Q(T) = \frac{\Delta P_c(T) 4\pi \varepsilon}{\ln \frac{2,25 \chi T}{r_n^2}}, \quad (1)$$

где $\Delta P_c(T)$ — депрессия на пласт за время работы водозабора, кгс/см²; $\varepsilon = kh/\mu$ — комплексный пара-

метр, характеризующий гидропроводность пласта, где k — проницаемость пласта, см/МПа·с; h — толщина пласта, см; μ — вязкость жидкости, мкМПа·с; T — проектное время работы водозабора, с; r_n — приведенный радиус скважины, см; χ — пьезопроводность пласта, см²/с.

Для определения этих параметров на скважинах предлагается выполнять комплекс гидродинамических исследований (ГДИС), обработка результатов которого позволит определить все необходимые для расчетов запаса водозабора, параметры пласта и скважины.

Технология исследования скважин должна включать: отработку скважины на установившихся режимах фильтрации как минимум на одном режиме и снятие кривой восстановления давления (КВД) после замеров дебита и забойного давления на этом режиме фильтрации пластового флюида.

Учитывая возможные погрешности при замере дебитов и забойных давлений при пробных откачках на водозаборных скважинах, строящихся на нефтяных месторождениях, которые должны обеспечивать расчетное количество воды для поддержания пластового давления авторы рекомендуют следующий комплекс ГДИС:

1. Исследование методом установившихся отборов на трёх режимах при обработке каждого режима за время $T_1 = 12$ ч, $T_2 = 24$ ч, $T_3 = 48$ ч.
2. После каждого режима снять кривую восстановления давления в течение времени (t_1, t_2, t_3) равном времени — T или $(0,5...0,7)$ от T_1, T_2, T_3 — соответственно.
3. Обработать результаты ГДИС по программному комплексу «Баланс-Гидродина-мик» [1], в котором предусмотрена обработка КВД методом Хорнера [2], по формулам (1, 2).

$$\Delta P_c(t) = \frac{Q_0 \mu}{4\pi Kh} \ln \frac{T+t}{t}. \quad (2)$$

Определение величины уклона: $i = \frac{Q_0 \mu}{4\pi Kh}$ позволит вычислить значение гидропроводности $\varepsilon = \frac{Kh}{\mu}$. Величину уклона i рекомендуется опреде-

лять по 2-м точкам координаты, которых полностью соответствуют начальным и граничным условиям, принятым при решении системы дифференциальных уравнений, при выводе формулы (2).

Первая точка при $t=1$ с при большой величине $\ln(T+t)/t \simeq \ln T$, где T – время работы скважины с дебитом Q_0 до её остановки для записи КВД, а $\Delta P_c(t)$ в это время ещё равно 0.

Вторая точка берётся при $T=t$, тогда $\ln(T+t)/t = \ln 2 = 0,693$, давление в этот момент времени равно пластовому давлению, а $\Delta P_c(t) = P_{пл} - P_0$, где $P_{пл}$ – начальное пластовое давление, замеренное перед пуском скважины в работу; P_0 – установившееся забойное давление при работе скважины с постоянным дебитом – Q_0 .

Величина уклона прямой, определённой по координатам этих двух точек позволит избежать субъективных ошибок при определении величины i , а так же гидропроводности – ε которая при выделении из уравнения (2) равна:

$$\varepsilon = \frac{Q_0}{4\pi i}. \quad (3)$$

Следующий неизвестный параметр пласта, характеризующий его пьезопроводность – χ , который определяет величину скорости распространения волны возмущения (импульса давления) по площади пласта. Величина этого параметра, характеризующего свойства пласта, наиболее надёжно по мнению авторов [2, 3], определяется методом гидропрослушивания, для осуществления которого должны быть задействованы 2 скважины: возмущающаяся и реагирующая. Исследование скважин методом гидропрослушивания трудоёмкий процесс, а влияние неоднородности свойств пласта между скважинами на скорость прохождения пьезометрической волны по нему изучено не достаточно, чтобы учесть её при определении истинной величины пьезопроводности пласта [4, 5].

Существенное влияние изменения свойств пласта на скорость прохождения импульса между скважинами было отмечено авторами работы [6], в которой описан опыт применения этого вида исследований. Работы проводились в процессе пробной эксплуатации разведочных скважин Р-27 и Р-28 на Салымском нефтяном месторождении. Продуктивный пласт был вскрыт в баженовской свите, ёмкостные свойства, которого связаны с неравномерной сетью трещинных зон. Гидропрослушивание проводилось в двух направлениях от возмущающейся скважины Р-28 → Р-27. Время реагирования T_p на Р-27 наступило через 288 ч. После смены направления движения импульса в обратную сторону от Р-27 → Р-28 $T_p = 2$ ч.

При этом последнее прослушивание проводилось по технологии генерирования «гармоничного» импульса описанной руководителем исследований И.Д. Умрихиным в той же работе [6].

По этой технологии на скважине Р-27 проводились изохронные исследования методом установившихся режимов по схеме: одни сутки работы на режиме фонтанирования и сутки запись КВД (всего 3 цикла при диаметре штуцеров 4, 6, 8 мм). Все изменения давлений фиксировались на реагирующей скважине с отставанием на 2 ч. Этот эксперимент позволяет сделать вывод о необходимости найти способ определения запасов воды без использования величины пьезопроводности, определённой в чистом виде. При эксплуатации единственной скважины в водозаборе это возможно при использовании формулы Дюпюи [2], описывающей установившийся режим фильтрации флюида при работе скважины с постоянным дебитом $Q_0 = \text{const}$ с учетом (2) следующим уравнением:

$$Q_0 = \frac{2\pi\varepsilon\Delta P}{\ln R_k / r_c}, \quad (4)$$

где R_k – радиус окружности контура влияния скважины площадью S_k (в см^2) по определению она равна:

$$S_k = \pi R_k^2 = \chi t_p,$$

где t_p – время работы скважины, с.

Отсюда величина

$$\ln \frac{R_k(T)}{r_c} = \ln \frac{R_k}{r_c} - 0,5 \ln t_p + 0,5 \ln T, \quad (5)$$

где t_p – время работы скважины (при её исследовании) до замера дебита Q_0 при депрессии ΔP ; T – расчётное время работы водозабора, на период которого необходимо определить запас воды Q_0 .

Этот подход позволяет не выделять величину пьезопроводности в чистом виде, но в то же время учесть при расчётах её природное значение.

При эксплуатации водозаборов состоящих из нескольких скважин, которые могут быть расположены по какой-то системе, при расчёте запасов по каждой скважине по формуле (4), необходимо учитывать снижение величины ΔP за счёт воздействия других работающих скважин, отбирающих воду из этого же объекта эксплуатации в водонасыщенных толщинах горных пород.

Решение М. Маскета о притоке упругой жидкости из бесконечного пласта к кольцевому стоку [7] описывает изменение давления в любой точке пласта на расстоянии R при времени работы источника t следующей зависимостью:

$$\Delta P(R; t) = \frac{q}{4\pi\varepsilon} E_i \left(-\frac{R^2}{4\chi t} \right), \quad (6)$$

где $\Delta P(R; t)$ – величина падения давления в любой точке пласта на расстоянии R от скважины, работающей в течение времени t .

Иными словами формула (6) позволяет рассчитывать падение давления в любой точке пласта

на расстоянии R от неё за счёт работы скважины (или их групп) при известном режиме их работы с дебитом q за время t при известном расстоянии R и при известных параметрах пласта ε и χ . E_i – интегральная экспоненциальная функция она протабулирована от аргумента так же, как в таблице логарифмов [7].

Для того чтобы воспользоваться формулой (6) необходимо всё таки определить величину пьезопроводности. Один из широко известных способов оценки величины пьезопроводности основан на эмпирической формуле, приведённой в работе [2], которая имеет вид:

$$\chi = \frac{K}{\mu(m\beta_{ж} + \beta_c)}, \quad (7)$$

где $\frac{K}{\mu} = \frac{\varepsilon}{h}$ вычисляется при известной величине гидропроводности ε , определённой по результатам гидродинамических исследований скважины, как описано ранее; m – пористость пласта, определённая по керну или по известным зависимостям керн–геофизический параметр, д.е; $\beta_{ж}$ – коэффициент сжимаемости воды, определяемый по глубинным пробам, см²/кгс; β_c – коэффициент сжимаемости среды (горной породы – водоносного пласта), см²/кгс.

Для гидрофильных коллекторов Западной Сибири авторы работы [4] предложили упростить формулу (7) до следующего вида:

$$\chi = \frac{K}{\mu m(1 - K_{св})\beta_{ж}}. \quad (8)$$

В этой формуле, в отличие от предыдущей, не учитывается сжимаемость скелета породы β_c из за её малой величины, но введён коэффициент связанности воды $K_{св}$, который для гидрофильных коллекторов достигает величины (0,1...0,2) от их порового объёма.

В настоящей работе предлагается определить пьезопроводность по результатам гидродинамических исследований непосредственно выполненных на изучаемом пласте, выразив её из уже определённой по формуле (5) величине $\ln \frac{R}{r_c} = \psi$, которая

будет иметь следующий вид:

$$\chi = \frac{\pi r_c^2 \ell^{2\psi}}{t}.$$

Такой подход к определению пьезопроводности известен и описан в работе [3] на основе исследования водозаборных скважин эксплуатацию которых проводили открытым забоем и r_c было рекомендовано брать по радиусу долота тогда $r_c = r_d$.

Водоносные горизонты, из которых отбирается вода на нефтяных месторождениях для её закачки в пласт для обеспечения поддержания пластового давления, находятся на глубине 1000...1800 м. При строительстве водозаборных скважин весь эксплуатационный горизонт перекрывается эксплуатационной колонной, а вторичное вскрытие пластов производится куммулятивной перфорацией. Куммулятивная перфорация производится малогабаритными зарядами ПР-43 или полногабаритными типа ПКС-80, в первом случае рекомендуется r_c применять равной $2r_d$, а во втором $r_c = 5r_d$.

Апробацию описанного подхода авторы провели по результатам исследования двух скважин, эксплуатирующих водоносный горизонт в разведочных скважинах, результаты приведены в таблице. Значение гидропроводности, рассчитанное по эмпирическим формулам определено как случайная величина расчетов по формулам (7, 8). Значительное расхождение в определенных значениях пьезопроводности по разным методам можно объяснить расхождением величины толщины пласта h , которые могут значительно отличаться между собой.

По приведённым в таблице, результатам расчётов величины пьезопроводности двумя описанными методами, получены значительные расхождения в их величинах, поэтому при практическом применении величины пьезопроводности рекомендуется применять её средние величины, определённые разными методами, что позволит значительно снизить вероятную ошибку в гидродинамических расчетах.

Выводы и рекомендации

1. Предложенный алгоритм обработки результатов гидродинамических исследований скважин, эксплуатирующих водоносный горизонт или нефтенасыщенный пласт, основан на классических решениях уравнений подземной гидродинамики, и позволяет по результатам исследования одной скважины определить величины гидропроводности и пьезопроводности пласта адекватные его физическим свойствам.
2. Для повышения точности расчётов рекомендуется исследовать скважину на 3-х режимах от-

Таблица. Результаты сопоставления гидродинамических параметров и запасов воды по двум скважинам

Наименование площади	№ скважины	Интервал перфорации, м	$h_{эф}$, м	Коэффициент продуктивности м ³ /(сут·МПа)	Гидропроводность ε по КВД Д·см/мкм ²	Время работы на режиме, ч	$\ln R/r_c$ по МЮ	Пьезопроводность, см ² /с			Радиус контура питания, км $T_p=35$ лет	ΔP на границе горного отвода через 2 км	Q, м ³ /сут. через 35 лет при $\Delta P=150$; 60 кгс/см ²
								χ^*	χ^{**}	$\chi_{ср}$			
Криволинейная	1-В	1600...1623 1708...1727	32	1100	1180	62	5,82	8674	1430	5000	14,3	2	727
Люкпайская	Р-3	830...845 968...982	29	1200	850	5,6	3,85	1466	2920	1800	8,8	0,7	225

*По результатам гидродинамических исследований; **По эмпирическим формулам (7, 8).

- качки при различных периодах времени работы на режиме, что позволит изменить величину воронки депрессии и оценить однородность пласта при различных величинах R_k .
- По результатам изучения гидродинамических свойств пласта по скважинам, построенным на водозаборе и эксплуатирующим водоносный горизонт, можно построить его гидродинамическую модель и оперативно рассчитать взаимное влияние скважин и изменение их эксплуатационного запаса.
 - Полученная гидродинамическая модель пласта позволит определить количество скважин и режимы их работы для обеспечения необходимого запаса воды на водозаборе.
 - Установлено, что при известной величине пьезопроводности в расчетной точке, используя ПК «Баланс Гидродинамик», можно рассчитать снижение давления в любой заданной точке пласта, с учётом изменения его физических свойств по площади водозабора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Пешков В.Е., Крылов О.В., Захарова А.А. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2009612364.
- Ягафаров А.К., Кузнецова Н.П. Геолого-промысловые исследования скважин и пластов. — Екатеринбург: Издательский дом «Издат Наука Сервис», 2003. — 190 с.
- Чекалюк Э.Б. Основы пьезометрии нефти и газа. — Киев: Гостехиздат, 1961. — 215 с.
- Безгубова Н.Н., Велединский Б.И., Захарченко А.С. и др. Технико-экономическое обоснование новой научной концепции совершенствования технологий разработки малых нефтяных месторождений // Сб. научных трудов СНИИГГиМС / под ред. В.Е. Пешкова. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1997. — С. 38–46.
- Щуров В.И. Влияние перфораций на приток жидкости из пласта в скважины. — Баку: Изд-во АзССР, 1953. — 164 с.
- Умрихин А.Д., Федорцов В.К., Алиев В.Х. и др. Практические указания испытания поисковых и разведочных скважин на нефть и газ. Ч. III. Исследования комплексом гидродинамических методов. Кн. 1. — Тверь: ВНИИГИК, 1991. — 178 с.
- Каневская Р.Д. Математическое моделирование гидродинамических процессов разработки месторождений углеводородов. — Москва-Ижевск: Изд-во Института компьютерных исследований, 2003. — 128 с.

Поступила 24.02.2012 г.

УДК 553.984;552.54

ФОРМИРОВАНИЕ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ В ДОЮРСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

А.Е. Ковешников

Томский политехнический университет
ТФ Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Томск
E-mail: Kovesha@mail.ru

Углеводороды мигрируют в палеозойские карбонатные отложения юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы с севера из главных зон нефте- и газообразования погружающейся баженовской свиты и с востока из нефтематеринских докембрийских отложений Восточной Сибири и формируют в погруженных горизонтах доюрских пород протяженные трещинно-метасоматические резервуары нефти и газа, связанные с месторождениями нефти и газа в палеозойских карбонатных отложениях системой подпитывающих трещин. Породы-коллекторы в силурийско-верхнедевонских карбонатных отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы сформировались во вторично-катагенетический этап преобразования пород в виде трещинно-метасоматических зон. Длительное континентальное стояние региона в перми-триасе почти не отразилось на формировании пород-коллекторов в карбонатных породах. Диагенетическая и первично-катагенетическая доломитизация с наложением на нее вторично-катагенетической доломитизации и вторично-катагенетического выщелачивания сформировали современный облик пустотного пространства пород.

Ключевые слова:

Доюрские карбонатные породы, Западно-Сибирская геосинеклиза, трещинные резервуары нефти и газа, доломитизация, выщелачивание.

Key words:

Prejurassic carbonate rocks, Western-Siberian geosineclise, cracks oil and gas reservoirs, dolomitization, lixiviation.

В Западной Сибири в настоящее время идет разведка и добыча нефти и газа из пород-коллекторов мезозойского возраста, имеющих гранулярную природу, в то время как доюрские карбонатные отложения в связи с особенностями форми-

рования и изменения вторичными процессами имеют гидротермальный порово-трещинный тип коллектора, что требует отдельного рассмотрения и подхода к добыче нефти и газа из таких коллекторов.

Пути миграции нефти и газа в палеозойских отложениях

Источником нефти для месторождений нефти и газа в отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы до настоящего времени исследователями признаются: докембрийские источники из нефтематеринских отложений докембрийского возраста, расположенных в восточной Сибири и их продолжении на территорию восточной части Западной Сибири [1, 2]; погруженные участки отложений баженовской свиты (север Западной Сибири) [2].

И так же, как реки и временные потоки текут по поверхности Земли с гор и мест, где пролился дождь по уклону в сторону моря, так и нефтяные реки текут в недрах Земли от нефтематеринских свит в ту сторону, в которую повышается поверхность, по которой перемещается нефть в недрах. Такими поверхностями является нижняя поверхность тел пород-флюидоупоров. В Западно-Сибирской геосинеклизе (ЗСГ) таковой регионально проявленной поверхностью является подошва баженовской свиты. Ниже, т. е. ближе к источнику нефти находятся менее четко проявленные площадки, а именно нижняя поверхность локальных покрышек юрского возраста, нижние поверхности участков кальцитовый минерализации юрских отложений, а для палеозойских пород — значительные участки НГГЗК (нефтегазоносный горизонт зоны контакта палеозойских и юрских отложений) и соответствующие коры выветривания глинисто-кремнистого состава, а также участки плотных пород в палеозойских отложениях, разделенные зонами проявления трещинно-метасоматических процессов.

Итак, если миграция нефти из нефтематеринских пород на территорию ЗСГ осуществлялось с востока и с севера на значительные расстояния, то и пути миграции нефти будут значительными. Следовательно, описанные нами в [3] зоны трещинообразования внутри палеозойских отложений кроме их выхода на дорскую поверхность в виде сетки разломов северо-западного и северо-восточного простирания, должны иметь достаточно протяженные площадки субгоризонтальной ориентировки с восстанием зон трещиноватости в сторону центральной части ЗСГ.

Для транспортировки нефти из зон главной стадии нефтегазообразования отложений баженовской свиты, погруженных в пределы главной зоны нефтегазообразования (1,5...4,0 км) к центральной и южной части Западно-Сибирской геосинеклизы необходимо предположить существование наклонных зон проникновения нефти сквозь толщу юрских отложений к пластам палеозойских отложений, и далее — вдоль наклонных поверхностей внутри палеозойских отложений.

Такие площадки, как субгоризонтального, так и субвертикального положения могут иметь огромные размеры и представлять еще не открытые резервуары нефти и газа, находящиеся на глубинах, пока еще бурением не вскрытых, в виде трещинно-

метасоматических зон внутри доюрских отложений Западной и Восточной Сибири.

Зоны, соответствующие приподнятым участкам горизонта Па, которые соответствуют приподнятым участкам доюрского фундамента, могут представлять собой участки, под которыми находятся породы-коллекторы с аномально высоким пластовым давлением, заполненные углеводородами.

В данных резервуарах могут иметься как субгоризонтально, так и субвертикально или тангенциально ориентированные участки, заполненные углеводородами, в которые происходит постоянная подпитка нефтью и газом, как с восточного, так и с северного направлений относительно центральной части ЗСГ. При активизации тектонической деятельности, данные участки развития пород-коллекторов (ловушки трещинно-метасоматической природы) могут подпитывать находящиеся над ними месторождения нефти и газа в доюрских отложениях, увеличивая их запасы, относительно подсчитанных на начало эксплуатации месторождений. Такие месторождения, с первоначально незначительными запасами благодаря этому могут казаться неисчерпаемыми.

Заложение потенциала пустотности при формировании доюрских карбонатных пород в три глобальных этапа их преобразования вторичными процессами

Как нами показано ранее [3], преобразование доюрских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы подразделяется на три временных периода: 1 — диагенетические и первично-катагенетические преобразования осуществлялись с начала формирования палеозойских отложений до окончания орогенного этапа развития региона (кембрий — начало перми); 2 — формирование кор выветривания по выходам палеозойских отложений на доюрскую поверхность (пермь — триас) [3], в результате чего был сформирован горизонт НГГЗК (кремнисто-глинистые щебнистые массы — коры выветривания по кремнисто-глинистым отложениям, зоны разуплотнения по доюрским отложениям кремнисто-глинистого состава, плащеобразно залегающие тела бокситов; 3 — в результате перекрытия доюрских отложений толщей морских отложений юрско-палеогенового возраста последние прошли и проходят в настоящий момент катагенетические преобразования, являющиеся первичными для юрско-меловых и палеогеновых пород, и вторично-катагенетическими для доюрских отложений [4, 5]. В результате комплексного сочетания процессов, проявившихся в течение этих трех этапов в известняках, лишенных терригенной примеси, сформировались резервуары и ловушки нефти и газа метасоматически-трещинного и трещинного типов [4, 5].

Для выяснения роли каждого из перечисленных этапов в формировании пород-коллекторов нами изучен литологический состав палеозойские отложения юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы [1], и процессы, ведущие к

формированию пород-коллекторов в пределах Нюрольского осадочного бассейна, именуемого Чузикско-Чижапской зоной нефтегазонакопления [2], для которых с начала силура до конца позднего девона постоянно имелись участки формирования известняков, лишенных терригенной примеси.

Пустотный потенциал в доюрских карбонатных породах сформировался: в диагенезе и раннем первичном катагенезе известняки были в различной степени доломитизированы [3]; в период континентального стояния региона известняки интенсивно разрушались [3], но зон развития пород-коллекторов в приповерхностной зоне почти не сформировали; вторично-катагенетические преобразования [4] и сформировали известный нам облик пустотного пространства пород. В этот период проявились такие гидротермальные процессы, как доломитизация и выщелачивания, зоны проявления которых имеют трещинно-метасоматическую природу. Они проявляясь по разломам, пересекающим тела известняков, лишенных терригенной примеси [4].

Заложение пустотного потенциала при формировании доюрских отложений

Как нами показано ранее [3], на территории юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы установлен ряд литолого-петрографических толщ, соответствующий свитам, подсвитам или нескольким последовательно отлагавшимся свитам [3]. Из них известняками, лишенными терригенной примеси сложены: доломито-известняковая ($S_{1-2}-D_1$); известняков с биогермами и биостромами (D_2); карбонатная (D_3); известняков окварцованных со спонголитами ($C_{1t}-s_1$) толщи. Они составляют непрерывный ряд пород, внутри которых могли сформироваться, и сформированы породы-коллекторы трещинно-метасоматической природы.

Названные толщи [4] в той или иной степени подвержены проявлению вторичных процессов в стадию диагенеза и раннего первичного катагенеза: В породах доломито-известняковой толщи в стадию диагенеза отмечается доломитизация цемента, а кальцитовый состав сохранили скелетные остатки. В отложениях толщи известняков с биогермами и биостромами диагенетическая доломитизация проявляется в замещении доломитом цементирующей массы и органических остатков. В отложениях карбонатной толщи диагенетическая доломитизация не проявилась.

В толще известняков окварцованных доломитизация не проявилась, отмечается диагенетическое окварцевание. Данная толща, ввиду кремниевой специализации вторичных процессов, рассматривается нами в статье [7], посвященной проявлению кремненакопления в доюрских отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы.

Литология доюрских карбонатных пород

Начиная с начала силура и до конца позднего девона описываемая территория имела непрерывно накапливаемый ряд известняков, лишенных терригенной примеси.

Доломито-известняковая толща. Ее слагают **известняки фито-зоогенные биоморфно-детритовые.** Это светло-серые и светло-коричневые породы органогенно-обломочные, вторично-комковатые, участками пятнистые или слоистые. Скелетные остатки (30...60 % породы) представлены водорослями, остракодами, фораминиферами. Пирит развит в виде сыпи. По трещинам развит кальцит. Породы в значительной степени доломитизированы, вплоть до формирования доломитов замещения и разбиты трещинами, которые соединяют воедино поры и каверны и формируют породы-коллекторы трещинно-каверно-порового типа. Следует отметить более позднее проявление трещин, относительно сформированных ранее пор и каверн.

Толща известняков с биогермами и биостромами характеризуется чистым карбонатным составом пород. Основным процессом, ведущим к формированию пород-коллекторов является вторично-катагенетическая доломитизация, процессы вторично-катагенетического выщелачивания. Толщу слагают: **Известняки зоогенные биоморфные (амфиопоровые, строматопоровые, брахиоподовые).** Это серые, светло-серые, иногда с буроватым оттенком породы. Скелетные остатки (30...90 % породы) представлены ненарушенными остатками амфиопор, ценостиумами строматопорат, реже целыми раковинами брахиопод, сложенных кальцитом. Цемент кальцитовый, участками с примесью глинистого материала, частично доломитизирован в диагенезе и раннем первичном катагенезе. Участки с повышенными коллекторскими свойствами окаймляются зонами, где пустотное пространство заполнено молочно-белым кальцитом с примесью гидроокислов железа. Зоны доломитизации имеют трещинную природу и соседствуют с зонами, почти неизмененных пород. По отдельным трещинам установлено развитие вторичного каолинита.

Карбонатная толща характеризуется чистым кальцитовым составом с незначительной терригенной примесью. Установлено проявление вторичной доломитизации и проявившегося позднее вторичного выщелачивания. Толщу слагают:

Известняки фито-зоогенные биоморфные (водорослево-фораминиферовые и строматопоровые). Это серые, светло-серые породы, микрозернистые, вторично-комковатые, пятнистые, изредка слоистые с послойным расположением комков грануляции и сериями микростилолитов. Цемент представлен агрегатом кальцита, лишенного терригенной примеси. Скелетные остатки (3...40 % породы) представлены остатками трубок водорослей, раковин брахиопод, остракод, члениками криноидей, редко обломками раковин остракод.

Известняки зоогенные биоморфные (строматопорые). Это серые и светло-серые породы, сложенные на 60...80 % остатками строматопорат, находящихся в прижизненном положении, содержат редкие фрагменты раковин брахиопод, обогащающих отдельные прослои. Цемент чистый кальцитовый, либо замутненный тонкодисперсным материалом, с примазками и каплями бурого битуминозного вещества, участками доломитизирован. Наиболее проявившимися вторичными процессами является доломитизация, пиритизация. Доломит и пирит развиваются на месте пор во фрагментах строматопор, образуют сыпь зерен по границе прослоев. Битуминозное вещество тяготеет к остаткам строматопорат, а также развито в цементе.

Зоны, преобразованные вторичными процессами, соседствуют с неизмененными известняками, что говорит о трещинной природе коллекторов. Пустотное пространство представлено порами и кавернами.

По образования всех трех толщ сформировались **доломиты замещения** представленные серыми, светло-серыми породами, состоящими из доломита (95...100 %), кварца (0...4 %), глинистого материала (доли %), гидрослюд (до 3 %), кальцита (0...3 %), ангидрита (доли %). Диагенетическая генерация доломита — ромбоэдри и неправильно-многоугольные зерна (до 0,1...0,5 мм), содержащие захваченные в процессе роста пылевидные частицы кварца или глинистых минералов. Доломит второй генерации выполняет каверны и поры, реже трещины в диагенетическом доломите.

Таблица 1. Коллекторские свойства карбонатных пород толщи доломито-известняковой (Северо-Останинское месторождение)

Интервал, м	Вторичные изменения доломитов замещения	Пористость открытая, $K_{п}$, %	Проницаемость, $K_{пр}$, 10^{-3} мкм ²	Тип коллектора*
Скважина 5				
2795,3...2801,3	пористый	4,0	14,0	BVI (M, T)
2801,3...2804,3		2,0	5,0	BVI (T)
2804,3...2807,3		0,5	45,5	нет
2807,3...2810,3		1,5	0,01	нет
2810,3...2813,3		0,8	22,6	BVI (T)
2813,3...2816,3		2,0	46,0	
2816,3...2820,3		Нет	67,2	нет
2820,3...2824,3		1,5	15,7	BVI (T)
2824,3...2828,0		Нет	7,2	нет
2832,3...2836,9		2,5	16,9	BVI (T)
Скважина 7				
2794,1...2801,3	кавернозный	2,2	46,8	BVI (T)
2809,0...2814,0	пористый	1,0	35,8	
2822,4...2825,8		1,55	110,0	
2825,8...2830,5		2,4	64,8	
2830,5...2834,5	трещиноватый	1,4	76,4	
2834,5...2839,5		1,7	18,2	
2839,5...2844,0		1,8	22,0	

*Тип коллектора здесь и далее по К.И. Багринцевой с добавлениями.

Три описанные толщи имеют широкое распространение на изученной территории в виде пластов значительной протяженности.

Распределение коллекторских свойств карбонатных пород

Общепринятой на сегодняшний день является позиция о формировании пород-коллекторов в доюрских карбонатных породах зоны НГГЗК в связи с гипергенными процессами периода континентального стояния региона. О том, как сформировался современный палеорельеф мы можем косвенно судить по изменениям рельефа горизонта Па (подшва баженовской свиты). Вероятно, подошвенные слои баженовской свиты начали накапливаться на относительно выровненном дне позднеюрского моря (в то время поверхность Па была почти горизонтальной), а все поднятия и опускания поверхности Па связаны с вертикальным перемещением вверх и вниз отдельных блоков палеозойского фундамента. При этом переместиться вверх могли и ранее относительно пониженные участки палеорельефа, в то время как повышенные ранее участки палеорельефа могли быть погружены. Таким образом, современный палеорельеф палеозойских отложений в зоне НГГЗК может быть и сильно изменен палеотектоническим перемещением блоков палеозойского фундамента.

Для процессов гипергенеза мы можем ожидать определенное улучшение коллекторских свойств пород при приближении к доюрской поверхности. Для вторично-катагенетических преобразований необходимым условием является наличие известняков, лишенных терригенной примеси. Зоны вторично-катагенетической проработки известняков могут проявиться по любому участку разреза, независимо от связи их с доюрской поверхностью.

Коллекторские свойства отложений толщи доломито-известняковой формируются на зоне диагенетической и первичной раннекатагенетической доломитизации, проявленной по цементу породы. Коллекторские свойства отложений толщи изучены нами на примере скважин Северо-Останинских 5 и 7. Имеются данные по пористости и трещинной проницаемости. По приведенным данным (табл. 1) видно, что значения пористости значительно улучшены при приближении к доюрской поверхности. Данные по трещинной проницаемости, и расположение зон развития пород-коллекторов наводят на вывод о трещинной природе сформированного коллектора (табл. 1), что подтверждается и участками развития пород-неколлекторов.

Аналогичную картину мы имеем при рассмотрении отложений толщи известняков с биогермами и биостромами. Здесь значения пористости пород, как и по отложениям толщи доломито-известняковой, фактически не показывают связи с доюрской поверхностью. Трещинная природа формирования коллектора проявилась в развитии зон по-

род-коллекторов, сопровождаемых доломитизацией, вплоть до формирования доломитов замещения. Коллекторские свойства толщи известняков с биогермами и биостромами изучены нами на примере скважины Арчинской 40 (табл. 2), где зоны пород-коллекторов также разделены участками пород-неколлекторов.

Таблица 2. Коллекторские свойства карбонатных пород толщи известняков с биогермами и биостромами (Арчинская скважина 40)

Интервал, м	Вторичные изменения известняков	Пористость открытая, $K_{от}$, %	Проницаемость, $K_{пр}$, 10^{-3} мкм ²	Тип коллектора
3031,5...3039,5	незначительные	0,4	32,7	Нет
3039,5...3042,7		0,3	Нет	
3042,7...3045,7	доломитизированный	2,4	11,5	BVI (T)
3048,0...3050,0	незначительные	0,9	24,8	
3053,1...3056,5	окварцованный	0,9	17,8	
3059,3...3061,6	незначительные	1,1	0,35	Нет
3065,6...3069,6		0,4	10,6	
3069,6...3073,6	пористый, трещиноватый	1,7	22,5	BVI (T)
3073,6...3077,6	незначительные	0,4	20,1	Нет
3077,6...3081,6	доломит замещения	1,4	14,7	BVI (T)
3077,6...3081,6		1,4	4,6	
3081,6...3085,9	доломитизированный	1,9	6,9	Нет
3085,9...3090,0		0,4	13,2	
3104,4...3107,0	незначительные	0,2	16,0	

Толща карбонатная, в отличие от двух вышеописанных, не подвергалась в диагенезе доломитизации (табл. 3, 4). Проницаемость определена по двум методикам, одна из которых отражает трещинную проницаемость, вторая ближе к матричной проницаемости по матрице породы. По скважине Урманской 5 определенная связь с доюрской поверхностью усматривается, по скважине 7 – нет. При удалении от доюрской поверхности зоны коллекторов перемежаются с зонами пород-неколлекторов.

По скважине Урманская 7 (табл. 4) связь с доюрской поверхностью не установлена. Возможно, здесь выявлена трещинная зона проработки. По обоим скважинам при удалении от доюрской поверхности зоны коллекторов перемежаются с зонами пород-неколлекторов.

Разрез скважины Урманской скважины 5, представленный известняками, участками доломитизированными, характеризуются более трещинной проницаемостью, в то время как для отложений толщи, нацело преобразованных в доломиты замещения установлено проявление как трещинной, так и матричной проницаемости. Здесь, возможно вторично-катагенетическая доломитизация наложена на участок проявления гипергенного выщелачивания.

Таким образом, отложения карбонатной толщи являются перспективными для формирования пород-коллекторов в участках проявления доломит-

изации и могут улучшаться при проявлении вторично-катагенетического выщелачивания и в меньшей степени гипергенного выщелачивания.

Таблица 3. Коллекторские свойства отложений карбонатной толщи по скважине Урманская 5

Интервал, м	Состав пород	Пористость открытая, $K_{от}$, %	Проницаемость трещинная, $K_{тр}$, 10^{-3} мкм ²	Тип коллектора
3088...3102	Доломит кавернозный	6,5	43,5	BV
3102...3115		1,2	21,8	BVI (T)
3115...3126		1,8	13,9	
3126...3147	Известняк, туф	4,35	6,1	BVI (M,T)
3147...3159	Известняк, доломит	1,6	5,5	
3159...3165	Известняк	–	–	Нет
3165...3183	Доломит кавернозный	1,85	27,0	BVI (T)
3183...3195		13,4	14,1	BV
3195...32069	Известняк трещиноватый	1,15	11,6	BVI (T)
3209...3221		1,0	29,0	
3242...3252		1,15	18,3	
3252...3260	Известняк	1,5	3,5	Нет
3260...3267	Известняк трещиноватый	8,0	22,0	BVI
3267...3274	Известняк, доломит	2,4	20,4	VIB (T)
3274...3280	Известняк трещиноватый	2,7	5,9	BVI (M,T)
3280...3287	Известняк	0,57	18,3	Нет
3287...3295	Доломит кавернозный	1,6	42,5	BVI (M,T)
3295...3300	Доломит трещиноватый	0,72	5,2	Нет

Таблица 4. Коллекторские свойства отложений карбонатной толщи по скважине Урманская 7 (кавернозные доломиты)

Интервал, м	Пори- стость от- крытая, $K_{н}$, %	Проницаемость, $K_{пр}$, 10^{-3} мкм ²		Тип коллектора	
		Трещин- ная	Матрич- ная	Трещин- ный	Матрич- ный
3099...3103	3,5	9,5	2,3	BVI (M,T)	BVI (M,T)
3103...3107	1,9	–	110,0	Нет	BVI (T)
3107...3111	4,8	–	–		Нет
3111...3115	4,8	–	334,5		BVI (T)
3115...3119	4,3	3,2	–	BVI (M,T)	Нет
3119...3121	3,6	–	–	Нет	
3121...3125	4,9	9,2	–		BVI (M,T)
3125...3127	0,9	–	–		Нет
3129...3133	4,6	8,7	–	BVI (M,T)	
3133...3137	2,5	11,8	–	BVI (T)	

Выводы

1. Миграция нефти и газа в палеозойские месторождения Западно-Сибирской геосинеклизы осуществляется из отложений баженовской свиты, погруженных в главную зону нефте- и газообразования и из докембрийский нефтематеринских отложений Восточной Сибири соответственно в южном и западном направлениях по сложной единой системе сопряженных трещинных резервуаров нефти и газа, заканчивающуюся непосредственно под палеозойски-

- ми месторождениями, связанными с ними системой трещин.
2. На территории Западно-Сибирской геосинеклизы известняки отлагались с начала силура до конца девона и имеют широкое площадное распространение.
 3. В зоне гипергенного преобразования пород коллекторские свойства улучшены. Во всех карбонатных толщах установлено развитие пород-коллекторов в виде трещинных зон.
 4. Поиск трещинно-метасоматических по происхождению месторождений нефти и газа в палеозойских карбонатных породах необходимо осуществлять не только с привязкой к доюрской поверхности, а, в основном, к системе трещин и разломов, в участках пересечения ими тел известняков, где проявлялись вторично-катагенетические преобразования пород, такие как гидротермальное выщелачивание и гидротермальная доломитизация.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Конторович А.Э., Иванов И.А., Ковешников А.Е. и др. Геологические условия нефтегазоносности верхней части палеозойского разреза Западной Сибири (на примере Межовского срединного массива) // В кн.: Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа / под ред. И.С. Грамберга и др. — Новосибирск: Наука, 1991. — С. 152–171.
2. Конторович В.А. Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири (на примере Чузикско-Чижапской зоны нефтегазонакопления) // Геология и геофизика. — 2007. — Т. 48. — № 5. — С. 538–547.
3. Ковешников А.Е., Недоливко Н.М. Коры выветривания доюрских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. — 2012. — Т. 320. — № 1. — С. 77–81.
4. Ковешников А.Е., Недоливко Н.М. Вторично-катагенетические преобразования доюрских пород Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. — 2012. — Т. 320. — № 1. — С. 82–86.
5. Ковешников А.Е. Резервуары нефти и газа в доюрских образованиях Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. — 2011. — Т. 319. — № 1. — С. 147–151.
6. Ковешников А.Е. Ловушки нефти и газа в доюрских отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы (Томская область) // Известия Томского политехнического университета. — 2011. — Т. 319. — № 1. — С. 152–155.
7. Ковешников А.Е. Породы-коллекторы доюрских карбонатно-кремнисто-глинистых отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. — 2012. — Т. 321. — № 1. — С. 138–142.

Поступила 16.02.2012 г.

УДК 553.984;552.54;551.253

ПОРОДЫ-КОЛЛЕКТОРЫ ДОЮРСКИХ КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

А.Е. Ковешников

Томский политехнический университет
ТФ Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Томск
E-mail: Kovesha@mail.ru

Кремнисто-карбонатные и кремнисто-глинистые образования юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы, а именно Нюрольского структурно-фациального района, сформированы в участках бассейновой седиментации позднедевонского и раннекарбонного возраста. Наряду с накоплением биогенного кремнезема в осадках, происходило его перераспределение в диагенезе и раннем катагенезе с формированием микрокварцитовых пород по известнякам верхнего девона. В стадию континентального стояния региона и формирования кор выветривания по выходам на доюрскую поверхность палеозойских отложений, эти породы подвергались гипергенному выщелачиванию. В период вторично-катагенетического преобразования пород в них сформировались породы-коллекторы трещинного типа гидротермально-метасоматической природы как в результате проявления процесса каолинизации с сидеритизацией, так и в результате гидротермального выщелачивания.

Ключевые слова:

Вторично-катагенетические преобразования, доюрские отложения, Западно-Сибирская геосинеклиза, метасоматоз, трещинообразование, порода-коллектор.

Key words:

Secondary catagenetic transformation, prejurassic deposits, Western-Siberian geosineclise, metasomatism, formation of cracks, brecciated-the collector.

Палеозойские отложения Западно-Сибирской геосинеклизы, интерес к формированию в которых месторождений нефти и газа в последние годы значительно возрос, представлены двумя группами пород-коллекторов: карбонатными, подвергающимися процессам вторично-катагенетической гидротермально-метасоматической доломитизации и выщелачивания; кремнисто-глинистыми, преобразованными воздействием процессов гипергенного выщелачивания в период континентального стояния региона с последующими гидротермальными каолинизацией с сидеритизацией и вторично-катагенетическим выщелачиванием.

Нами, в последние годы для палеозойских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы, в частности, ее юго-восточной части (Нюрольского осадочного бассейна [1], для которого [2] предложено наименование Чузиско-Чижапской зоной нефтегазоаккумуляции) все процессы, ведущие к формированию пород-коллекторов подразделены на три периода [3]: диагенез и первичный катагенез, проявившиеся со времени накопления осадка до превращения его в породу и последующими преобразованиями раннего катагенеза (венд – карбон); период континентального стояния региона в пермский и триасовый периоды, когда проявились процессы поверхностного выщелачивания с формированием кор выветривания и бокситов (пермь – триас); вторично-катагенетические преобразования палеозойских пород, которые для перекрывающих их мезозойских отложений являются первично-катагенетическими (с начала накопления осадков юрско-палеогенового моря).

Выделенные две группы пород, по которым формируются породы-коллекторы, претерпевают в эти три периода определенные изменения. Пре-

образованию карбонатных отложений рассмотрены нами в [4], настоящая статья посвящена роли кремнезема в формировании пустотного потенциала в первично-осадочных кремнисто-глинистых и карбонатных, гидротермально окремненных, породах.

Как нами показано в [3] палеозойские отложения целесообразно рассматривать как литолого-петрографические толщи, характеризующиеся близким составом и условиями формирования и сопоставимым пустотным потенциалом. Описываемые отложения на изученной территории подразделяются: на сформировавшиеся в бассейновых условиях с первично-осадочным кремнеземом; на образования рифогенно-аккумулятивного комплекса с окремнением, проявившемся в диагенезе, которые в гипергенезе и в стадию вторично-катагенетического преобразования пород претерпели гипергенное, и затем гидротермальное выщелачивание.

Палеозойские отложения, в той или иной степени обогащенные кремнеземом, подразделяются на четыре литолого-петрографические толщи. Кремненакопление начинается в начале позднего девона с формированием в бассейновых условиях толщи кремнеаргиллитовой с радиоляритами (соответствует чагинской свите), затем в турнейский, визейский, в начале и середине серпуховского веков нижнего карбона параллельно накапливаются две толщи: туфогенно-глинистая с прослоями известняков (соответствует кехорегской свите бассейнового комплекса) и известняков окварцованных со спонголитами (соответствует табганской свите рифогенно-аккумулятивного комплекса), где отмечается широкое проявление гидротермально-метасоматического окремнения. Обе толщи перекрыты отложениями терригенной с прослоями ту-

фов толщи (соответствует средневасюганской свите) конца серпуховского века раннего — начала башкирского века среднего карбона.

Кремнисто-карбонатные образования юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы

Впервые большое количество кремнезема отмечено в отложениях верхнего девона в толще кремнеаргиллитовой с радиоляритами, завершающей накопление глинисто-карбонатных осадков во впадине, в которой последовательно отлагались отложения чузикской и чагинской свит среднего и верхнего девона, именуемых совместно тартасской серией. Тартасская серия сложена следующими литолого-петрографическими толщами (снизу вверх): известняково-глинисто-гравелитовой, карбонатно-глинистой битуминозной, завершается формирование тартасской серии образованиями толщи кремнеаргиллитовой с радиоляритами. Появление кремнезема в отложениях толщи связано с развитием кремнеизвлекающего планктона.

Толщу кремнеаргиллитовую с радиоляритами слагают:

Кремнеаргиллиты. Это серые, светло-серые с зеленоватым оттенком породы (прослой 10...20, до 0,5...40 мм), переслаиваются с силицитами (радиоляритами). Скелетные остатки (10...20 %) представлены остатками радиолярий, очень редки створки или целые раковины остракод и трубки водорослей. Раковины радиолярий выполнены кварцем, или заместившим его каолинитом, сидеритом или кальцитом, раковины остальных групп организмов выполнены кальцитом. Цемент гидрослюдисто-каолинистый, обогащенный примесью новообразованного кальцита или сидерита. Отмечаются участки, обогащенные примесью обломочного кварца и плагиоклазов.

Силициты (радиоляриты). Это серые, темно-серые, до черных, породы (прослой 10...15 мм, реже 2...30 мм), часто линзы или линзовидные утолщения слоев, обычно переслаиваются с кремнеаргиллитами. Скелетные остатки, представлены раковинами радиолярий (40...50 %, реже до 70 % породы), выполненных кварцем или заместившим его кальцитом, сидеритом или каолинитом. Цемент кремнистый с примесью глинистых минералов, частично преобразован вторичными процессами: выщелачиванием, сидеритизацией.

Эпизодически встречаются прослой известняков зоо-фитогенных биоморфных (водорослево-фораминиферо-радиоляриевых), известняков зоо-фитогенных биогенных (фораминиферо-водорослевых), известняковых мелкогалечниковых конгломерато-брекчий, известково-глинистых силицитов, глинистых силицитов (радиоляритов), известковых аргиллитов.

Отложения толщи в подошве содержат прослой известняков, исчезающих вверх по разрезу. Весь разрез тартасской серии, это осуществляющаяся в верхнем девоне трансгрессия, что подтверждается выпадением вверх по разрезу известняков.

Толщу туфогенно-глинистую с прослоями известняков продолжающую ряд отложений бассейнового комплекса, с биогенным извлечением кремнезема слагают:

Аргиллиты с примесью туфогенного материала. Это серые, темно-серые с коричневым оттенком породы. Структура микрозернистая, текстура слоистая. Скелетные остатки (1...5 % породы) представлены остатками остракод, однокамерных фораминифер, выполненных кальцитом, и остатков спикул губок, выполненных кварцем. Постоянная примесь агрегатов туфового материала, в виде уплощенных фрагментов (0,1 на 1...5 мм, до 5 %), выполненных агрегатом глинистых минералов, со следами пузырьков и редких игольчатых, реже таблитчатых кристаллов плагиоклазов с двойниковой структурой. Цемент глинистый (смесь каолинита, гидрослюды и хлорита).

Мергели со спикулами губок. Это темно-серые с коричневым оттенком породы. Структура микрозернистая, текстура слоистая, с ориентированным расположением обрывков туфогенного материала, расположением спикул губок. Скелетные остатки (до 40 % породы) представлены спикулами губок, выполненными кварцем, реже остатками криноидей, целыми раковинами остракод, выполненными кальцитом. Цемент кальцитовый с примесью глинистых минералов и вторичного пирита.

Верхняя часть толщи характеризуется наличием в составе аргиллитов все возрастающего количества фрагментов криноидей (появление которых знаменует время обмеления бассейна) и началом накопления известняков зоогенных биоморфно-детритовых (криноидно-фораминиферовых) с примесью обломков гиалобазальтов.

Толща известняков окварцованных со спонголитами сформировалась на мелководных участках в непосредственной близости от образований толщи туфогенно-глинистой с прослоями известняков. Ее слагают: **Известняки зоогенные биоморфно-детритовые (криноидно-фораминиферовые).** Это серые, темно-серые, иногда с коричневым оттенком породы. Структура микро-тонкозернистая, участками мелкозернистая, текстура слоистая. Скелетные остатки (70...95 % породы) представлены члениками криноидей, целыми раковинами многокамерных фораминифер (выполнены кальцитом или заместившим его каолинитом), спикулами губок, выполненными кварцем или вторичным каолинитом, сидеритом или кальцитом. Цемент карбонатный с примесью глинистого материала, либо глинистый, в обогащенных спикулами губок породах цемент глинисто-кремнистый. Отмечается постоянное наличие фрагментов гиалобазальтов, окруженных корочкой пузырчатой лавы базальта.

Глинистые силициты (спонголиты). Это светло-серые, серые и темно-серые с желтоватым или зеленоватым оттенком породы (прослой 0,5...3,0 мм), реже серии тонкого переслаивания с аргиллитами (до 30...40 мм). Скелетные остатки (50 %, реже до 80 % породы) представлены спикулами губок, выполнен-

ными кварцем, или заместившим его каолинитом, сидеритом, или же на их месте развиты поры. Цемент кремнистый или кремнисто-глинистый мелко-тонкозернистый, частично сидеритизированный с примесью гидроокислов железа бурого цвета. Породы могут переходить в аргиллиты с повышенным (до 30...40 % породы) количеством остатков спикул губок, криноидеями, многокамерными фораминиферами, водорослевыми нитями, выполненными кальцитом или заместившим его сидеритом, реже кварцем. Цемент глинистый, плотно облекают скелетные остатки и содержат вкрапленность новообразованных кальцита, сидерита или кварца.

В отложениях толщи, кроме описанных, установлены: туфоаргиллиты, лито-кристалло-витрокластические и кристалло-кластические туфы, брекчии глинисто-кремнистых пород, гиалобазальты, пузырчатая лава базальтового порфирита.

Общими для параллельно накапливающихся образований нижнего карбона являются вторично-катагенетические породы:

Карбонатно-микрокварцитовые породы (по известнякам). Это светло-серые, серые с коричневым или желтоватым оттенком породы тонко-мелкозернистой структуры, слоистой текстуры, содержащие скелетные остатки (50...80 % породы), представленные спикулами губок, выполненными биогенным кварцем, целыми раковинами многокамерных фораминифер, фрагментами раковин остракод, члениками криноидей, выполненными кальцитом, или заместившим его кварцем. Цемент представлен глинисто-кремнистым агрегатом, где кварц замещает кальцит.

Микрокварциты. Это светло-серые с коричневым оттенком пористые и микрокаверзные породы существенно кремнистого или кремнисто-каолинистового состава, по составу полностью отвечающие карбонатно-микрокварцитовым породам, но расположенным в зоне проявления гипергенных процессов. При этом выносятся весь остаточный карбонатный материал, а в образующихся порах и кавернах иногда образуются корочки крустификационного доломита.

Толща терригенная с прослоями туфов. Образования толщи завершают разрез, представленный породами, обогащенными биогенным кремнеземом, когда дифференциация дна бассейна завершилась и, в результате регрессии, морской бассейн завершал свое существование. Толщу составляют:

Аргиллизированные или глинизированные туфы. Это серые и темно-серые породы, представленные смесью каолинита и смешанно-слоистых гидрослюды-монтмориллонита (до 25 % разбухающей фазы). Скелетные остатки (до 10 % породы) представлены остатками спикул губок и радиолярий, выполненными кварцем. Они равномерно рассеяны в породе, наравне с редкими обломками кварца угловатой формы, размером до 0,3 мм. Цемент глинистый с примесью карбонатных минералов, таких как манганосидерит, доломит, родохрозит, кальцит. Основным вторичным процессом являет-

ся выщелачивание с выносом карбонатных и кремнистых биогенных минералов. Часть образующихся пор заполнена каолинитом и сидеритом.

Туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты. Это темно-серые с бурым оттенком породы. Обломочная часть породы представлена глинистыми агрегатами размером от 0,05 до 15 мм, сцементированными глинистой основной массой. Тип породы определяется по крупности преобладающих обломков. В цементе постоянно присутствуют гидроокислы железа в виде пленок или рассеянные равномерно. Отмечается пузырчатая структура некоторых обломков.

Вторичные преобразования кремнисто-глинистых отложений

Четыре толщи, литологический состав пород которых показан выше, по способу формирования подразделяются на две группы: глинисто-кремнистые породы с биогенным извлечением кремнезема, в той или иной степени преобразованные первоначально в период континентального стояния региона, а затем и во вторично-катагенетический период проявления вторичных процессов (табл. 1, 2); известняки, лишенные терригенной примеси, которые в стадию диагенеза и первичного раннего катагенеза были окремнены, и затем прошли стадии гипергенного, затем вторично-катагенетического преобразования (табл. 2, 3).

Зона приповерхностного преобразования пород отличаются повышенными значениями пористости и матричной проницаемости, закономерно убывающими при удалении от доюрской поверхности. Зоны появления трещинной проницаемости характеризуются повышенными значениями трещинной проницаемости, и могут сопровождаться некоторым уменьшением значений пористости, что, вероятно, связано с химизмом вторично-катагенетических процессов (сидеритизация, сопровождающая каолинизацию). Вторично-катагенетические преобразования могут быть наложены на зону проявления процессов гипергенеза. Точно говорить о трещинной природе коллектора можно только в случае, если они будут отделены от измененных в зоне проявления гипергенеза пород участком развития пород-неколлекторов.

Коллекторские свойства отложений кремнеаргиллитовой с радиоляритами толщи изучены нами на примере ряда скважин (табл. 1). В данных отложениях зоной гипергенной проработки можно считать участок повышенных значений пористости, приуроченных к доюрской поверхности, в то время как проявление вторично-катагенетических преобразований связано с трещинной проницаемостью, сопровождаемой, в ряде случаев, при повышенных значениях проницаемости, даже уменьшением значений пористости. Отчетливо устанавливается зона гипергенной проработки, в пределах до 70 м. Вторично-катагенетические преобразования проявились в виде зон 2...15 м, разделенных участками пород-неколлекторов. Верхняя вто-

рично-катагенетическая зона наложена на зону проявления гипергенных процессов, что привело к уничтожению матричной проницаемости, и проявлению проницаемости трещинной, сопровождаемой проявлением вторично-катагенетических каолинизации и сидеритизации [6].

Таблица 1. Коллекторские свойства отложений толщи кремнеаргиллитовой с радиоляритами (переслаивание кремнеаргиллитов, радиоляритов и известняков). Северо-Калиновская скважина 21

Интервал, м	Вторичные изменения пород	Пористость откры- тая, $K_{от}$, %	Проница- емость, $K_{пр}$, 10^{-3} мкм ²		Тип коллектора*		
			ма- трич- ная	тре- щин- ная	матрич- ный	трещин- ный	
2917...2924	выветре- лые	18,4		5,0		BVI (M,T)	
2924...2929		15,2	Нет	Нет	Нет	Нет	
2936...2942		12,7		67,4		BIV	
2942...2946		4,15	23,2	1,3	BVI (T)	Нет	
2946...2951		14,7	2,6	Нет	BVI (M,T)		
2951...2956		0,1	22,5	0,3	Нет		
2956...2960	20,0	4,3	Нет	BVI (M,T)	Нет		
2960...2962	21,3	15,2		BV			
2965...2968	пористые	15,5	52,9	68,1	BIV	BVI (T)	
2968...2970		15,1	22,3	1,65	BV	Нет	
2972...2974		10,2	Нет	Нет	Нет		
2974...2977		12,6					
2977...2979		13,2					
2979...2981		7,8					
2983...2985		18,0					
2987...2989		трещино- ватые	2,9	45,8	BVI (T)		
2969...2991	Нет	3,8	Нет	0,06	нет		
3001...3003	трещино- ватые	5,65	15,7	0,4	BVI (T)	Нет	
3007...3009		6,4	40,1	0,09	BV		
3011...3012		0,8	23,7	Нет	BVI (T)		
3012...3016		2,2	6,6		BVI (M,T)		
3014...3015	Нет	0,15	Нет	0,08	Нет		
3016...3021	трещино- ватые	2,0	39,1	0,4	BVI (M,T)		
3032...3037		5,1	39,7	Нет	BVI (T)		
3051...3057	Нет	3,4	Нет		Нет		
3082...3067	трещино- ватые	1,6	39,9		BVI (T)		
3087...3089		2,2	13,5				
3122...3124	Нет	0,6	15,5	Нет	Нет		
3149...3152		0,3	15,1				
3171...3174		0,5	Нет				

* Тип коллектора здесь и далее по К.И. Багринцевой с добавлениями. Ниже 3003 м появляются прослой и линзы известняков. Ниже 3032 м проходит ВНК.

Для толщи известняков окварцованных по скважине Герасимовской 7 (табл. 2) имеются данные по трещинной проницаемости. Здесь весь разрез толщи характеризуется формированием пород-коллекторов, говорить об их природе сложно. Что же касается аналогичного по стратиграфическому строению разрезу скважины Герасимовской 5, то здесь имеются данные как по трещинной, так и по матричной проницаемости. Значения пори-

стости сопровождаются повышенными значениями матричной проницаемости, кроме двух верхних интервалов, пустотное пространство которых могло быть заполнено вторичными глинистыми минералами из вышележащей толщи.

Таким образом, для толщи известняков окварцованных установлено формирование в зоне гипергенеза пород-коллекторов матричной природы, в наложении на весь разрез скважины (включая и зону гипергенных коллекторов) участков развития коллекторов трещинной природы.

Таблица 2. Коллекторские свойства отложений толщи известняков окварцованных, перекрытых аргиллизированными туфами толщи терригенной с прослоями туфов

Интервал, м	Состав пород	Пористость открытая, $K_{пр}$, %	Проницаемость, $K_{пр}$, 10^{-3} мкм ²		Тип коллектора		
			матричная	трещинная	матричный	трещинный	
Герасимовская скважина 7							
2741,3...2746	Аргиллизированный туф	6,5	Нет	0,2	Нет	Нет	
2746,3...2750	Известняк окварцованный	3,8		4,0		BVI (М, Т)	
2750,0...2753		5,7		3,4			
2753,9...2755		19,0		3,5			BVIM
2755,9...2758		3,8		2,3			BVI (М, Т)
Герасимовская скважина 5							
2767,0...2774	Аргиллизированный туф	14,5	Нет	0,58	Нет	Нет	
2775,5...2782	Известняк окварцованный	17,8		0,8			
2791,4...2794		10,9	1,18	Нет			
2794,4...2799		10,6	Нет	0,1			
2799,4...2804	Микрокварцит пористый	20,4	4,6	47,7	BVI (М)	BV	
2804,7...2810		5,5	5,0	0,4	BVI (М, Т)	Нет	
2810,3...2813		19,5	Нет	83,7	Нет	BV	
2813,3...2818		16,0		3,3		BVI (М, Т)	
2818,3...2820		19,3		1,7		BVI (М)	
2820,0...2824		23,4		8,4			
2824,0...2828	Известняк окварцованный	10,1		Нет	Нет	Нет	
2828,0...2830		5,05	4,6	2,3	BVI (М, Т)	BVI (М, Т)	
2841,0...2845	Аргиллит	4,1	Нет	0,1	Нет	Нет	
2850,0...2854	Известняк, спонголит	3,7	0,1	Нет			
2854,0...2858	Известняк трещиноватый	3,2	2,1	0,3			
2861,0...2866		8,6	5,6	Нет	BVI (М, Т)		
2866,0...2869	Известняк глинистый	2,9	Нет	0,3	Нет		
2869,0...2873		9,2					
2873,0...2875	Известняк окварцованный	5,6	10,0	Нет	BVI (Т)		

Таблица 3. Коллекторские свойства отложений толщи туфогенно-глинистой с прослоями известняков. Герасимовская скважина 14

Интервал, м	Кремнистые породы нефтенасыщенные	Пористость открытая, K_p , %	Проницаемость матричная, $K_{тр}$, 10^{-3} мкм ²	Тип коллектора
2888...2895	кавернозные	7,98	4,97	BVI (M, T)
2888...2895		8,11	4,72	
2895...2901		11,36	1,01	BVI (T)
2895...2901		11,3	1,01	
2901...2905		10,5	7,89	BVI (M, T)
2901...2905		11,3	5,75	
2905...2909		16,95	1,71	
2905...2909		12,42	2,64	
2905...2909		16,6	1,71	
2905...2909		12,0	4,11	
2913...2916		16,42	10,88	BV
2913...2916		15,7	10,2	
2919...2922	плотные	10,7	0,08	Нет
2997...3000		8,21	0,27	

По отложениям толщи туфогенно-глинистой с прослоями известняков вскрыты отложения, преобразованные в зоне гипергенеза. В отдельных участках отмечается проявление трещинных зон, в которых проницаемость понижена и осуществляется по трещинам, в то время как матрица заполнена вторичными минералами.

В отложениях толщи терригенной с прослоями туфов (табл. 2) даже в зоне проявления ги-

пергенных процессов пород-коллекторов не установлено.

Выводы

1. Кремнисто-карбонатные и кремнисто-глинистые породы юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы накапливались в бассейновых условиях в позднем девоне и раннем карбоне, и на всей территории в конце раннего – начале среднего карбона. В раннем карбоне наряду с накоплением толщ с биогенным кремнеземом происходило диагенетическое окремнение известняков рифогенно-аккумулятивных.
2. Породы-коллекторы в кремнисто-глинистых и кремнисто-карбонатных породах формируются как при гипергенезе в период континентального стояния региона, так и в период вторично-катагенетического преобразования пород в виде трещиноватых зон гидротермально-метасоматической проработки.
3. Зоны вторично-катагенетической трещинной проработки могут как накладываться на зоны, претерпевшие гипергенное выщелачивание, так и развиваться по породам, отделенным от доюрской поверхности участками развития пород-неколлекторов.
4. Территория распространения пород-коллекторов гипергенной природы будут соответствовать площади распространения бассейновых отложений позднедевонского, и раннекарбонного возраста по всей площади их распространения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Конторович А.Э., Иванов И.А., Ковешников А.Е. и др. Геологические условия нефтегазоносности верхней части палеозойского разреза Западной Сибири (на примере Межовского срединного массива) // В кн.: Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа / под ред. И.С. Грамберга и др. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 152–171.
2. Конторович В.А. Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири (на примере Чузиско-Чижанской зоны нефтегазоаккумуляции) // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 5. – С. 538–547.
3. Ковешников А.Е., Недоливко Н.М. Коры выветривания доюрских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 77–81.
4. Ковешников А.Е. Формирование пород-коллекторов в доюрских карбонатных отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 321. – № 1. – С. 132–137.
5. Ковешников А.Е. Ловушки нефти и газа в доюрских отложениях Западно-Сибирской геосинеклизы (Томская область) // Известия Томского политехнического университета. – 2011. – Т. 319. – № 1. – С. 152–155.
6. Ковешников А.Е., Недоливко Н.М. Вторично-катагенетические преобразования доюрских пород Западно-Сибирской геосинеклизы // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 82–86.

Поступила 20.02.2012 г.

УДК 549:552(571.16)

ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛУГИНЕЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Е.Н. Жилина

Томский государственный университет

E-mail: elena@ggf.tsu.ru

На основе результатов детального минерало-петрографического исследования дана сравнительная характеристика вещественно-структурных особенностей продуктивных келловей-оксфордских отложений горизонта Ю-I Лугинецкого газоконденсатно-нефтяного месторождения (Томская область).

Ключевые слова:

Горизонт Ю-I, подугольная и надугольная толщи, барабинская пачка, структуры, текстуры, вещественный состав.

Key words:

Horizon Ю-I, podugolnaya and nadugolnaya formations, barabinskaya member, textures, structures, mineralogical composition.

Лугинецкое газоконденсатно-нефтяное месторождение приурочено к одноименной локальной структуре третьего порядка, осложняющей северо-западную часть Пудинского мегавала. На сегодняшний день – это одно из наиболее сложно-построенных месторождений на территории Томской области.

Нефтегазоконденсатные залежи Лугинецкого месторождения, имеющие промышленное значение, приурочены к шести продуктивным пластам: четырем – верхнеюрского (пласты Ю₁⁰, Ю₁¹, Ю₁², Ю₁³) и двум (пласты Ю₁⁴, и Ю₂) среднеюрского возраста [1]. Пласты-коллекторы имеют сложное геологическое строение, заключающееся в переслаивании проницаемых пропластков различных толщин с непроницаемыми разностями. На продуктивной площади имеется большое количество зон отсутствия коллектора, прослеживается значительная изменчивость фильтрационно-емкостных свойств. Все залежи имеют чрезвычайно сложную конфигурацию водонефтяного и газонефтяного контактов.

Целью проведенных исследований являлось детальное минерало-петрографическое изучение пород горизонта Ю-I Лугинецкого месторождения.

Исследования осадочных пород проводились с помощью поляризационного микроскопа высокого разрешения Olympus BX51 с компьютерной станцией, видеокамерой ProGres и ПО Image-Pro Plus на лабораторной базе ОАО «ТомскНИПИнефть». При петрографическом описании использованы шлифы из коллекции З.Я. Сердюк, любезно предоставленные для исследования заведующей лабораторией седиментологии ОАО «ТомскНИПИнефть» Е.А. Жуковской, текстурный анализ проводился по методическим разработкам Л.Н. Ботвинкиной [2].

Изучались верхнеюрские отложения в составе верхневасюганской подсвиты (*подугольная и надугольная толщи*) и барабинской пачки. Описания, приведенные далее даны снизу вверх по разрезу.

Подугольная толща (пласты Ю₁⁵⁺⁴+Ю₁³)

На исследуемой территории пласты подугольной толщи наиболее выдержаны, вскрыты всеми пробуренными скважинами, содержат около 70 % суммарных запасов углеводородов месторождения и представляют наибольший интерес с точки зрения разработки. Слагающие подугольную толщу пласты Ю₁⁵⁺⁴ и Ю₁³ в литологическом плане довольно однородны, представлены преимущественно мелкозернистыми песчаниками или крупнозернистыми алевритами, с прослоями песчаников среднезернистых до крупнозернистых. В редких случаях наблюдается глинизация разреза и появление пропластков глинистых алевритов и аргиллитов. В некоторых скважинах пласты разделены между собой глинистой перемычкой.

В породах преобладает мелкозернистая песчаная фракция, материал среднезернистых и алевритовых фракций, чаще всего не превышает 15...20 %, содержание глинистого цемента достигает 13 %. Размер зерен меняется в очень широких пределах 0,09...0,33 мм. Однако основная масса значений лежит в области 0,09...0,16 мм. По многим изученным скважинам наблюдается тенденция улучшения сортировки материала (коэффициент сортировки $S_0=1,6...2,4$) вверх по разрезу. Характер изменения гранулометрического состава и сортировки материала указывают на частую смену гидродинамических условий осадконакопления.

Практически во всех скважинах породы толщи представлены светло-серыми и серыми с зеленоватым или буроватым оттенком средне-мелкозернистыми, мелкозернистыми, алевритистыми, реже алевритовыми, каолинизированными, в отдельных прослоях неравномерно известковистыми, нередко сидеритизированными *песчаниками*. В породах присутствуют многочисленные включения пирита. Структура – псаммитовая, алевро-псаммитовая. Текстура песчаников чаще массивная, реже нечеткая или хорошо выраженная пологоволнистая, линзовидная. Слоистость подчеркнута намывами

глинистого и растительного материала. В песчаниках содержится макрофауна пелеципод, скафопод. Количество обломочного материала изменяется от 80 до 98 %, с уменьшением в известковых прослоях.

Среди обломков пород преобладают кремнистые, метаморфические сланцы и вулканические породы из среднего и кислого отряда. Слюды представлены мусковитом и биотитом. Наблюдается механическая деформация чешуек слюд, расщепление по спайности, обесцвечивание, замещение пелитоморфным карбонатом и лейкоксоном. В песчаниках встречены обломки турмалина, циркона, анатаза, апатита и сфена.

Цемент в песчаниках составляет 7...10 %. Тип цементации довольно сложный – участками поровый, пленочный, реже базальный. Поры выполняет раскристаллизованный каолинит, реже гидрослюда. Последняя, часто с хлоритом, сидеритом или лейкоксоном образует пленки вокруг зерен. В отдельных скважинах песчаный материал сцементирован карбонатами (рис. 1).

Аргиллиты, встреченные в тонких пропластках и прослоях, алевритовые, темно-серые, серые и пестроцветные (с темно-зеленоватыми и красно-буроватыми разводами), по структуре пелитовые, участками алевро-пелитовые. Основная масса неравномерно зеленого, участками зеленовато-буроватого цвета, с высоким двупреломлением соответствует гидрослюдистому составу, с примесью хлорита, каолинита, участками монтмориллонита, пирита и растительного детрита. Обломочный материал размерами 0,01...0,08 мм представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками пород, слюдой.

Плохо отсортированные *глинисто-алеврито-песчаные породы*, структура которых неоднородна на разных участках встречаются в разрезах пласта довольно часто. Микротекстура неоднородная, слоисто-гнездовидно-линзовидная. Обломочный материал плохо отсортирован. Его количество варьирует от 10...25 % в аргиллите до 65...75 % в песчанике. В песчанике преобладает мелкозернистая фракция (55...73 %) с подчиненным значением алевритовой фракции. Цемент (20...35 %) представлен ориентированной гидрослюдой, участками гидрослюдисто-каолинистый, хорошо раскристаллизованный порового типа, соприкосновения и базальный. Аргиллит в прослоях и участках сложен ориентированной гидрослюдой с высоким двупреломлением. В виде примеси содержится монтмориллонит, каолинит, пелитоморфный сидерит, тонкодисперсные титанистые минералы и перетертая растительная органика.

Алевриты мелко и крупнозернистые, иногда песчаные и песчаные, окрашены в серые цвета с буроватыми оттенками. В отдельных разрезах – полимиктовые, местами глинистые или известковистые, часто сидеритизированные. Наблюдаются линзовидные, горизонтальные и однородные текстуры. Структура – псаммоалевритовая или алевритовая. Породы обладают несовершенной микрослоистостью, однородной и неоднородной текстурами, выраженными благодаря ориентированному или беспорядочному распределению обломочного материала, чешуек слюд, выделений сидерита (рис. 2).

Обломочный материал составляет от 50...55 % до 65...85 %. В крупно-мелкозернистых алевритах основная фракция 0,01...0,05 мм достигает 60...75 %, примесь крупного алеврита составляет

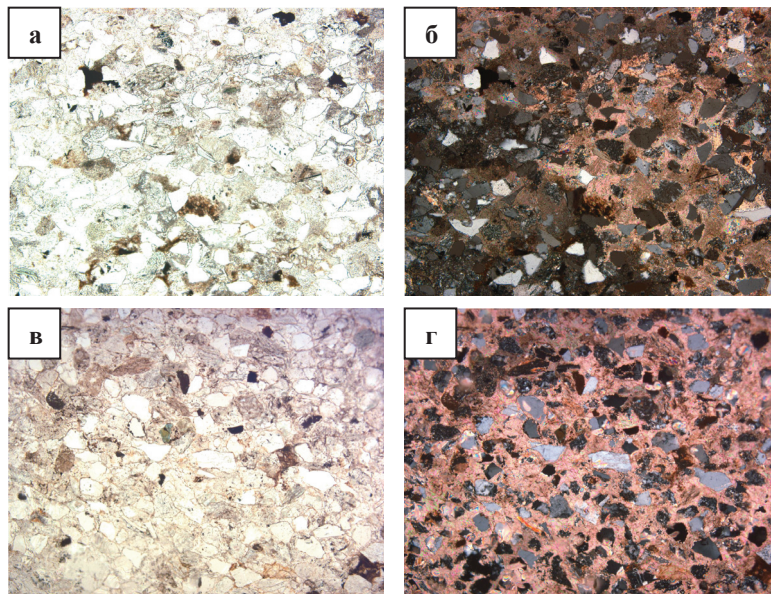


Рис. 1. Песчаники подугольной толщи: а, б – песчаник полевошпатово-кварцевый мелкозернистый, алевритовый, с карбонатным цементом; текстура неоднородная (скв. 159, глуб. 2345,7 м); в, г – песчаник полевошпатово-кварцевый мелкозернистый, алевритистый, полимиктовый с кальцитовым цементом, с битумом; текстура однородная (скв. 163, глуб. 2350,2 м); а, в – николи II; б, г – николи X; а-г – ширина изображения 1,74 мм

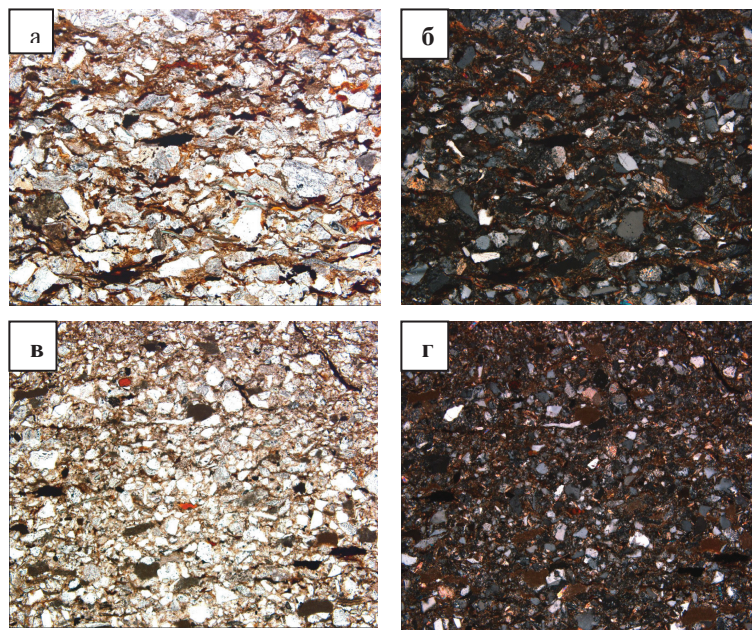


Рис. 2. Алевролиты подугольной толщи; а, б – алевролит полевошпатово-кварцевый крупнозернистый, песчанистый, с гидрослюдисто-каолиновым цементом, пиритизированный; текстура слоистая (скв. 155, глуб. 2375,2 м); в, г – алевролит полевошпатово-кварцевый крупно-мелкозернистый, песчанистый, с гидрослюдистым цементом, сидеритизированный; текстура нечеткая микрослоистая (скв. 158, глуб. 2378 м); а, в – николи II; б, г – николи X; а–г – ширина изображения 1,74 мм

25...35 %. Иногда присутствуют песчаные зерна в очень малых количествах (не более 5 %). Сортировка обломочного материала хорошая и средняя. Зерна полуугловатые. Упаковка зерен средней плотности. Контакты между зернами выпукло-вогнутые, линейные, точечные.

В центральной части исследуемой территории алевролиты по составу полевошпат-кварцевые, крупнозернистые, слоистые, с карбонатно-глинистым цементом, нефтенасыщенные. Обломочный материал составляет до 75...80 %, цемент (25...15 %), лейкоксен до 1 %, пирит 1...2 %. На долю кварца приходится до 56 %, полевых шпатов – 35 %, обломков пород – 9 %, слюды – единичные листочки. Обломки угловато-полуокатанные, корродированные, размером 0,06...0,15 мм. Характерным является более значительное развитие аутигенных минералов. Широко развит сидерит, занимающий от 8...10 до 18...20 % породы. Сидерит пелитоморфный присутствует сгустками, участками замещающая цемент, реже зерна. Пирит присутствует в виде вкраплений в породе. Органическое вещество распределено в виде мелких линзочек.

Надугольная толща ($Ю_1^2 + Ю_1^1 + Ю_1^0$)

Представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками и редкими углями. В ее разрезе выделяется до четырех – пяти песчаных пропластков с толщиной 0,4...1,4 м, которые группируются в пласты $Ю_1^2$, $Ю_1^1$, $Ю_1^0$. Вещественный состав, цемент, текстура схожие для всех пластов. Пласты разделяют прослой аргиллитов или глинистых и алевроитовых известняков, сидеритов,

интенсивно карбонатизированных несортированных пород глинисто-алеврито-песчаного состава, реже углистых разностей толщиной 0,6...8,8 м с линзовидными включениями алевролита, глинистого песчаника и маломощных (3...4 мм) прослоев углей. По гранулометрическому составу в пластах $Ю_1^1$, $Ю_1^2$, преобладает мелкопесчаная фракция с большим количеством растительного детрита и прослойками углистого вещества. Коэффициент сортировки 1,5...5,3.

Пласты $Ю_1^2$ и $Ю_1^1$ представлены в большинстве разрезов темно-серыми аргиллитами, плитчатыми, горизонтально и волнисто-слоистыми за счет разницы в гранулометрическом составе, часто алевроитистыми, участками, переходящими в глинистые разности. В разрезах многих скважин пласт представлен частым переслаиванием серых и темно-серых аргиллитов с редкими включениями остатков организмов. Характерным является наличие по всему пласту линзовидных и гнездообразных скоплений мелкоагрегатных стяжений пирита. По плоскостям наложения наблюдаются скопления обугленного растительного детрита. Реже встречаются тонкие прослой угля. Иногда в породах присутствуют отпечатки древней растительности. Структура пород пелитовая, алевропелитовая. Основная масса зеленоватого цвета с показателем преломления больше 1,54 и с низким двупреломлением соответствует гидрослюдисто-каолиновому составу, с примесью сидерита (1...3 %), растительного детрита. Обломочный материал, размерами 0,01...0,08 мм представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками пород, слюдой.

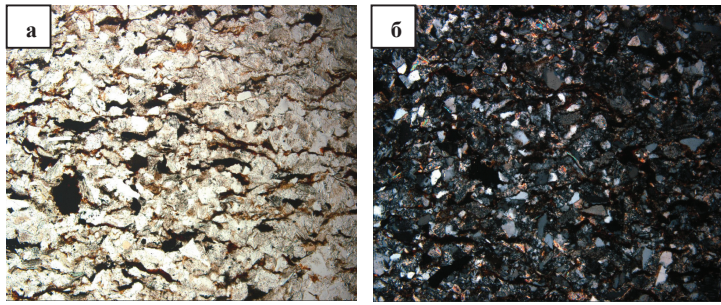


Рис. 3. Алевролит полевошпатово-кварцевый мелко-крупнозернистый, с гидрослюдистым цементом и битумом; текстура нечеткая микрослоистая (скв. 169, глуб. 2354 м); а – николи II, б – николи X; а, б – ширина изображения 1,74 мм

Алевролиты крупно- и мелкозернистые, серого и темно-серого цвета с оттенками бурого, голубоватого цветов, прослоями сидеритизированные или известковистые с включениями пирита. Наблюдались несовершенная и четко выраженная линзовидная, горизонтальная, пологоволнистая типы слоистости, образованные за счет послойных скоплений обугленных остатков растительности и намывами глинистого материала. Во многих скважинах отмечено наличие отпечатков фауны плохой сохранности. Для пород характерна трещиноватость. Трещинки мелкие, волнистой формы, расположены параллельно слоистости, выполнены чистым перекристаллизованным кальцитом белого цвета. Структуры пород алевритовые, иногда псаммоалевритовые. Микротекстуры, наблюдаемые в шлифах, массивные, нечетко выраженные микрослоистые. Крупнозернистые алевролиты сложены фракцией 0,05...0,1 мм (55...65 %) с подчиненным значением мелкоалевритовой (10...35 %) и примесью (10...20 %) мелкозернистых песчаных зерен (рис. 3).

Мелкозернистые алевролиты в своем составе содержат до 65...95 % фракции 0,1...0,05 мм и 5...35 % крупноалевритовой примеси. Разнозернистые прослои пород характеризуются близкими содержаниями мелко- и крупноалевритовой фракции при наличии мелкозернистой песчаной фракции до 15...20 %. В обломочном материале присутствует кварц – 40...70 %, полевые шпаты – 20...40 %, обломки пород – 8...15 % и 1...2 %.

Количество цемента в разных образцах изменяется от 6 до 15 %. В случае кальцитовой составляющей его количество возрастает до 40 %. Тип цементации участками поровый, соприкосновения, пленочный, при увеличении содержания цемента – базальный.

В алевролитах развиты явления растворения, коррозии обломочного материала, вдавливания, приспособления зерен, деформации и изменения слюд полевых шпатов, изредка регенерации. Повсеместно в различных количествах присутствует растительный детрит.

Песчаники надугольной толщи отличаются светло-серым цветом, чаще с голубоватым оттенком, плотные, плитчатые, известковистые, очень крепкие. По составу – полимиктовые. Содержат гнездообразные скопления мелкоагрегатного пирита и нечастые остатки обуглившейся раститель-

ности. В отдельных скважинах встречаются не-слоистые или с прерывистой слоистостью разности. Для песчаников характерен явный запах углеводородов. Структура алевро-псаммитовая, реже псаммитовая. Микротекстура – часто несовершенная микрослоистая из-за ориентированного расположения удлинённых обломков, реже массивная. В гранулометрическом составе, которых преобладает фракция 0,1...0,25 мм, изменяясь от 55 % до 85 %. Примесь крупного алеврита составляет 15...35 %, мелкого 5...15 %. В средне-мелкозернистых песчаниках фракция 0,25...0,5 мм достигает 10...25 %, алевритовой примеси мало, чаще не более 5 %. Сортировка материала от средней до хорошей, редко плохая. Обломки полууголоватые с примесью полуокатанных и угловатых.

В составе обломочной части содержание кварца изменяется от 35 % до 68 %, полевых шпатов от 20 до 40 %, обломков пород от 8 до 30 % (чаще 10...20 %). Слюды встречаются редко. В составе обломков встречаются кремнистые, метаморфические и вулканические породы. Обломки пород имеют нечеткие контуры, часто деформированы и сливаются друг с другом. Пластинки мусковита и биотита интенсивно изменены: деформированы, расщеплены, обесцвечены, замещаются карбонатами, хлоритом, серицитом.

Цемент в песчаниках составляет в среднем 4...8 % и увеличивается за счет карбонатов до 20...40 %. Распределение цемента неравномерное, состав полиминеральный, карбонатно-глинистый и глинисто-карбонатный (рис. 4).

К *карбонатным породам* отнесены глинисто-алевритовые сильно карбонатизированные разности, часто присутствующие в разрезах многих скважин на изучаемой территории. Первичная структура и текстура затушеваны сидеритом и кальцитом, интенсивно замещающими как цемент, так и обломочный материал. Иногда карбонаты составляют до 70...80 % пространства шлифа. Обломочный материал состоит из кварца, полевых шпатов, слюды, сильно корродированных, с растворенными контурами. Первичный глинистый материал гидрослюдисто-хлоритового, каолинистового и гидрослюдистого состава иногда с трудом поддается определению. В верхней части пласта Ю¹ встречаются прослои известняков с остатками микрофауны плохой сохранности. Породы темно-серые, плот-

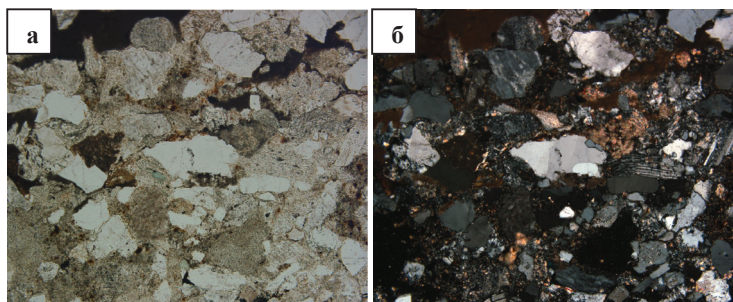


Рис. 4. Песчаник средне-мелкозернистый, алевритистый, полимиктовый с карбонатно-хлорит-гидрослюда-каолиновым цементом, с битумом; текстура микрослоистая (скв. 162, глуб. 2300 м); а – николи II, б – николи X; а, б – ширина изображения 1,74 мм

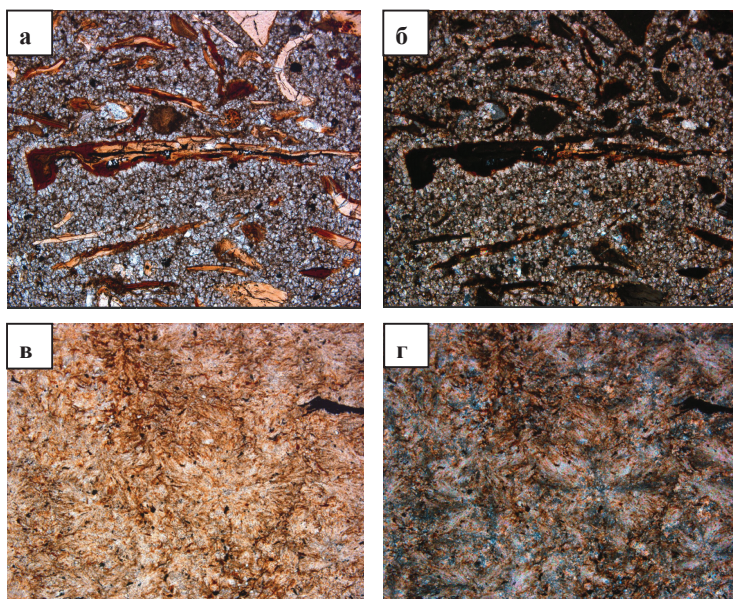


Рис. 5. Известняки в кровле пласта Ю¹: а, б – известняк микрозернистый с глауконитом и ихтиодетритом; текстура однородная (скв. 155, глуб. 2343 м); в, г – известняк сферолитовый с примесью каолинита, пирита; текстура неоднородная (скв. 163, глуб. 2374,2 м); а, в – николи II; б, г – николи X; а-г – ширина изображения 1,74 мм

ные, однородные и с элементами косой, полого-волнистой слоистости, подчеркнутый растительным детритом, с прожилками и включениями перекристаллизованного желтовато-белого кальцита. В породе присутствуют мелкие зерна пирита и тонкий растительный детрит (рис. 5).

Глауконитсодержащие породы барабинской пачки слабо отсортированы, зеленовато-серого и грязно-зеленого цвета с растительным детритом и крупными (до 3×3 см) светло-буроватого цвета глинисто-фосфатными и пиритовыми конкрециями. Песчаники темно-серые с явным зеленоватым оттенком, массивные, мелко-зернистые, неравномерно глинистые, в разной степени обогащенные глауконитом, интенсивно карбонатизированные с тонкими прожилками кальцита различной ориентировки.

Во многих скважинах встречены фосфатно-песчано-алевритовые слабо-отсортированные породы с алевро-псаммитовой структурой из-за неоднородного вещественного и гранулометрического состава (рис. 6).

Обломочный материал (50...70 %) распределен неравномерно, сложен фракцией 0,1...0,25 мм

(74 %) и алевритовой примесью (25 %). В песчанике кварц и полевые шпаты находятся в равных количествах. Обломков пород около 12 %. Цемент (30...50 %) представлен кальцитом, с подчиненным значением гидрослюда и примесью фосфата, глауконита, пирита. В шлифах значительная часть пространства (до 40 %) занята аморфным фосфатом желтоватого цвета с примесью чешуек гидрослюда и тонкоалевритового материала (5...10 %)

Породы барабинской пачки разбиты седиментационными трещинками, залеченными кальцитом и пиритом. Часто в породах встречаются овальные или удлиненной формы включения, напоминающие срезы раковин пелеципод и остракод, а также глауконит в виде овальных округлых травяно-зеленых зерен (3...5 %) (рис. 7).

Выводы

Все изученные отложения горизонта Ю-I Лугинецкого газоконденсатно-нефтяного месторождения (Томская область) сложены неравномерным чередованием пачек и пластов песчаников, песчано-алеврито-глинистых пород, углистых ар-

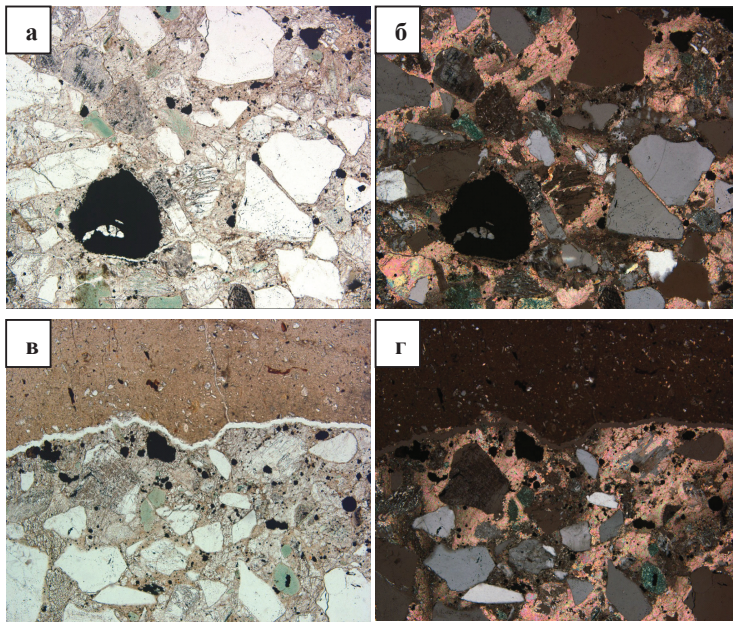


Рис. 6. Фосфатно-песчаная порода, плохо отсортированная, полевошпатово-кварцевая с гидрослюда-кальцитовым, кальцит-гидрослюдистым, фосфатным цементами, с глауконитом; с пятнистой текстурой основной массы (скв. 160, глуб. 2310 м); а, в – николи II; б, г – николи X; а–г – ширина изображения 1,74 мм

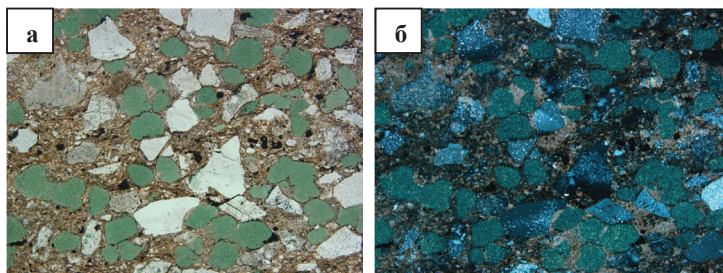


Рис. 7. Песчаник полимиктовый с глауконитом, средне-мелкозернистый, алевроитовый, с кальцит-гидрослюдистым, гидрослюда-кальцитовым цементами, с фосфатным материалом; текстура неоднородная (скв. 162, глуб. 2296,1 м); а – николи II, б – николи X; а, б – ширина изображения 1,74 мм

гиллитов и известняков довольно не выдержанных по площади исследования. Подугольная толща, содержащая пласты-коллекторы $Ю_1^{4+5}$ и $Ю_1^3$, насыщенные нефтью, характеризуется покровным типом развития, преимущественно песчаным составом, наибольшими общими мощностями и улучшенными фильтрационно-емкостными параметрами по сравнению с газонасыщенными пластами надугольной толщи. Для пластов $Ю_1^2$, $Ю_1^1$ и $Ю_1^0$ надугольной толщи характерны ухудшенные коллекторские свойства, пятнистое невыдержанное простираение по площади, преимущественно алевроитовый состав. Для пород горизонта Ю-I характерны различные по четкости рисунки горизонтальной, пологоволнистой, линзовидной и неясно выраженной косой слоистости

за счет смены гранулометрического состава, послойных намывов глинистого материала и обугленного растительного детрита. Породы обогащены конкрециями, мелкими вкраплениями пирита и карбонатов. В верхней части горизонта встречаются песчаники, обогащенные глауконитом и прослои известняков с остатками микрофауны плохой сохранности.

Литологический облик пород, характерный состав породобразующих минералов, ассоциация глинистых компонентов, комплекс аутигенных минералов дают основание полагать о формировании отложений в мелководном морском бассейне с незначительными колебаниями геохимического режима от слабо-восстановительного до резко-восстановительного.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белозёров В.Б., Брылина Н.А., Даненберг Е.Е. Литостратиграфия отложений васюганской свиты юго-востока Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири // Труды Сибирского науч.-исслед. ин-та

геол., геофиз. и минер. сырья. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1988. – С. 75–83.

2. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 542 с.

Поступила 14.02.2012 г.

УДК 622.276.6

ВЫБОР МЕТОДОВ УВЕЛИЧЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ НА ОСНОВЕ АНАЛИТИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ ГЕОЛОГО-ФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Е.Н. Иванов, Ю.М. Кононов

Томский политехнический университет

E-mail: zhenur2003@mail.ru

Рассматривается оптимизация выбора методов увеличения нефтеотдачи на основе авторской электронной программы – «Матрица применимости» для аналитической оценки геолого-физической информации. В программе заложены критерии по многочисленным методам увеличения нефтеотдачи, есть возможность скрининга и ранжирования методов. Приведен анализ нефтяных месторождений для определения применимости методов увеличения нефтеотдачи.

Ключевые слова:

Матрица применимости, методы увеличения нефтеотдачи, скрининг, ранжирование, геолого-физическая информация, нечеткая логика.

Key words:

Applicability matrix, enhanced oil recovery, screening, ranking, geological physical data, fuzzy logic.

Введение

Ряд месторождений Западной Сибири, в том числе Томской области, находятся на поздней стадии разработки, которые характеризуются сложным строением и значительной долей остаточных запасов. Добыча нефти на месторождениях может быть существенно повышена за счет современных методов воздействия на пласты [1]. Планирование применения методов увеличения нефтеотдачи (МУН) является сложной задачей, требующей систематического подхода при ее решении. Одним из важных этапов при планировании МУН до начала моделирования является выбор методов и предварительный анализ данных.

В настоящее время методика выбора МУН при проектировании разработки нефтяных месторождений является не до конца формализованной процедурой. В то же время выбор оптимальной технологии увеличения нефтеотдачи для конкретных геолого-физических и экономических условий разработки является одной из самых трудных задач для инженера-разработчика [2]. В данной работе предлагается методика выбора МУН на основе аналитической оценки геолого-физической информации.

Описание методики аналитической оценки

Методика разработана на основе аналитического обзора зарубежных и отечественных литературных источников по выбору МУН [2–5]. Методика включает несколько шагов, которые можно осуществить в разработанной авторами программе на языке Visual Basic «Матрица применимости» [6, 7]:

1. Обычный скрининг и ранжирование методов.
2. Переход к детальному скринингу.
3. Детальный скрининг методов.

Методика может быть использована для нескольких групп технологий увеличения нефтеотдачи: термические (внутрипластовое горение, закачка пара), гидродинамические (циклическая закачка, форсированный отбор жидкости), химические

(закачка щелочей, сульфатов, кислот и др.), закачка полимеров, потокоотклоняющие технологии (полимер-дисперсные системы, структурообразующие составы и др.), газовые (CO_2 , N_2/CO , закачка широкой фракции лёгких углеводородов), водогазовое воздействие, метод термогазового воздействия (созданный на стыке газовых и термических технологий). Всего в программе введены критерии по 28 методам, кроме того, реализуется возможность обучения программы, т. е. внесение дополнительных методов и данных.

Обычный скрининг и ранжирование методов

Скрининговые исследования призваны давать оценку целесообразности применения метода увеличения нефтеотдачи исходя из ограниченного числа характеристик коллектора и флюидов, обычно критических [3]. Скрининг представляет собой сопоставление усредненных характеристик пласта с табличными критериями применимости, выработанными ранее на основе мирового и отечественного промышленного опыта. Наиболее часто для выбора методов увеличения нефтеотдачи применяется обычный скрининг, т. е. анализ геолого-физических свойств по принципу «подходит – не подходит». В предлагаемой методике обычный скрининг осуществляется по нечеткой логике с использованием собранных критериев. Используемые критерии были обобщены по опубликованным данным по критериям применимости [3, 8–10]. Нечеткая логика (Fuzzy Logic) [11] в программе подразумевает наличие доверительных интервалов для сопоставляемых значений (рис. 1). Для каждого геолого-физического параметра используется индивидуальная функция применимости. К примеру, если для одного из методов интервал применимости, например, по вязкости, лежит в пределах от 5 до 8 сП, то значения 4 и 9 сП из-за небольших отклонений не должны исключаться из оценки, ввиду неустраняемой погрешности измерений.

Логично учитывать опыт частично успешного применения технологий в случаях, когда значения свойств нефтяных пластов выходят за пределы критериев применимости. В итоге, погрешность измерений и опыт применения технологий формирует данный доверительный интервал. Исследуемым коллекторам, значения свойств которых попадают в доверительный интервал, присваивается более низкий коэффициент (критериальный параметр) по функции, если значение параметра не выходит за крайнее значение применимости, при котором критериальный параметр становится равным -1 .

Общую схему вычисления коэффициента применимости по совокупности геолого-физических свойств можно описать по следующей схеме:

- ввод входных данных о резервуаре;
- сопоставление данных с критериями (количество критериев варьируется для каждого метода);
- расчет критериальных параметров по нечеткой логике (в пределах от -1 до 1);
- расчет общего коэффициента применимости по методу.

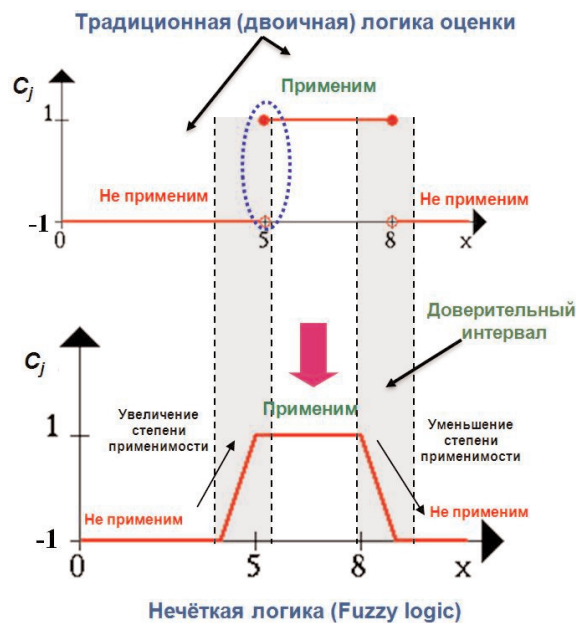


Рис. 1. Сравнение традиционной и нечеткой логики вычисления критериального параметра. c_j – критериальный параметр применимости; по оси x – значение исследуемого параметра

На примере рис. 1 критериальный параметр вычисляется как:

$$\begin{aligned} c_j &\in [-1; 1]; \\ c_j &= X-4 \text{ для } 3 < X < 5; \\ c_j &= 1 \text{ для } 5 \leq X \leq 8; \\ c_j &= -X+9 \text{ для } 8 < X < 10; \\ c_j &= -1 \text{ для } X \geq 10. \end{aligned}$$

Коэффициент применимости определяется как:

$$K_n = \left(\frac{p}{n}\right) \sum_j c_j, \text{ при всех } c_j > 0; \quad (*)$$

$$K_m = \left(\frac{p}{n}\right) \sum_j c_j, \text{ при условии, что хотя бы один } c_j < 0,$$

где c – критериальный параметр; j – номер критериального параметра; m и n – количество отрицательных и общее количество критериальных параметров для метода соответственно; p – фактор, определяющий границы интервала коэффициента применимости.

Коэффициент применимости может варьироваться в фиксированном интервале. В данном примере интервал закреплён границами от -2 до 2 , который в свою очередь может быть разбит на субинтервалы, для которых метод:

- не применим $-(2 \dots 1,5)$;
- не благоприятен для применения $-(1,5 \dots 0,5)$;
- применим с низкой эффективностью $-0,5 \dots 0,5$;
- применим $+(0,5 \dots 1,5)$;
- благоприятен для применения $+(1,5 \dots 2)$.

Границы интервала могут быть изменены посредством изменения p -фактора в настройках программы.

После вычисления общих коэффициентов применимости, в итоге, можно проранжировать методы по степени их применимости к конкретным условиям коллекторов. Рассчитанные коэффициенты выносятся на график «методы – коэффициенты».

Таким образом, с помощью ранжирования методов можно выявить наиболее перспективные технологии повышения нефтеотдачи для последующего анализа.

Переход к детальному скринингу

Перед переходом к детальному скринингу предлагается использовать лепестковые диаграммы для лучшей визуализации и установления интервалов применимости по нескольким геолого-физическим параметрам. Лепестковые диаграммы позволяют сделать более наглядным двумерное представление и, таким образом, начать переход к многомерному представлению (рис. 2).

На данном шаге рекомендуется использовать модуль интеграции знаний, заложенный в программе. Модуль интеграции знаний включает тезисное описание, технические и некоторые экономические ограничения по методам, а также ссылки на литературу, что позволяет систематизировать многочисленные знания по технологиям увеличения нефтеотдачи для дальнейшего анализа.

Детальный скрининг

Цель детального скрининга – решить достаточно ли общего имеет исследуемое месторождение с известными залежами, где ранее проводились работы по увеличению нефтеотдачи. Такой скрининг позволяет использовать опыт предшествующей разработки. В предлагаемой методике детальный скрининг может быть произведен в диагностическом модуле программы для поиска месторождений-аналогов. Алгоритм работы приведён на рис. 3:

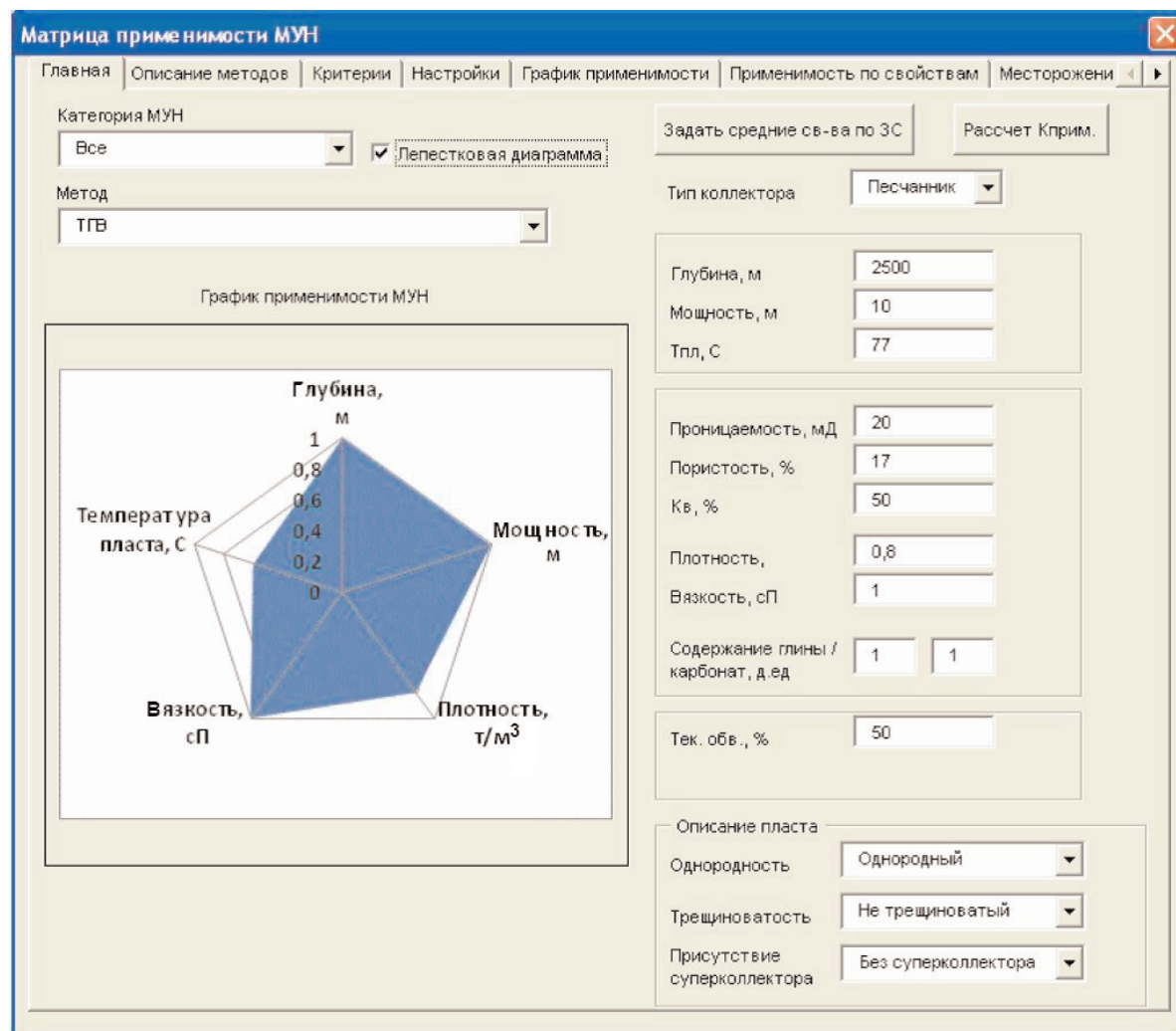


Рис. 2. Лепестковая диаграмма в окне программы

1. Вводится геолого-физическая информация по исследуемому месторождению.
2. Задается допустимое отклонение характеристик от параметров исследуемого месторождения по всем или для каждого геолого-физического свойства в отдельности (степень аналогичности).
3. Выполняется поиск месторождений-аналогов в базе данных.
4. В случае успешного поиска в окне вывода информации появляются данные по месторождению-аналогу: название, локализация, начало разработки, применяемый метод увеличения нефтеотдачи, технологический эффект, ссылки на источники информации, где можно подробнее узнать о месторождении-аналоге.

База данных включает информацию по российским и зарубежным месторождениям. Данная база может быть расширена путем обучения программы, т. е. за счет добавления информации по месторождениям-аналогам через программу.

Анализ нефтяных месторождений в разработанной программе

Приведем примеры анализа геолого-физической информации с помощью матрицы по нефтяным месторождениям.

Первый пример закачки сшитых полимерных систем на примере месторождения X Томской области. На пласте было обработано 4 нагнетательных скважины с применением технологии закачки сшитых полимерных систем. Технологический эффект оказался низким – 0,6 тыс. т, продолжительность эффекта составила 4 месяца. Как показывает анализ в матрице, метод не благоприятен для применения, расчетный коэффициент применимости – 0,6, рис. 4.

Как видно из лепестковой диаграммы, рис. 5, основными неблагоприятными факторами являются высокая температура пласта и вязкость нефти. Температура исследуемого пласта – 80 °C, а при температуре более 70...75 °C происходит разрушение молекул полимера и снижение эффективности

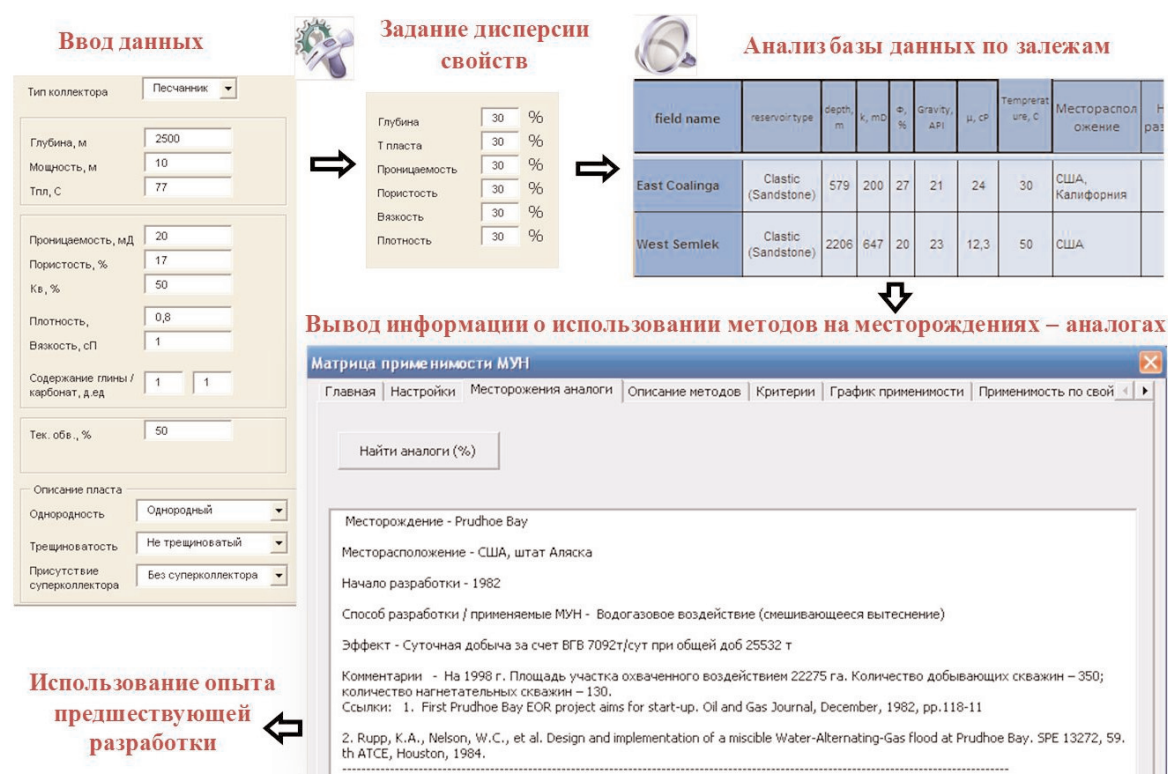


Рис. 3. Алгоритм работы диагностического модуля

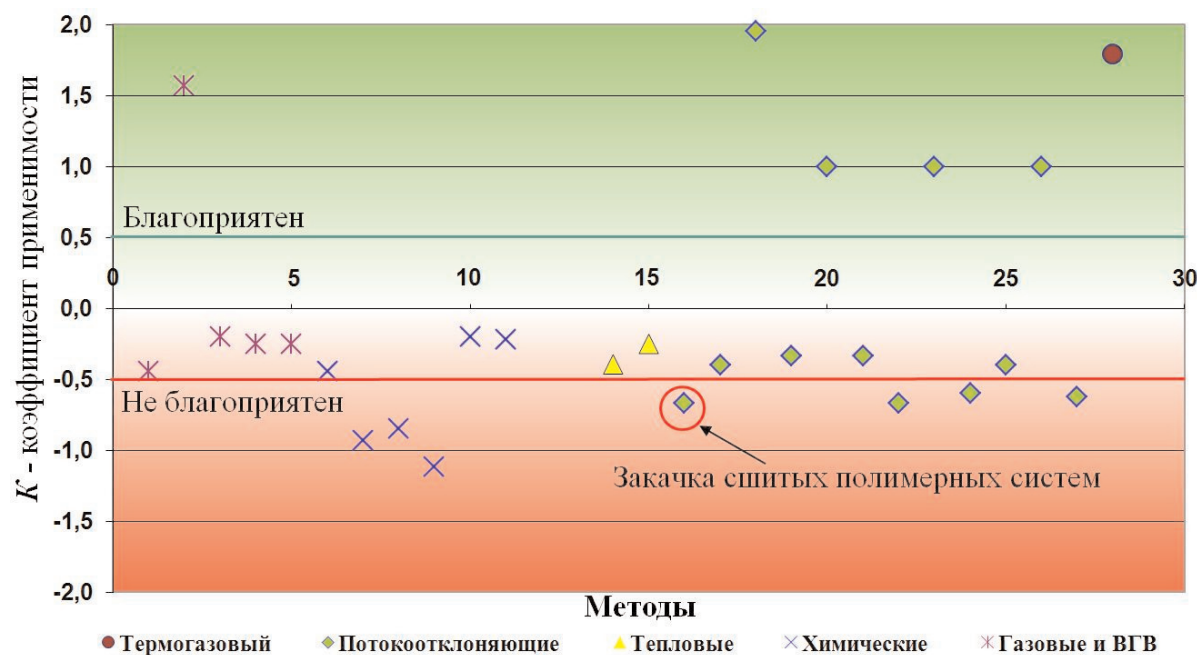


Рис. 4. Анализ месторождения X для определения применимости методов увеличения нефтеотдачи

метода [8]. Вязкость нефти месторождения X – 1,1 сП, в то время как основные успешные проекты с обычным раствором сшитых полимерных систем по данным литературы проводились при вязкости более 10 сП.

Второй пример – термогазовое воздействие на Первомайском месторождении находящегося

на границе Томской и Тюменской областей, пласт Ю₁⁰. Сопоставление результатов, полученных на основе алгоритмов матрицы, производилось с данными лабораторных исследований по пласту. При лабораторном эксперименте было отмечено значительное увеличение коэффициента вытеснения, снижение остаточной нефтенасыщенности с

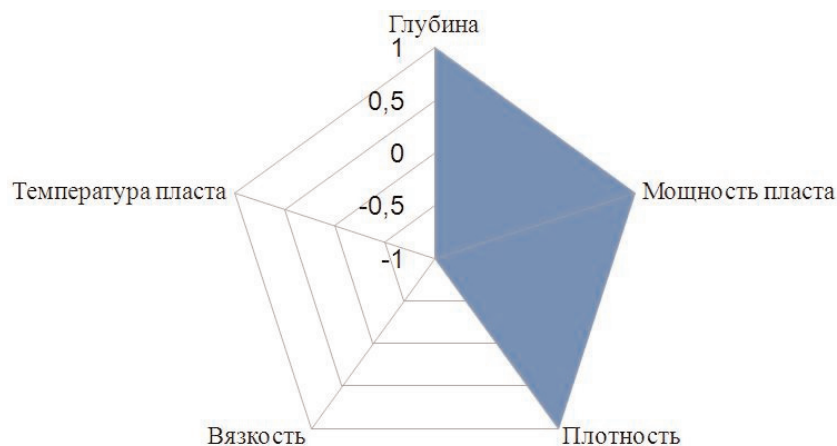


Рис. 5. Лепестковая диаграмма по геолого-физическим свойствам месторождения X

0,35 до 0,18 [12]. Матрица показывает высокий коэффициент применимости – 1,92. В таблице приведены результаты оценки определяющих геолого-физических свойств Первомайского месторождения на базе собранных критериев [13]. Как видно из таблицы, свойства являются оптимальными, на что указывают высокие значения критериальных параметров для каждого из свойств.

Таблица. Вычисление коэффициента применимости для метода термогазового воздействия на примере Первомайского месторождения по формуле (*)

Номер критериального параметра, j	1	2	3	4	5
Геолого-физические свойства пласта Ю ₁ ⁰	Глубина залегания, м	Мощность, м	Температура, °С	Плотность нефти, г/см ³	Вязкость нефти, сП
Фактическая	2500	18	90	0,825	0,9
Критерии применимости	>1500	1,2...45,0 {3...15}	>65 {>90}	<0,870	<5 {<3}
Критериальный параметр, c _j	1,00	0,80	1,00	1,00	1,00

В фигурных скобках указаны оптимальные значения геолого-физических свойств.

При поиске месторождений в диагностическом модуле программы было выявлено несколько месторождений-аналогов в США: Buffulo и West Ce-

der Hills [14], где производится полномасштабное применение термогазового метода.

Первичный анализ месторождений Томской области позволил выявить методы, перспективные для дальнейшего исследования. Следует отметить, что часть методов отсеивается за счет последующего экономического анализа, что говорит о необходимости включения экономических ограничений в программу.

Выводы

1. На основе авторской программы «Матрица применимости» оптимизирован выбор методов увеличения нефтеотдачи с ранжированием их по степени применимости к конкретным геолого-физическим характеристикам пласта. Заложенные в программе критерии и использование нечеткой логики для оценки методов повышения нефтеотдачи позволяют получить вероятностную оценку применимости каждого из методов. Программа допускает интерактивное обучение и оперативную адаптацию к изменяющимся условиям разработки.
2. На примере нефтяных месторождений Томской области показано, что методика даёт адекватные результаты оценки применимости технологии воздействия и значительно сокращает время выбора оптимального метода увеличения нефтеотдачи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Shandrygin A.N., Lutfullin A. Current Status of Enhanced Recovery Techniques in the Fields of Russia // SPE paper 115712, presented at the SPE Annual Technical Conference and Exhibition. – Sept. 21–24, 2008. – Denver, Colorado, 2008. – 18 p.
2. Shokir E.M., Sayyoch M.H. Selection and Evaluation EOR Method Using Artificial Intelligence // SPE paper 79163, presented at the Annual International Conference and Exhibition. – Aug. 5–7, 2002. – Abuja, Nigeria, 2002. – 7 p.
3. Альварado В., Манрик Э. Методы увеличения нефтеотдачи пластов. Планирование и стратегии применения. – М.: Премииум Инжиниринг, 2011. – 244 с.
4. Trujillo M., Mercado D., Maya G. Selection Metodology for Screening Evaluation of Enhanced-Oil-Recovery Methods // SPE paper 139222, presented at SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference. – Dec. 1–3, 2010. – Lima, Peru, 2010. – 10 p.
5. Ibatullin R.R., Ibragimov N.G. Application and method based on artificial intelligence for selection of structures and screening of technologies for enhanced oil recovery // SPE paper 75175, presented at SPE/DOE Improved Oil Recovery Symposium. – Apr. 13–17, 2002. – Tulsa, Oklahoma, 2002. – 9 p.
6. Иванов Е.Н., Кононов Ю.М., Мухамадиев Р.В. Разработка методики выбора месторождений при обосновании применения

- методов увеличения нефтеотдачи на месторождениях Томской области // Математическое моделирование и компьютерные технологии в процессах разработки месторождений, добычи и переработке нефти: Сб. тез. докл. IV научно-практ. конф. – 26–28 апреля 2011. – Уфа, 2011. – С. 34.
7. Иванов Е.Н., Кононов Ю.М., Мухамдиев Р.В. Разработка методики выбора методов увеличения нефтеотдачи на нефтяных месторождениях на основе геолого-физической информации // Увеличение нефтеотдачи – приоритетное направление воспроизводства запасов углеводородного сырья: Сбор. трудов Междунар. научно-практ. конф. – 7–8 сентября 2011. – Казань, 2011. – С. 229–232.
 8. Муслимов Р.Х. Планирование дополнительной добычи и оценка эффективности методов увеличения нефтеотдачи пластов. – Казань: Изд-во КГУ, 1999. – 280 с.
 9. Степанова Г.С. Газовые и водогазовые методы воздействия на нефтяные пласты. – М.: Газойлпресс, 2006. – 200 с.
 10. Taber J.J., Martin F.D., Seright R.S. EOR Screening Criteria Revisited. P. 1: Introduction to Screening Criteria and Enhanced Recovery Field Projects // SPE Reservoir Engineering. – 1997. – V. 12. – № 3. – P. 189–198.
 11. Guerillot D.R. EOR Screening With an Expert System // SPE paper 17791, presented at the Petroleum Computer Conference. – Jun. 27–29, 1988. – San Jose, California, 1988. – 11 p.
 12. Боксерман А., Телин А., Макатров А., Пияков Г. Лабораторное моделирование применения термогазового воздействия для условий пласта Ю¹₀ Первомайского месторождения // Нефтеотдача. – 2005. – № 5. – С. 34–38.
 13. Dubey N.K. Laboratory Investigation on Light Oil Air Injection // SPE paper 138372, presented at the SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference. – Dec. 1–3, 2010. – Lima, Peru, 2010. – 11 p.
 14. Kumar V.K., Gutiérrez D., Thies B.P. 30 Years of Successful High-Pressure Air Injection: Performance Evaluation of Buffalo Field, South Dakota // SPE paper 133494, presented at the SPE Annual Technical Conference and Exhibition. – Sept. 19–22, 2010. – Florence, Italy, 2010. – 13 p.

Поступила 27.10.2011 г.

УДК 550.42:577.4(571.1)

ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ (НА ПРИМЕРЕ ВОДОСБОРА РЕКИ КЛЮЧ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

О.Г. Савичев, П.В. Бернатонис, В.К. Бернатонис

Томский политехнический университет
E-mail: OSavichev@mail.ru

Предложена и апробирована математическая модель формирования стока на заторфованных территориях на примере реки Ключ в северо-восточной части Васюганского болота. Выполнена оценка элементов годичного и месячного водного баланса водосбора. Разработаны рекомендации по гидрологическому обоснованию хозяйственного освоения торфяных болот, в том числе предложены показатели, которые необходимо определять при проведении геологоразведочных работ и инженерных изысканий: площади внутриводосборных экосистем с различной проточностью, протяжённость контуров притока и оттока воды из экосистем, среднемноголетние и месячные значения элементов водного баланса; продольный профиль изменения водного стока по мере движения воды от границы водосбора до русловой сети.

Ключевые слова:

Гидрологические расчёты, математическая модель, обоснование хозяйственной деятельности, торфяные болота, Западная Сибирь.

Key words:

Hydrological calculations, mathematical model, substantiation of economic activities, marshes, Western Siberia.

Введение

Разработка торфяных месторождений, линейное, промышленное и гражданское строительство на торфяных болотах и заболоченных территориях должно проводиться на основе гидрологического обоснования, включающего оценку нормы и максимального стока до и после антропогенного воздействия на болото на основе действующих нормативных документов [1–4]. Однако анализ сложившейся гидрологической и пожароопасной ситуаций на осушенных торфяниках Томской области [5, 6] свидетельствует о том, что эффективность этого обоснования не во всех случаях адекватна наблюдаемым последствиям осушения торфяников – в ряде случаев наблюдается либо их вторичное заболачивание, либо переосушение с последующим выгоранием торфа.

Это объясняется и методологическими проблемами гидрологических расчётов, и дефицитом до-

стоверной гидрологической информации о болотах Западной Сибири, что определило цель исследования – гидрологическое обоснование хозяйственного использования торфяных болот на основе математического моделирования процессов формирования месячного и годового водного стока с торфяных болот и заболоченных территорий. Апробация разрабатываемого подхода выполнена на примере северо-восточного участка Васюганского торфяного болота (рис. 1), соответствующего границам водосбора р. Ключ (элемент системы: р. Ключ – р. Бакчар – р. Чая – р. Обь).

Общая морфометрическая, геоботаническая и гидрологическая характеристика данной реки и её водосбора приведена в [6–8]. Основной метод оценки антропогенного воздействия на водный объект при отсутствии или недостаточности режимных гидрологических наблюдений – математическое моделирование процесса формирования

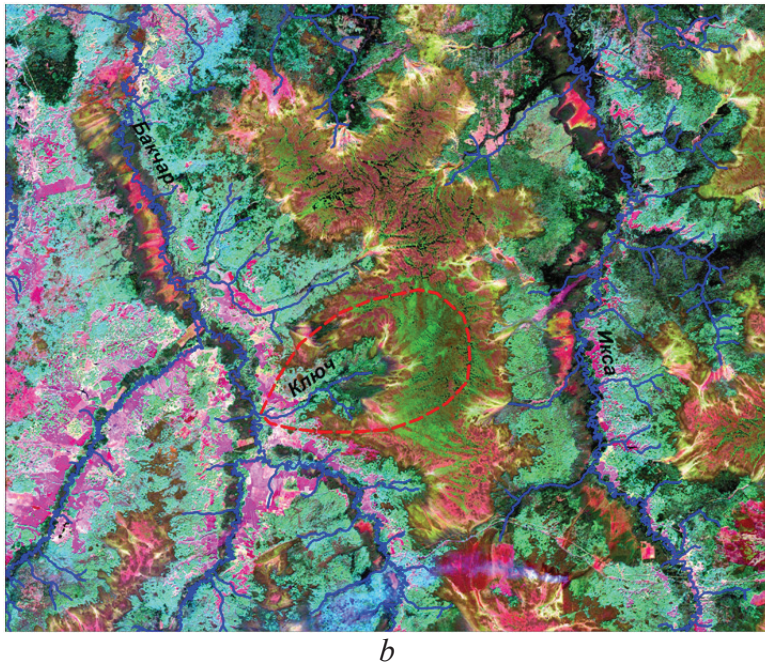
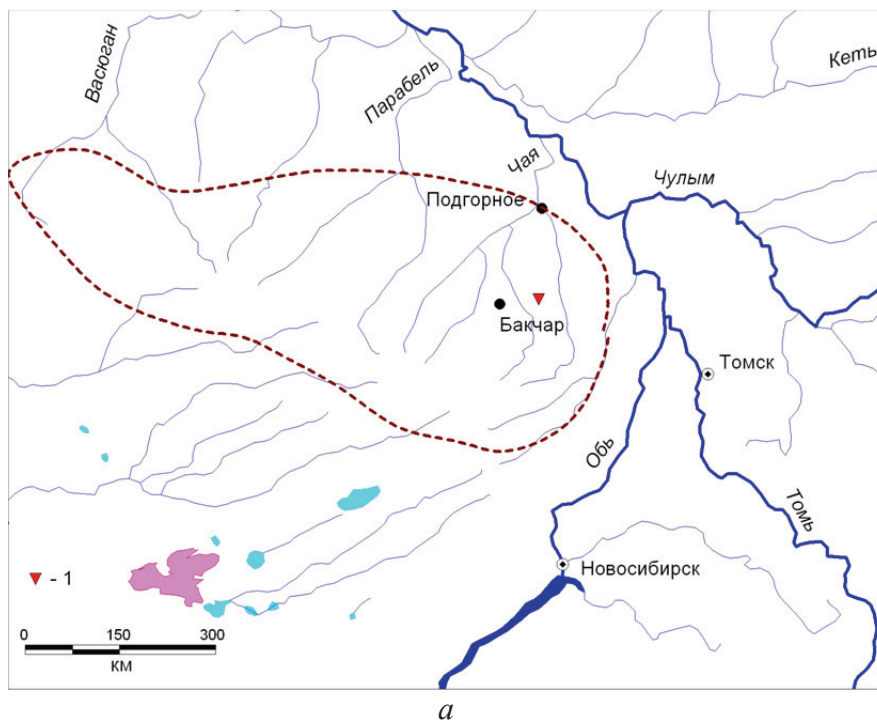


Рис. 1. Схема расположения района исследований (а, 1), его космоснимок (б), ориентировочные границы Васюганского торфяного болота (а) и водосбора реки Ключ (б)

водного стока, что и определило структуру работы. В качестве расчётных гидрологических параметров использованы норма стока (среднеголетняя величина) и его внутригодовое распределение по месяцам как наиболее информативные характеристики гидрологических условий региона.

Методика исследований и исходные данные

Математическая модель формирования водного стока при отсутствии водопритока из смежных водосборов включает в себя следующие блоки:

$$Y_t = X_t - E_t \pm \Delta U_t, \quad (1)$$

где Y_t – слой суммарного водного стока (поверхностного $Y_{s,t}$ и подземного $Y_{g,t}$) за период времени t (за месяц Y_m или год Y_y); X_t – слой атмосферного увлажнения; E_t – слой испарения с поверхности водосбора с учетом конденсации влаги (за месяц E_m или год E_y); ΔU_t – изменение влагозапасов в водосборе (за месяц ΔU_m или год ΔU_y) [9]. В среднегодовом разрезе (для статистически однородного периода по условиям формирования и изменения

стока) в первом приближении обычно предполагается, что величина ΔU_y менее 1 мм/год (согласно [10], средняя скорость вертикального прироста торфяной залежи в Западной Сибири составляет 0,39...0,80 мм/год), что в случае годового расчётного интервала позволяет упростить выражение (1), а уравнение годового водного баланса представить в виде:

$$Y_y \approx X_y - E_y. \quad (2)$$

Месячное «эффективное» атмосферное увлажнение X_m определяется как сумма значений слоя дождей $P_m(l)$ и водоотдачи $h_m(sm)$ из сезонного снежного покрова, сформировавшегося в холодный период года:

$$X_m = P_m(l) + h_m(sm), \quad (3)$$

$$\frac{dW_{sn,m}}{dt} = P_m(h) - h_{sm,m} - E_m, \quad (4)$$

где $W_{sn,m}$ — месячные влагозапасы в снежном покрове; $P_m(h)$ — месячные твердые атмосферные осадки; величина $h_m(sm)$ может быть найдена с использованием конечно-разностной аппроксимации уравнения (4) по данным наблюдений за влагозапасами в снежном покрове [11]. При прогнозной оценке водоотдачи из снежного покрова может быть вычислена по уравнению теплового баланса или по зависимости от температуры атмосферного воздуха вида [11–14]:

$$h_m(sm) = k_{sm} T_{a,m}, \quad (5)$$

где $T_{a,m}$ — средняя месячная температура атмосферного воздуха; k_{sm} — коэффициент, по смыслу аналогичный коэффициенту стаивания при среднемесячных значениях покрытия водосбора снегом и стаивания снега, при котором начинается водоотдача [12].

Месячное испарение с поверхности водосбора E_m при оценке современного состояния окружающей среды в тёплый период года определяется по методу М.И. Будыко [1, 2, 15]:

$$E_m = k_E E_{0,m} \frac{W_{slb,m} + W_{sle,m}}{2W_{sl0,m}}, \quad (6)$$

$$W_{sle,m} \approx \frac{W_{slb,m} \left(1 - \frac{k_E E_{0,m}}{2W_{sl0,m}} \right) + X_m - Y_m}{1 + \frac{k_E E_{0,m}}{2W_{sl0,m}}}, \quad (7)$$

где k_E — безразмерный эмпирический коэффициент; $W_{slb,m}$ и $W_{sle,m}$ — продуктивные влагозапасы почвы (в метровом слое) на начало и конец месяца; $W_{sl0,m}$ — продуктивные влагозапасы почвы (в метровом слое) при наименьшей влагоёмкости, задаются по материалам наблюдений или литературным данным [2, 16]; $E_{0,m}$ — испаряемость. Расчёт влагозапасов почвы проводится с первого месяца, в течение которого в среднем наблюдаются талые грунты или происходит их интенсивное оттаивание (в юж-

нотаёжной подзоне Западной Сибири — обычно в апреле, в подзоне средней тайги — в апреле и мае). При этом начальное значение влагозапасов $W_{slb,0}$ и коэффициент k_E определяются путем подбора, исходя из условия:

$$\frac{E_y - (X_y - Y_y)}{X_y - Y_y} = 0. \quad (8)$$

Испаряемость $E_{0,m}$ вычисляется, согласно [1, 2], по формуле:

$$E_{0,m} = 0,69 N_m k_{D,m} (e_{s,m} - e_m), \quad (9)$$

где N_m — количество суток в месяце; $k_{D,m}$ — коэффициент турбулентной диффузии, рассчитываемый в зависимости от средней месячной скорости ветра; e_m — среднее месячное парциальное давление водяного пара в воздухе; $e_{s,m}$ — среднее месячное давление насыщенного пара по температуре испаряющей поверхности, определяемой в зависимости от величины k_A :

$$k_{A,m} = \frac{R_{s,m} - O_{s,m}}{0,001718 N_m k_{D,m}} + e_m + \frac{k_{D,m} + 0,42}{1,53 k_{D,m}} T_{a,m}, \quad (10)$$

$$R_{s,m} = R_{i,m} (1 - \alpha) - J_{s,m}, \quad (11)$$

$$R_{i,m} = R_{0,m} (1 - (1 - k_{\phi,1}) n_{c,m}), \quad (12)$$

$$J_{s,m} = J_{0,m} (1 - k_{\phi,2} n_{c,m}), \quad (13)$$

$$J_{0,m} = k_s k_{bb} k_{\sigma} T_{a,m}^4 (0,39 - 0,058 \sqrt{e_m^*}), \quad (14)$$

где $O_{s,m}$ — теплообмен с почвой, приближенно определяемый с учетом природной зоны; $R_{s,m}$ — месячный радиационный баланс; $J_{s,m}$ и $J_{0,m}$ — эффективное излучение земной поверхности при облачном и безоблачном небе; $R_{i,m}$ и $R_{0,m}$ — суммарная солнечная радиация при облачном и безоблачном небе; k_s — коэффициент размерности; $k_{\phi,1}$, $k_{\phi,2}$ — коэффициенты, зависящие от широты местности; k_{bb} — коэффициент, характеризующий отклонение излучения поверхности от излучения абсолютно черного тела; k_{σ} — постоянная Стефана-Больцмана; $T_{a,m}$ и $T_{a,m}^*$ — средняя месячная температура атмосферного воздуха в °С и К; e_m и e_m^* — среднее месячное значение парциального давления водяного пара в воздухе в гПа и мм; α — альbedo рассматриваемой поверхности; $n_{c,m}$ — общая облачность. Альbedo рассчитывается с учетом вклада различных поверхностей водосбора в общую его площадь (как среднее взвешенное), величины $R_{0,m}$, k_{ϕ} — в зависимости от широты геометрического центра исследуемого водосбора по данным [2, 15].

При прогнозной оценке водного баланса в условиях дефицита или отсутствия данных режимных наблюдений месячное испарение в тёплый период года может быть приближенно вычислено по методу В.С. Мезенцева [17], а влагозапасы в метровом слое почвы — по уравнению (7) с заменой разницы между увлажнением и стоком на вычисленное значение испарения:

$$E_m = E_{\max,m} \left(1 + \left(\frac{X_m}{E_{\max,m}} \right)^{-n_M} \right)^{\frac{1}{n_M}}, \quad (15)$$

$$E_{\max,m} = (5,1 \sum T_{a(>0),m} + 382) \frac{D_{a,m}}{\sum D_{a,m}}, \quad (16)$$

где $E_{\max,m}$ – водный эквивалент теплоэнергетических ресурсов; n_M – коэффициент, зависящий от ландшафтных условий формирования стока; $\sum T_{a(>0),m}$ – годовая сумма положительных среднемесячных температур атмосферного воздуха; $D_{a,m}$ и $\sum D_{a,m}$ – среднемесячные значения дефицита влажности воздуха и их годовая сумма [17]. При отрицательных температурах воздуха испарение с поверхности снежного покрова вычисляется по формуле П.П. Кузьмина [18]:

$$E_m = 0,34 N_m D_{a,m}. \quad (17)$$

Месячные значения подземной составляющей стока $Y_m(g)$ могут быть приближенно оценены из условия:

$$Y_y \approx \sum_{m=1}^{12} (X_m - E_m - I_m + Y_m(g)), \quad (18)$$

$$Y_m(g) \approx Y_m \text{ в зимние месяцы при } X_m \approx 0, \quad (19)$$

где I_m – инфильтрация, определяемая с учетом модели Грина–Эмптона [19, 20] и предложений А.Н. Костякова и Н.П. Чеботарева [21] по уравнению:

$$I_m \approx k_{w,x} \left(1 + \frac{X_m + h_g}{h_g} \right), \quad (20)$$

где h_g – глубина залегания грунтовых вод по данным гидрогеологических или болотных наблюдений; $k_{w,x}$ – коэффициент влагопроводности ($k_{w,mg}$ – в талых грунтах, $k_{w,fg}$ – в мерзлых); h_k – капиллярное поднятие влаги, оценка которого проводилась по эмпирической формуле [17]:

$$h_k = 0,2(600 - w_{mw}^*) 10^{-6} w_{mw}^3, \quad (21)$$

где w_{mw}^* – наименьшая влагоёмкость почвы.

Коэффициент влагопроводности в талых грунтах $k_{w,mg}$ рассчитывается по зависимостям, предложенным Клэппом и Хорнбергером [14]:

$$k_{w,mg} = k_{f,1} \left(\frac{w}{\theta} \right)^{2k_B+3}, \quad (22)$$

$$\theta = (494,305 - 1,08 \cdot \eta_{sand}) \cdot 10^{-3}, \quad (23)$$

$$k_B = 0,137 \cdot \eta_{clay} + 3,501, \quad (24)$$

где w – объёмная влажность почвы (в метровом слое почвы рассчитывается как $w = (W_{slb,m} + W_{sle,m})/2000$); θ – пористость почвы; η_{sand} и η_{clay} – содержание песка (при диаметре частиц более 0,05 мм) и глины (при диаметре частиц менее 0,002 мм); k_B – эмпирический коэффициент; $k_{f,1}$ – коэффициент фильтрации почвы; принимается по эмпирической зави-

симости от величины η_{clay} , построенной по данным [14]:

$$k_{f,1} = 0,0018715 \eta_{clay}^{-1,8532}. \quad (25)$$

При наличии мерзлых грунтов коэффициент влагопроводности $k_{w,fg}$ рассчитывается в соответствии с [19]:

$$k_{w,fg} = 0,947 k_{w,mg} \left(\frac{\theta - w_l - k_a - w_f}{\theta - w_f} \right)^{3,96}, \quad (26)$$

где w_l и w_f – жидкая и замерзшая влага; k_a – количество заземленного воздуха. Количество жидкой влаги определяется согласно [11] в зависимости от среднемесячной температуры почвы $T_{s,m}$ на глубине 0,5 м, рассчитываемой как среднее взвешенное по данным наблюдений на поверхности почвы и на глубинах 0,2; 0,4; 0,8; 1,6; 3,2 м:

$$w_l = \frac{5w_{l,-5}w_{l,0}}{5w_{l,-5} - T_{s,m}(w_{l,0} - w_{l,-5})}, \quad (27)$$

$$w_{l,0} = 1,04w_{mw} - 0,06, \quad (28)$$

$$w_{l,-5} = 0,94w_{mf} + 0,017, \quad (29)$$

где $w_{l,0}$ и $w_{l,-5}$ – содержания жидкой влаги при температуре почвы 0 и -5°C , определяемые в зависимости от наименьшей влагоёмкости почвы w_{mw} и влажности завядания w_{mf} ; расчёт w_l проводится по формуле (27) для интервала температур почвы $-5 \leq T_{s,m} \leq 0$, для $T_{s,m} < -5$ принимается $w_l = w_{l,-5}$. Величины w_{mw} и w_{mf} , в свою очередь, рассчитываются согласно [14] по зависимостям от содержания глинистых веществ:

$$w_{mf} = 37,1342 \cdot 10^{-3} \eta_{clay}^{0,5}, \quad (30)$$

$$w_{mw} = 89,0467 \cdot 10^{-3} \eta_{clay}^{0,3496}. \quad (31)$$

При прогнозе элементов водного баланса температура почвы может быть вычислена по моделям гидротермического режима почвы, подробно рассмотренным в [11, 14], либо по эмпирическим зависимостям от температуры атмосферного воздуха, которые для условий Томской области имеют вид:

$$T_{s(1-IV),m} = k_{s,1} T_{a(1-IV),m}, \quad (32)$$

$$T_{s(V-VII),m} = k_{s,2} T_{a(V-VII),m}, \quad (33)$$

$$T_{s(VIII-XII),m} = k_{s,3} T_{a(VIII-XII),m} + k_{s,4}, \quad (34)$$

где $T_{s(1-IV),m}$ и $T_{a(1-IV),m}$ – среднемесячные значения температур почвы и атмосферного воздуха за январь – апрель (с месяца с самыми низкими температурами воздуха до месяца, в который в среднем наблюдается переход через 0°C); $T_{s(V-VII),m}$ и $T_{a(V-VII),m}$ – среднемесячные значения температуры почвы и атмосферного воздуха за май – июль (с первого месяца с устойчивыми положительными температурами воздуха до месяца с температурным максимумом); $T_{s(VIII-XII),m}$ и $T_{a(VIII-XII),m}$ – среднемесячные

значения температур почвы и атмосферного воздуха за август – декабрь (период с трендом общего похолодания).

Слой месячного подземного стока $Y_{g,m}$ определяется по соответствующему расходу воды $Q_m(g)$ с учётом уравнения Дюпюи [22]:

$$Y_m(g) = \frac{Q_m(g)t_m}{1000F}, \quad (35)$$

$$Q_m(g) = k_{f,2}k_L \frac{(Z_{g,m}^2 - Z_{r,m}^2)}{2L_1} L_2 - I_{m*} \frac{k_L L_1 L_2}{2}, \quad (36)$$

где t_m – количество секунд в расчетном месяце; $Z_{g,m}$ и $Z_{r,m}$ – среднемесячные уровни грунтовых и речных вод в расчётном створе, в пределах которого расположена гидрогеологическая скважина; L_1 – расстояние от гидрогеологической скважины до уреза воды при уровне воды $Z_{r,m}$; L_2 – длина реки; F – площадь водосбора; $k_{f,2}$ – коэффициент фильтрации водоносных отложений; k_L – коэффициент, учитывающий соотношение притока в речную сеть и притока с одного берега в расчетном створе (в первом приближении $k_L \approx 2$).

Величина ΔU_m в режиме изучения фактического водного баланса определяется по ур. (1) по известным данным об эффективном увлажнении, испарении и суммарном стоке, в режиме прогноза – по региональным эмпирическим зависимостям, применительно к Томской области имеющим вид:

$$\Delta U_m = k_{U,1}X_m - k_{U,2}T_{a,m} - k_{U,3}, \quad (37)$$

где $k_{U,1}$, $k_{U,2}$, $k_{U,3}$ – эмпирические коэффициенты, отражающие условия аккумуляции атмосферных осадков и водоотдачи из снежного покрова в понижениях рельефа в пределах условно однородного гидрологического района. Метеорологические параметры в последнем случае задаются либо как среднемесячные за многолетний период, либо по тенденциям, либо экспертным способом. Таким образом, предлагаемая модель формирования месячного водного стока в составе уравнений (1–4, 6–14, 18–31, 35–36) при наличии данных наблюдений позволяет выделить основные элементы фактического водного баланса речного водосбора, а в составе уравнений (1–3, 5, 7, 9, 15–37) – обеспечить прогноз изменений элементов водного баланса и расчёты стока на неизученных территориях при отсутствии данных наблюдений.

В случае сильно заболоченных водосборов малых водотоков дополнительно может быть оценено распределение водного стока между различными болотными и неболотными экосистемами, площадь и местоположение которых устанавливаются путём дешифрирования данных дистанционного зондирования Земли. В Томской области в подобных водосборах краевые их части часто представлены олиготрофными болотами, постепенно сменяющимися по мере приближения к русловой сети мезо- и евтрофными болотами, а долины водотоков и внутриболотные суходолы покрыты древесной растительностью; встречаются и открытые не-

заболоченные участки. Алгоритм расчета базируется на выводах К.И. Иванова [23] об относительном постоянстве проточности в пределах однородных внутриболотных экосистем и заключается в определении значений эквивалентной ширины внутриводосборных экосистем, модулей и слоя стока с каждой экосистемы:

$$B_e = \begin{cases} 0,5\sqrt{\frac{F_e}{\pi}}, L_{e,inp} = 0; \\ \frac{2F_e}{L_{out} + L_{inp}}, L_{inp} > 0, \end{cases} \quad (38)$$

$$Y_{e,y} = \frac{t_y M_{e,y}}{10^6} = \frac{t_y (q_{e,out} - q_{e,inp})}{10^6 B_e}, \quad (39)$$

где $Y_{e,y}$ – слой годового стока с территории, занятой исследуемой экосистемой, мм/год; t_y – количество секунд в расчетном периоде; $M_{e,y}$ – средний годовой модуль водного стока с территории экосистемы площадью F_e ; $\pi \approx 3,14...$; $q_{e,out}$ и $q_{e,inp}$ – проточность через контуры стока и притока, значения которой определяются по данным наблюдений или согласно [23]; $L_{e,out}$ и $L_{e,inp}$ – длина контура стока и притока; B_e – эквивалентная ширина экосистемы.

Расчёт начинается с определения проточности и слоя стока с наиболее удаленных от замыкающего створа на исследуемой реке болотных экосистем. Для неболотных экосистем вычисления проводятся в целом так же, как и для болотных, но с выделением только двух типов объектов (лесных и нелесных экосистем) и допущением о постоянном соотношении соответствующих модулей стока ($k_{f-f} = M_{fsl}/M_{fld}$). Параметр k_{f-f} принят в размере 2 по результатам обобщения данных о стоке равнинных притоков р. Оби на участке её среднего течения. Атмосферное увлажнение $X_{e,y}$ в пределах экосистемы определяется по месячным данным наблюдений за жидкими осадками и измеренными влаговзапасами в снежном покрове в лесу $W_{sn-fsl,m}$ и на открытых участках $W_{sn-fld,m}$. В случае наличия данных наблюдений либо только в лесу, либо только в поле может использоваться соотношение $W_{sn-fsl,m}/W_{sn-fld,m} \approx 1,1$ [12]. Годовое испарение $E_{e,y}$ с поверхности конкретной экосистемы находится по разнице атмосферного увлажнения $X_{e,y}$ и стока $Y_{e,y}$. Месячные значения слоя стока с экосистем рассчитываются пропорционально внутригодовому распределению суммарного стока с водосбора и соотношению годового стока с экосистемы и водосбора. Альтернативный подход к оценке водного баланса болотных территорий заключается в расчёте испарения и стока как разницы между атмосферным увлажнением и стоком согласно [4].

Исходные данные для определения атмосферного увлажнения и испарения приняты согласно [24] по данным метеостанции Бакчар, расположенной в 66 км от геометрического центра водосбора р. Ключ, сведения о расходах воды р. Ключ у с. Полянники – по фондовым данным Росгидромета,

результаты обобщения которых частично приведены в [6, 8]. Характеристики экосистем водосбора р. Ключ получены В.А. Базановым, А.А. Скугаревым и О.Г. Савичевым [7, 8] в результате рекогносцировочных обследований и анализа космоснимков (таблица). Значения альбедо α , а также коэффициентов k_s , k_{ϕ} , k_{bb} , k_{σ} , k_{nc} приняты согласно [2, 15], проточность болотных экосистем – в соответствии с [23], содержание глинистых частиц в почве η_{clay} (34 % от веса почвы) – по данным [25] с учётом рекомендаций [14]. Влагозапасы в метровом слое почвы на начало апреля (211,7 мм), значения коэффициента фильтрации водоносных (болотных) отложений (0,073 м/сут), показатель степени n_M при расчёте испарения по методу В.С. Мезенцева (2,892) определены оптимизацией по методу Ньютона, а коэффициенты k_{sm} (3,8 мм/(сут·°C)), $k_{s,1}$ (0,17), $k_{s,2}$ (0,81), $k_{s,3}$ (0,52), $k_{s,4}$ (6,23) – обратным расчётом по формулам (5, 32–34) по данным [24].

Таблица. Гидрологические характеристики торфяно-болотных экосистем на площади водосбора р. Ключ

Ранг экосистемы по мере движения воды от границы водосбора к русловой сети	Биогеоценоз	Площадь [7, 8]		Проточность, л/(с·км²)
		км²	%	
	Водосбор в целом	75,70	100	–
1	Болото грядово-мочажинно-озерковое (БГМО)	6,86	9,1	2,00
2.1	Болото грядово-мочажинное (БГМ)	19,20	25,4	3,10
2.2	Болото олиготрофное сосново-сфагново-кустарничковое, сфагново-кустарничковое, облесённое сосной («рям»)	13,63	18,0	2,00
3.1	Окрайки олиготрофного болота	10,69	14,1	4,00
3.2	Болото мезотрофное	7,33	9,7	1,40
4	Лесной биогеоценоз (смешанный лес)	15,56	20,6	3,26
5.1	Болото евтрофное («согра»)	0,21	0,3	3,26
5.2	Открытые суходольные биогеоценозы	2,22	2,9	1,63

Результаты исследования и их обсуждение

Апробация модели позволила оценить среднееголетние значения атмосферного увлажнения (485,0 мм), суммарного испарения (417,2 мм), стока (67,8 мм) и получить картину внутригодового распределения элементов водного баланса (рис. 2). Анализ этих данных позволяет сделать вывод о том, что основная часть руслового стока при высокой заболоченности водосбора связана со снеготаянием. Дождевые осадки, несмотря на их преобладание в годовом атмосферном увлажнении (74 %), преимущественно расходуются на испарение

(рис. 2, 3). Также следует отметить заметный вклад в водное питание реки водоотдачи из снегового покрова в предзимье, что, видимо, является одной из причин отмечаемого в последние десятилетия увеличения расходов речных вод в зимний период в Северной Евразии, в целом [26], и в бассейне Средней Оби, в частности [6].

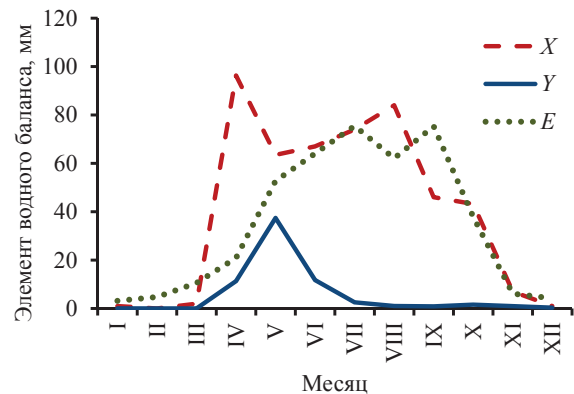


Рис. 2. Внутригодовое распределение эффективного атмосферного увлажнения X , суммарного стока Y и испарения с поверхности её водосбора E в среднем за многолетний период

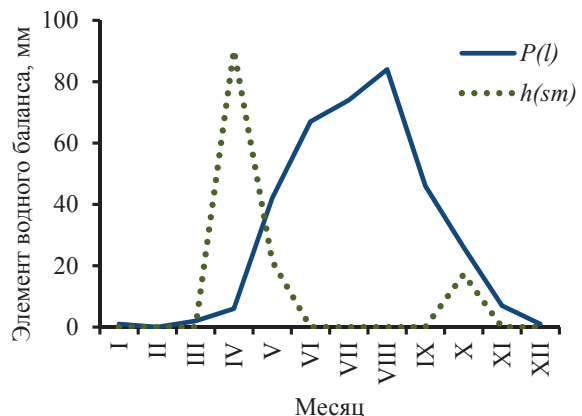


Рис. 3. Внутригодовое распределение жидких атмосферных осадков $P(l)$ и водоотдачи из снежного покрова $h(sm)$ на территории водосбора р. Ключ у с. Полынянка в среднем за многолетний период

Достаточно интересные результаты получены в части оценки среднееголетних значений инфильтрации и подземной составляющей речного стока в размере 0,2 мм. Столь низкие её величины объясняются наличием водоупора из суглинков, подстилающего торфяную залежь и затрудняющего взаимосвязь между поверхностными и подземными водами. Тем не менее, такая связь прослеживается. На площади водосбора р. Ключ она заключается в подпитке речными водами подземных горизонтов в апреле, августе и сентябре, причём в противофазе с изменениями инфильтрации талых и дождевых вод (рис. 4). В целом, полученные данные о подземном стоке указывают на необходимость присутствия в проектах осушения/освоения торфяных болот систем вертикального дренажа, предназначенных для увеличения интенсивности

водообмена и предупреждения вторичного заболачивания.

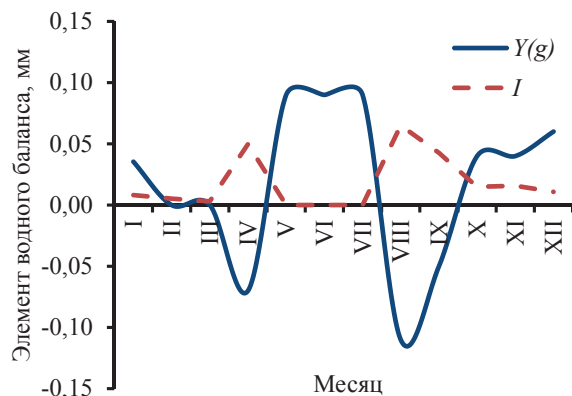


Рис. 4. Внутригодичное распределение подземной составляющей стока р. Ключ у с. Польшанка $Y(g)$ и инфильтрации вод I в среднем за многолетний период

Ещё один важный результат выполненного моделирования связан с выявлением распределения водного стока в экосистемах водосбора реки Ключ. В частности, установлено, что на границе грядово-мочажинно-озеркового и олиготрофного сосново-сфагново-кустарничкового («рям») болот, с одной стороны, и олиготрофного сосново-сфагново-кустарничкового и мезотрофного болот, с другой, наблюдается относительно резкое уменьшение слоя стока (рис. 5).

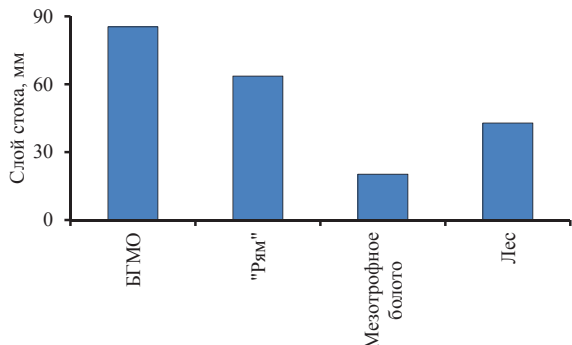


Рис. 5. Распределение слоя стока по экосистемам реки Ключ по мере движения воды от границы водосбора к русловой сети в среднем за многолетний период

Это свидетельствует о потенциальном переувлажнении пограничных участков, которое, предположительно, и является основным фактором трансформации внутриболотных экосистем в рассматриваемом водосборе. Аналогичный механизм должен действовать и на границе системы «олиготрофное болото — лесная экосистема», в связи с чем при разработке торфяных месторождений и/или строительстве на торфяных болотах целесообразно провести оценку внутриболотного распределения стока и в соответствии с ним спроектировать размещение осушительной сети и/или иных инженерных объектов и систем.

Таким образом, модель может быть использована для анализа существующей гидрологической ситуации и для долгосрочного прогноза изменений водного стока и водного баланса, а, следовательно, и для оценки антропогенного воздействия на окружающую среду как в научных, так и в инженерных целях. В последнем случае один из значимых эффектов её применения может быть связан с проектированием осушительной сети или иных инженерных объектов (например, параметров и расположения обводных и магистральных каналов, автодорог, трубопроводов, обваловок промышленных площадок на болотах и т. д.), мероприятий по рекультивации нарушенных земель, лесо- и водоохозяйственной мелиорации. В частности, модель даёт возможность путём подбора параметров определить длину контуров притока и оттока воды с внутриводосборных экосистем, позволяющих предотвратить или уменьшить переувлажнение участков водосбора вблизи инженерных объектов.

Заключение

Разработана и апробирована математическая модель формирования месячного и годового водного стока малой реки с сильно заболоченным водосбором. На примере малой реки Ключ — элемента речной сети «Ключ — Бакчар — Чая — Обь» (Западная Сибирь) оценены среднеемноголетние значения атмосферного увлажнения (включая дождевые осадки и водоотдачу из снегового покрова), суммарного испарения с поверхности водосбора и стока, его подземной составляющей и инфильтрации; установлено внутригодичное распределение элементов водного баланса водосбора; выявлены особенности распределения водного стока внутри водосбора.

Показано, что при проведении геологоразведочных работ и инженерных изысканий для строительства на торфяных болотах необходимо:

- получить картину пространственного распределения экосистем в пределах рассматриваемого речного водосбора на основе анализа данных дистанционного зондирования Земли и полевых обследований;
- оценить протяжённость контуров притока и оттока воды с экосистем;
- вычислить среднеемноголетние и месячные значения атмосферного увлажнения, суммарного испарения с поверхности водосбора и стока, его подземной составляющей.

В местах накопления воды на границе экосистем должны быть предусмотрены мероприятия по отведению избыточной влаги, включая системы вертикального дренажа.

Работа выполнена при финансовой поддержке ТПУ по теме НИР «Исследование геологической эволюции системы вода — порода как основы ресурсоэффективных поисковых и эколого-геохимических технологий» № 5.4573.2011 и РФФИ (грант 11-05-9800-р_сибирь_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Методические рекомендации по оценке влияния хозяйственной деятельности на сток средних и больших рек и восстановлению их характеристик / под ред. Е.Э. Булаховской. — Л.: Госкомгидромет, 1986. — 78 с.
2. Методические рекомендации по учету влияния хозяйственной деятельности на сток малых рек при гидрологических расчетах для водохозяйственного проектирования / под ред. Е.Э. Булаховской. — Л.: Госкомгидромет, 1986. — 168 с.
3. СП 33-101-2003. Свод правил по проектированию и строительству. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. — М.: Госстрой России, 2004. — 72 с.
4. Методические указания по расчетам стока с неосушенных и осушенных болот / под ред. С.М. Новикова. — СПб.: ГУ «ГТИ» Росгидромета, 2011. — 114 с.
5. Состояние геологической среды на территории Томской области в 2000 г. / под ред. В.А. Лыгина. — Томск: ТЦ Томскгеомониторинг, 2001. — Вып. 6. — 180 с.
6. Савичев О.Г. Водные ресурсы Томской области. — Томск: Изд-во ТПУ, 2010. — 248 с.
7. Савичев О.Г., Скугарев А.А., Базанов В.А., Харанжевская Ю.А. Водный баланс заболоченных водосборных территорий Западной Сибири (на примере малой реки Ключ, Томская область) // Геоинформатика. — 2011. — № 3. — С. 39–46.
8. Савичев О.Г., Базанов В.А., Харанжевская Ю.А. Гидрохимические и гидроклиматические условия функционирования болотных экосистем в таёжной зоне Западной Сибири // Инженерная экология. — 2011. — № 5. — С. 52–61.
9. Loucks D.P., Van Beek E. Water resources systems planning and management. An Introduction to Methods, Models and Applications. — Turin: UNESCO Publishing, printed by Ages Arti Grafiche, 2005. — 679 p.
10. Пологова Н.Н., Лапшина Е.Д. Накопление углерода в торфяных залежах Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития / под ред. М.В. Кабанова. — Томск: Изд-во Ин-та оптики атмосферы СО РАН. — С. 174–179.
11. Гельфан А.Н. Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока. — М.: Наука, 2007. — 279 с.
12. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. — Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 390 с.
13. Кучмент Л.С. Модели процессов формирования речного стока. — Л.: Гидрометеоздат, 1980. — 143 с.
14. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и массообмена поверхности суши с атмосферой. — М.: Наука, 2010. — 327 с.
15. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. — Л.: Гидрометеоздат, 1956. — 255 с.
16. Лучшева А.А. Практическая гидрология. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 440 с.
17. Мезенцев В.С. Гидрологические расчёты в мелиоративных целях. — Омск: Изд-во Омского СХИ, 1982. — 84 с.
18. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 2. Средняя Обь. — Л.: Гидрометеоздат, 1972. — 408 с.
19. Вершинин Л.К., Крестовский О.И., Калужный И.Л., Павлова К.К. Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья. — Л.: Гидрометеоздат, 1985. — 189 с.
20. Дунин Ф.Х. Моделирование инфильтрации в приближении к полевым условиям // Грани гидрологии / под ред. Дж.К. Родда. — Л.: Гидрометеоздат, 1980. — С. 241–275.
21. Чеботарев Н.П. Учение о стоке. — М.: Изд-во МГУ, 1962. — 406 с.
22. Гавич И.К., Ковалевский В.С., Язвин Л.С. и др. Основы гидрогеологии. Гидродинамика / под ред. И.С. Зекцера. — Новосибирск: Наука, 1983. — 241 с.
23. Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. — Л.: Гидрометеоздат, 1975. — 280 с.
24. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Части 1–6. Вып. 20. Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край. — СПб.: Гидрометеоздат, 1993. — 718 с.
25. Непряхин Е.М. Почвы Томской области. — Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1977. — 437 с.
26. Shiklomanov I.A., Shiklomanov A.I. Climatic Change and Dynamics of River Discharge into the Arctic Ocean // Water Resources. — 2003. — V. 30. — № 6. — P. 593–601.

Поступила 28.03.2012 г.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СОЛЕНЫХ ОЗЕР СЕВЕРО-МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ, ХАКАСИЯ

Н.В. Гусева, Ю.Г. Копылова, А.А. Хвощевская, И.В. Сметанина

Томский политехнический университет

E-mail: unpc_voda@mail.ru

Рассмотрен химический состав соленых озер Северо-Минусинской котловины Хакасии. Показана зависимость ионного состава озер от минерализации. Определены типы рассолов по классификации М.Г. Валяшко и рассчитан солевой состав вод. Охарактеризовано влияние процессов испарительного концентрирования на формирование ионного состава озер.

Ключевые слова:

Соленые озера, солевой состав вод, Северо-минусинская котловина, испарительное концентрирование.

Key words:

Salt lake, water salt composition, Severo-Minusinsk depressions, evaporation concentration.

Введение

Наличие соленых озер — явление закономерное для районов с аридным климатом. Одной из наиболее уникальных территорий, где сосредоточено большое количество минеральных озер, является степной район Хакасии. Своеобразие ее природного комплекса освещено в работах М.Г. Курлова, Б.Н. Лиханова, М.Н. Хаустова, В.С. Кусковского, А.С. Кривошеева, А.П. Хасанова, А.А. Мистрюкова, В.И. Русанова и других исследователей. Несмотря на вековую историю изучения состава вод отдельных озер остаются неясными многие вопросы условий накопления химических элементов в водах и осадках озер и формирования их химического состава. Нет достаточно полной картины по распределению в водах минеральных озер многих химических элементов, в том числе, представляющих интерес с точки зрения лечебных свойств озерных вод и использования их как минерального сырья. Вместе с тем исследования последних лет убедительно показывают большие перспективы изучения состава минеральных озер для этих целей в том числе и в Северо-Минусинской котловине.

Исследованию химического состава соленых озер Северо-Минусинской котловины посвящено большое количество работ [1–5], но этот вопрос остается весьма актуальным. Проведение современных исследований позволяет уточнить содержание макро- и микрокомпонентов в водах соленых озер посредством применения современных методов анализа. Кроме того, в работе приведены сведения по соленым озерам Северо-Минусинской котловины, которые не были рассмотрены в ранее проведенных исследованиях других авторов.

Методология исследований

Воды 19 соленых озер Северо-Минусинской котловины были исследованы в процессе 8 полевых сезонов в период с 1994 по 2010 гг. В общей сложности отобрано 26 проб воды, местоположение точек опробования показано на рис. 1. Отбор проб производился в наиболее засушливый летний меженьный период, что позволило исключить влияние процессов разубоживания.

В озерах производился отбор проб воды объемом 1 л в пластиковую посуду для выполнения общего химического анализа. На месте отбора проб производилось измерение быстро меняющихся показателей: кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных свойств, а также температуры и удельной электрической проводимости. Измерение указанных параметров выполнено посредством портативного мультипараметрового анализатора Water Test. На точке опробования также производился анализ компонентов карбонатной системы CO_2 , HCO_3^- , CO_3^{2-} .

Исследование состава вод производилось в аккредитованной проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии научно-учебно-производственного центра «Вода» ТПУ В.М. Марулевой, А.А. Хвощевской, А.Н. Ефимовой, Р.Ф. Зарубиной, Н.И. Шердаковой и Н.А. Трифоновой. Для исследования химического состава вод были использованы методы титриметрии, потенциометрии, турбидиметрии, фотоколориметрии.

Результаты и обсуждение

Воды соленых озер Северо-Минусинской котловины весьма разнообразны по химическому составу и минерализации. Распространенность химических элементов в водах соленых озер представлена в табл. 1, согласно которой воды по кислотно-щелочным условиям являются в основном щелочными. Исключение составляют слабощелочные воды озер Матарак, Утичье 2 и Утичье 3.

По величине общей минерализации вод, которая изменяется от 1,32 до 115,07 г/л, озера были разделены на пять групп, табл. 1. Согласно анализу таблицы 1 наибольшей представительностью среди озер пользуются озера с минерализацией 3...10 г/л.

Слабосоленоватыми являются озера Челас-Коль, Матарак, Красненькое и озеро у поселка Жемчужного, минерализация которых едва превышает 2 г/л. По анионному составу это преимущественно гидрокарбонатные воды, однако при увеличении минерализации более 2 г/л возрастает доля сульфат-иона и воды становятся сульфатно-ги-

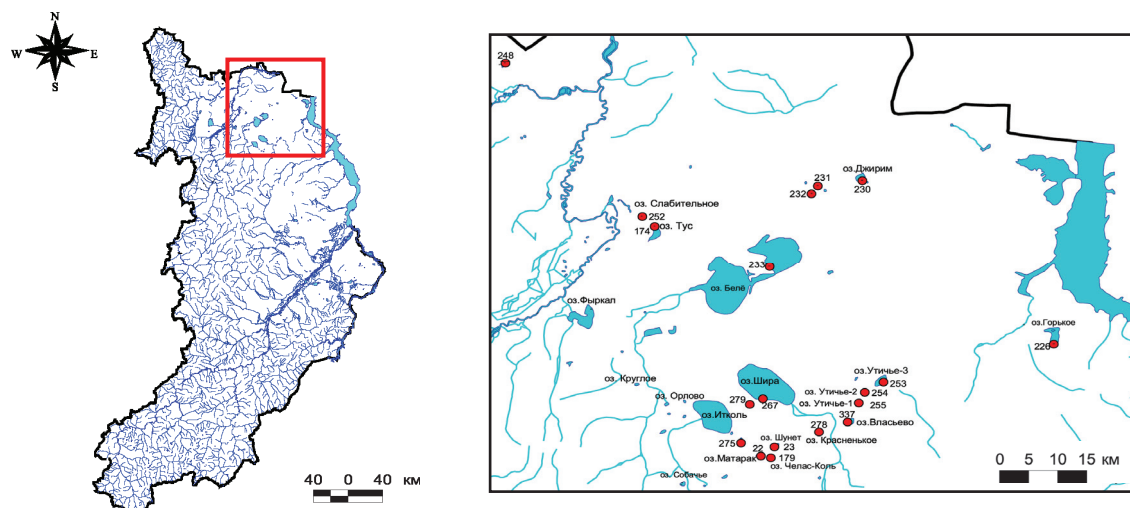


Рис. 1. Схема опробования соленых озер Северо-Минусинской котловины, Хакасия

дрокarbonатными. По катионному составу озера магниевые-натриевые.

В группе умеренно-солончатых озер минерализация изменяется от 3,80 до 8,81 г/л. Ионный состав вод весьма разнообразен, ведущим анионом является сульфат-ион. Исключением являются воды озера Власьево, в анионном составе которого увеличивается доля гидрокарбонат-иона и воды становятся гидрокарбонатно-сульфатными. Катионный состав характеризуется переменной долей ионов натрия и ионов магния. С ростом минерализации повышается доля хлор-иона и воды становятся хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатными в озере Утичье 1, хлоридно-сульфатными в озерах Утичье 2 и Утичье 3, сульфатно-хлоридными в оз. Слабительном и хлоридные в оз. Джирим. В ка-

тионном составе преобладающими элементами являются ионы магния и ионы натрия, при этом по мере роста минерализации увеличивается доля последнего.

Слабосоленые озера характеризуются минерализацией от 5,61 до 17,59 г/л. В анионном составе ведущими ионами являются хлор-ион и сульфат-ион. Так, воды озера Шунет и безымянного (т. 232) являются сульфатно-хлоридными, а озера Ширы, безымянного (т. 231) и Белё — хлоридно-сульфатными. По катионному составу воды магниевые-натриевые, исключение составляют безымянные озера (т. 231 и т. 232), которые являются натриевыми.

Группа слабых рассолов включает озера Кристалльное и Горькое с минерализацией 59,01 и 74,48 г/л соответственно. Воды оз. Кристалльное —

Таблица 1. Характеристика химического состава соленых озер Северо-Минусинской котловины

Номер точки на карте	Озеро	pH	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Минерализация, г/л	Тип вод (минерализация, г/л)
			мг/л									
179	Челас-Коль	8,8	33	716	188	39	53	67	208	13	1,32	Слабосоленоватые (1...3)
22	Матарак	8,0	57	829	128	49	56	80	228	14	1,44	
279	Озеро в п. Жемчужное	9,1	127	853	578	94	26	183	327	19	2,21	
278	Красненькое	8,7	55	725	614	206	43	103	455	21	2,22	
337	Власьево	9,3	222	1022	1270	327	24	327	573	31	3,80	Умеренносолоноватые (3...10)
255	Утичье 1	8,7	79	1354	1292	639	23	303	993	22	4,71	
253	Утичье 3	8,1	26	497	2399	1065	120	477	1000	27	5,61	
252	Слабительное	8,7	168	1293	1360	1420	16	173	1830	33	6,29	
254	Утичье 2	8,2	48	508	4104	1516	218	696	1600	16	8,71	
230	Джирим	9,0	264	1708	1380	2485	24	163	2770	19	8,81	Слабосоленые (10...30)
23	Шунет	8,6	84	537	2800	4615	122	841	2902	25	11,93	
233	Белё	9,6	420	1684	5600	1172	30	868	2700	44	12,52	
231	Безымянное	8,5	72	964	5750	1789	148	54	4050	40	12,87	
267	Ширы	9,5	138	1000	8030	2041	88	1040	3560	36	15,93	
232	Безымянное	8,9	120	622	5367	5254	104	89	6000	32	17,59	
248	Кристалльное	9,1	216	525	39100	110	98	105	18800	56	59,01	Слабые рассолы (50...100)
226	Горькое	8,8	732	3562	32500	12958	60	1427	23000	244	74,48	
174	Тус	8,7	468	1867	45100	32926	250	10700	23507	255	115,07	Крепкие рассолы (100...320)

сульфатные натриевые, в оз. Горьком повышается доля хлор-иона и воды хлоридно-сульфатные с тем же катионным составом.

Озеро Тус с минерализацией 115,07 г/л относится к группе крепких рассолов. По анионному составу это хлоридно-сульфатные воды практически с равной долей указанных ионов. По катионному составу воды магниевые-натриевые

В ионном составе рассматриваемых озер в зависимости от роста минерализации отмечается закономерное снижение доли гидрокарбонат-иона и ионов кальция, компонентов, свойственных пресным и слабominерализованным водам, рис. 2, а. С ростом солености вод до 60 г/л тенденцию к увеличению имеют сульфат-ион и ионы натрия, при этом доля ионов магния уменьшается, рис. 2, б. При дальнейшем увеличении минерализации поведение указанных компонентов изменяется на противоположное и отмечается рост содержания хлор-иона. Поскольку в условиях испарительного концентрирования отмечается явное преобладание сульфат-иона над хлор-ионом, несомненно существуют дополнительные источники поступления первого – растворение гипса и окисление сульфидов.

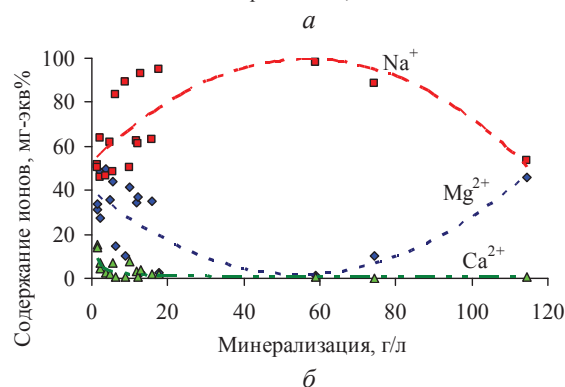
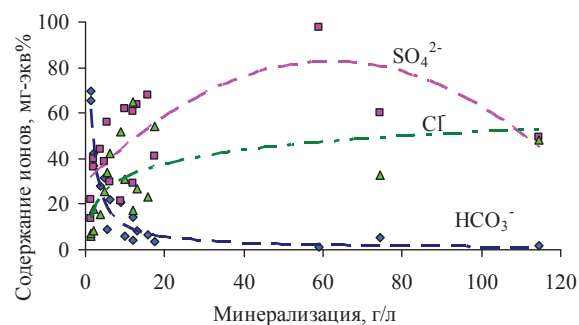


Рис. 2. Изменение доли основных ионов в озерах Северо-Минусинской котловины от минерализации

Устойчивость и возможность накопления в водах основных ионов определяется растворимостью соединений, которые они образуют. По мере увеличения минерализации в растворе накапливаются более растворимые соединения, что определяет устойчивость главных компонентов и их роль в химическом составе вод [6]. Для оценки соотношения основных соединений главных ионов в химическом составе вод использованы подходы М.Г. Ва-

ляшко [6, 7]. Согласно его представлениям соотношение основных ионов в растворе объясняется закономерными изменениями растворимости соединений в сложных равновесных системах, образованных главными компонентами природных вод, в этой связи им предложено разделять рассолы на 4 типа [7]. Принимая во внимание классификацию М.Г. Валяшко, воды рассматриваемых озер относятся преимущественно к сульфатнонатриевому типу ($K_1 < 1$, $K_2 > 1$, $K_3 \gg 1$, $K_4 > 1$ – случай 1, $K_4 < 1$ – случай 2) и только воды оз. Шунет принадлежат к сульфатномагниевому типу ($K_1 < 1$, $K_2 < 1$, $K_3 \gg 1$), табл. 2.

С ростом минерализации вод отмечается изменение их солевого состава. При минерализации вод до 2 г/л в солевом составе наблюдается преобладание наименее растворимых карбонатных солей $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, Na_2SO_4 , табл. 3. Увеличение минерализации озерных вод сопровождается ростом доли более растворимых сульфатных и хлоридных солей натрия Na_2SO_4 и, особенно, NaCl . Доля KCl в солевом составе невелика и с ростом минерализации уменьшается. Доля бромидов и боратов натрия в солевом составе весьма незначительна, ввиду малых содержаний Br и B в этих водах. Выделенные закономерности согласуются с рассмотренными ранее зависимостями содержания основных ионов от минерализации.

Таблица 2. Характеристика рассолов озер Северо-Минусинской котловины

Озеро	Коэффициенты типизации [7]			
	K_1	K_2	K_3	K_4
Сульфатнонатриевый рассол				
Власьево	0,9	1,8	47,8	20,1
Утичьё 1	1,0	2,0	48,9	21,6
Утичьё 3	0,2	1,3	52,2	1,5
Белё	0,6	2,2	149,1	27,7
Шира	0,2	2,1	175,6	4,8
Горькое	0,7	6,3	721,0	27,6
Тус	0,1	1,1	957,6	3,7
Челас-Коль	1,6	2,1	9,4	4,8
Матарак	1,7	1,9	9,4	5,5
озеро в п. Жемчужное	1,1	1,9	27,0	14,0
Красненькое	1,3	2,5	20,1	6,3
Слабительное	1,8	3,7	60,4	33,5
Джирим	2,5	4,5	60,9	30,7
Безымянное (т. 231)	1,5	11,7	124,3	2,5
Безымянное (т. 232)	1,1	10,1	117,8	2,7
Кристалльное	1,2	61,5	823,5	3,2
Утичьё 2	0,1	1,4	87,9	0,9
Сульфатномагниевый рассол				
Шунет	0,2	0,9	62,6	1,9

$$K_1 = \frac{\Xi_{\text{CO}_3^{2-}}^* + \Xi_{\text{HCO}_3^-}}{\Xi_{\text{Ca}^{2+}} + \Xi_{\text{Mg}^{2+}}}; \quad K_2 = \frac{\Xi_{\text{CO}_3^{2-}} + \Xi_{\text{HCO}_3^-} + \Xi_{\text{SO}_4^{2-}}}{\Xi_{\text{Ca}^{2+}} + \Xi_{\text{Mg}^{2+}}};$$

$$K_3 = \frac{\Xi_{\text{SO}_4^{2-}}}{\Xi_{\text{Ca}^{2+}}}; \quad K_4 = \frac{\Xi_{\text{CO}_3^{2-}} + \Xi_{\text{HCO}_3^-}}{\Xi_{\text{Ca}^{2+}}}$$

Ξ^* – содержание в мг-экв./л

Отмечается явное преобладание сульфатных солей в озерах, в ложе которых находятся отложения гипса (Шира, Белё, т. 231 и др.), а также Кристальное, где наблюдаются отложения мирабилита [3], растворение которого способствует поступлению сульфат-ионов в воды. Благодаря непрерывному взаимодействию вод с породообразующими минералами в результате гидролиза алюмосиликатов в воды поступают ионы натрия и магния, что приводит к образованию их сульфатных солей. В этих озерах отношение хлоридов натрия, как показателей концентрирования этих элементов под воздействием процессов континентального засоления, к сульфатным солям магния и натрия значительно ниже единицы, что свидетельствует о наличии дополнительных источников обогащения вод последними.

Формирование химического состава рассматриваемых соленых озер происходит в условиях аридного климата под влиянием процессов испарительного концентрирования. Для демонстрации эффекта испарения использован хлоридный ион – стабильный компонент, который накапливается в растворе и не удаляется при взаимодействии с горными породами и не формирует вторичных минералов, пока воды не достигают значительной солености [8].

Положение точек на рис. 3, а, свидетельствуют о преимущественно пропорциональном концентрировании сульфат-иона в процессе испарительного концентрирования наряду с хлор-ионом. Иногда отмечается дополнительное поступление сульфат-иона в воды, о чем свидетельствует положение точек выше линии. Вероятно, это связано с растворением сульфатных минералов. Положение точек ниже линии на рис. 3, а, свидетельствует об удалении сульфат-иона в процессе вторичного минералообразования, что характерно для озер Слабительное, Джирим, Шунет и безымянное (т. 232).

Диаграмма зависимости концентрации ионов натрия от концентрации хлор-иона, рис. 3, б показывает, что большинство точек ложатся вблизи линии, что свидетельствует о наличии влияния процессов испарения на концентрирование ионов натрия в растворе, при совместном действии других процессов. В водах с минерализацией 1,3...3,8 г/л ($lgm_{Cl} \leq 1$) наблюдается более активное поступление ионов натрия в результате растворения алюмосиликатов. В водах с минерализацией 4,7...115,07 г/л интенсивность накопления ионов натрия и хлор-иона практически выравниваются, ведущим процессом концентрирования ионов натрия является испарение. Следовательно, процессы испарительного концентрирования имеют определяющее зна-

Таблица 3. Солевой состав и химический тип озерных вод Северо-Минусинской котловины

Озеро	Солевой состав, %						Минерализация, г/л	Химический тип
	Сульфатнонатриевый рассол ($K_4 > 1$, случай 1)							
	Ca (HCO ₃) ₂	CaSO ₄	MgSO ₄	Na ₂ SO ₄	KCl	NaCl		
Утичье 2	6,10	1,9	41,8	18,9	0,3	31,0	8,71	SO ₄ -Cl Na-Mg
	Сульфатнонатриевый рассол ($K_4 < 1$, случай 2)							
	Ca(HCO ₃) ₂	Mg(HCO ₃) ₂	MgSO ₄	Na ₂ SO ₄	KCl	NaCl		
Челас-Коль	20,1	41,8	–	29,0	8,3	–	1,32	HCO ₃ Na-Mg
Матарак	20,8	49,0	–	19,8	10,4	–	1,44	HCO ₃ Na-Mg
Озеро в п. Жемчужное	4,5	44,2	8,1	33,9	5,6	3,6	2,21	HCO ₃ -SO ₄ Mg-Na
Красненькое	7,4	28,9	–	43,8	6,2	13,7	2,22	SO ₄ -HCO ₃ Na-Mg
Утичье 1	1,7	31,4	5,7	34,4	1,2	25,6	4,71	SO ₄ -HCO ₃ -Cl Na-Mg
Власьево	2,3	29,7	21,5	29,0	2,8	14,8	3,80	SO ₄ -HCO ₃ Mg-Na
Утичье 3	6,8	2,4	41,9	14,8	0,9	33,2	5,61	SO ₄ -Cl-Na-Mg
Белё	0,9	14,7	25,4	40,4	0,3	18,3	12,52	SO ₄ Na-Mg
Шира	1,8	4,9	30,4	38,9	0,2	23,7	15,93	SO ₄ Na-Mg
Слабительное	0,9	17,0	–	34,0	1,1	46,9	6,29	Cl-SO ₄ Na
Джирим	1,1	11,8	–	25,4	0,3	61,4	8,81	Cl-SO ₄ Na
Безымянное, т. 231	4,1	2,4	–	65,8	0,3	27,4	12,87	SO ₄ -Cl Na
Безымянное, т. 232	1,9	1,9	0,9	40,6	0,1	54,7	17,59	Cl-SO ₄ Na
Кристальное	0,6	0,4	0,6	97,9	–	0,4	59,01	SO ₄ Na
Горькое	0,3	5,0	5,6	55,9	0,1	33,1	74,48	SO ₄ -Cl Na
Тус	0,7	0,9	45,3	4,3	–	48,9	115,07	SO ₄ -Cl Na-Mg
	Сульфатномагнийевый рассол							
	Ca (HCO ₃) ₂	Mg (HCO ₃) ₂	MgSO ₄	MgCl ₂	KCl	NaCl		
Шунет	3,1	1,4	29,6	4,0	0,2	61,8	11,93	Cl-SO ₄ Na-Mg

Примечание. Ионы в характеристике химического типа приведены в порядке уменьшения.

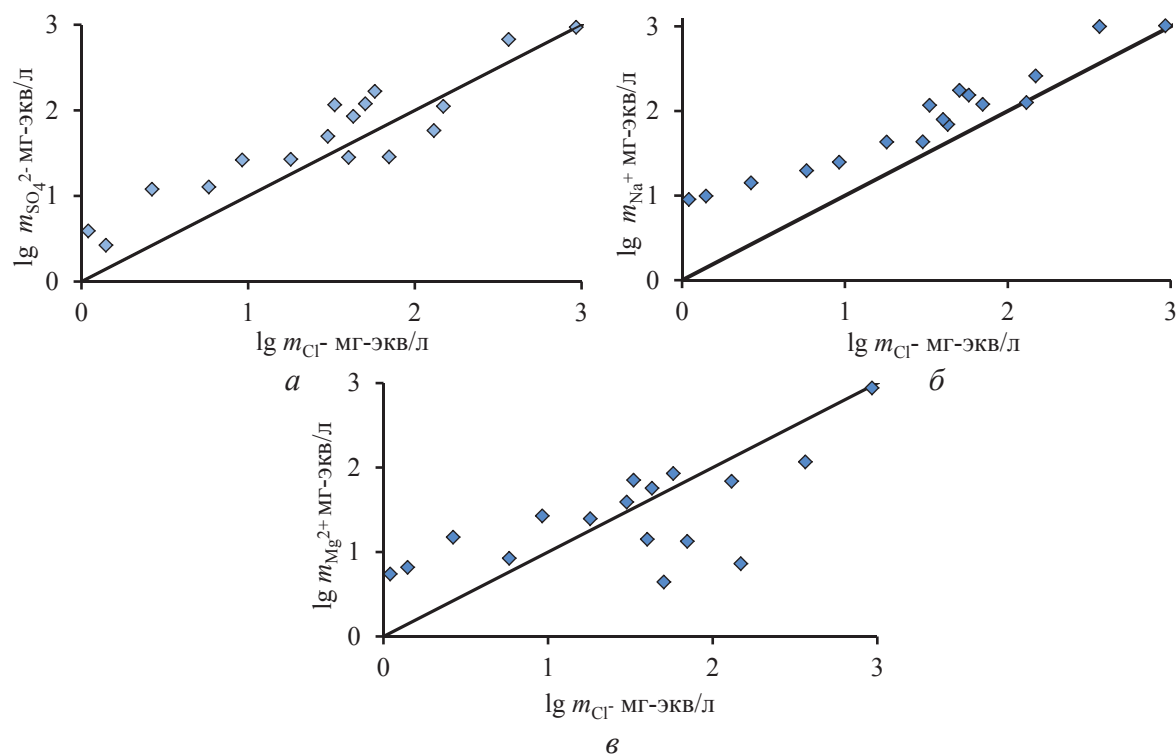


Рис. 3. Зависимость концентрации сульфат-иона (а), ионов натрия (б), ионов магния (в) от концентрации хлор-иона в водах соленых озер Хакасии. Линия с наклоном 45° соответствует положению точек, ожидаемому при простом испарении

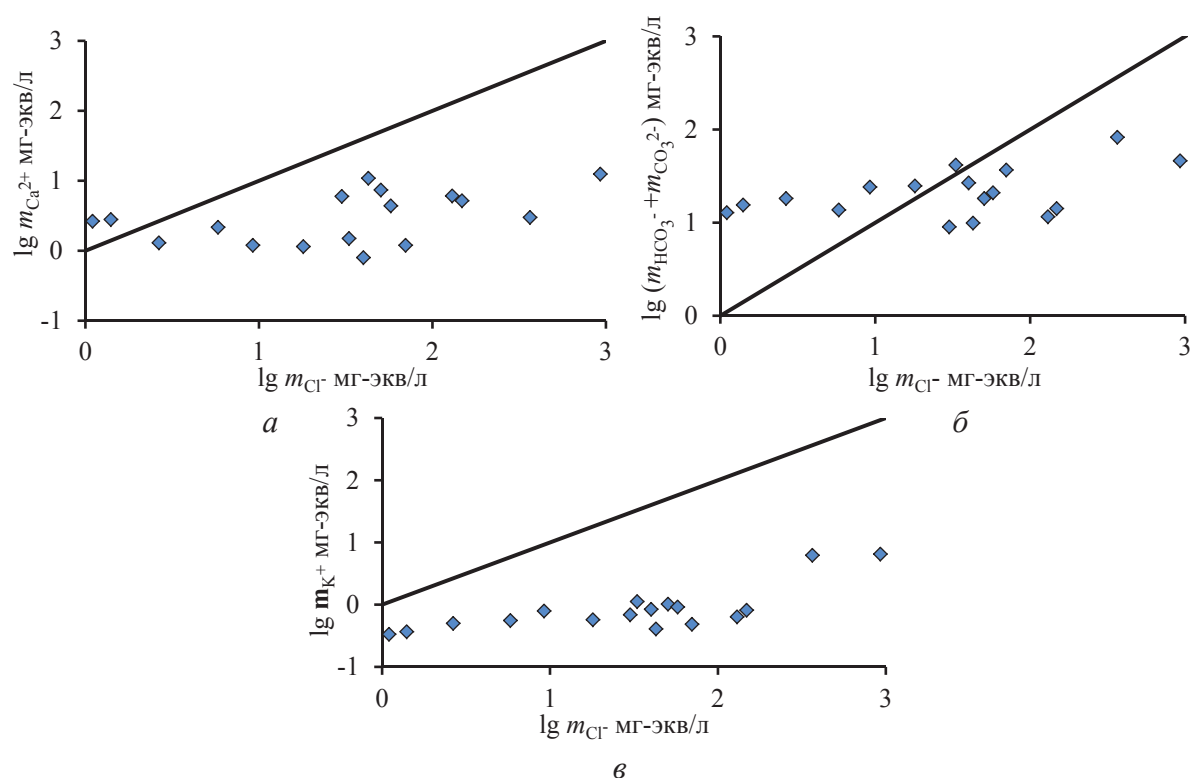


Рис. 4. Зависимость концентрации ионов кальция (а), карбонатных ионов (б), ионов калия (в) от концентрации хлор-иона в водах соленых озер Северо-Минусинской котловины, Хакасия. Линия с наклоном 45° соответствует положению точек, ожидаемому при простом испарении

чение в повышении содержания натрия при формировании более минерализованных вод озер.

На начальных стадиях в слабосоленоватых водах отмечается поступление ионов магния в раствор за счет выветривания горных пород и наложенное влияние процессов испарения. В более соленых озерах отмечаются процессы удаления ионов магния из раствора, рис. 3, в. Подобное поведение обусловлено связыванием ионов магния во вторичные минералы, что активизируется под действием процессов испарительного концентрирования. Процессы удаления ионов магния из раствора наблюдаются в озерах Слабительное, Джирим, Шунет, Горькое, безымянное (т. 231 и т. 232).

Концентрация карбонатных ионов и ионов кальция практически не изменяется при увеличении содержания хлор-иона, и, следовательно, процессы испарительного концентрирования не играют существенной роли в концентрировании указанных ионов. Определяющими для рассматриваемых ионов являются процессы взаимодействия в системе вода-порода.

Карбонатный барьер является основным лимитирующим фактором накопления кальция в растворе на начальных стадиях взаимодействия вод с горными породами. По мере увеличения солёности вод возникает сульфатный барьер, значение которого для рассматриваемых вод велико. Безусловно, процессы испарения способствуют увеличению концентрации ионов кальция в растворе, но карбонатный и сульфатный барьеры поддерживают ее на одном уровне, что показано на рис. 4, а.

Согласно рис. 4, в процессы испарения практически не оказывают влияния на концентрирование в растворе ионов калия. Положение точек на графике обусловлено малой его распространенностью в водовмещающих породах и проявлением процессов вторичного минералообразования.

Таким образом, анализ представленных данных позволяет предположить, что на формирование хи-

мического состава соленых озер значительное влияние оказывают процессы обогащения вод химическими элементами за счет выветривания горных пород наряду с испарительным концентрированием.

Заключение

Показано, что воды соленых озер Северо-Минусинской котловины Хакасии весьма разнообразны по величине общей минерализации и по соотношению основных ионов. С ростом минерализации отмечается увеличение в составе вод доли сульфат-иона, хлор-иона, ионов натрия, снижение концентрации гидрокарбонат-иона, ионов кальция и магния. При минерализации более 60 г/л отмечается снижение доли сульфат-иона, ионов натрия и увеличение доли ионов магния.

С ростом минерализации происходит изменение и солевого состава: в водах накапливаются наиболее растворимые соединения основных ионов. Солевой состав слабосоленоватых вод преимущественно представлен менее растворимыми карбонатными солями. В более соленых озерах основные ионы связаны в сульфаты и хлориды.

Исследование влияния процессов испарительного концентрирования на формирование состава вод показало, что они оказывают значительное влияние на увеличение концентраций хлор-иона и сульфат-иона, для которых характерно практически пропорциональное концентрирование в растворе, а также ионов натрия в соленых водах с минерализацией 4,7...115,07 г/л. На накопление в растворе карбонатных ионов, ионов кальция, магния и калия наряду с испарительным концентрированием определяющее влияние оказывают процессы взаимодействия в системе вода-порода.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00929-а Госзадания «Наука» № 5.4573.2011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Banks D., Parnachev V.P., Frengstad B., Holden W., Karnachuk O.V., Vedernikov A.A. The evolution of alkaline, saline ground- and surface waters in the southern Siberian steppes // *Applied Geochemistry*. – 2004. – V. 19. – № 12. – P. 1905–1926.
2. Водные ресурсы Ширинского района Республики Хакасия / под ред. В.П. Парначева. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1999. – 171 с.
3. Парначев В.П., Вишневецкий И.И., Бэнкс Д., Макаренко Н.А., Копылова Ю.Г., Сметанина И.В., Архипова Н.В., Архипов А.Л. Минеральные озера Республики Хакасия (общая характеристика и состав вод) // *Вопросы географии Сибири*. – 2003. – Вып. 25. – С. 118–135.
4. Природные воды Ширинского района Республики Хакасия / под ред. В.П. Парначева. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2003. – 183 с.
5. Кусковский В.С., Кривошеев А.С. Минеральные озера Сибири (юг Красноярского края). – Новосибирск: Наука, 1989. – 200 с.
6. Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. – М.: Изд-во МГУ, 1962. – 397 с.
7. Методы анализа рассолов и солей / под ред. Ю.В. Марачевского, Е.М. Петровой. – Л.: Химия, 1964. – 404 с.
8. Драйвер Д. Геохимия природных вод. – М.: Мир, 1985. – 440 с.

Поступила 03.10.2011 г.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КУЗБАССА: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ В ПРЕДЕЛАХ РАЗЛИЧНЫХ ЛАНДШАФТНЫХ ОБЛАСТЕЙ

О.Г. Токаренко

Томский политехнический университет

E-mail: tog@tpu.ru

Рассмотрен химический состав подземных вод зоны активного водообмена Кузбасса. Показаны зависимости между содержанием макро- и микрокомпонентов и соленостью вод, а также изменения их содержаний по профилю снижения высотных отметок рельефа при переходе из областей предгорий в степные. Выявлены основные геохимические процессы, характерные для степных ландшафтов, а также причины концентрирования некоторых компонентов в подземных водах.

Ключевые слова:

Химический состав, ландшафтные области, степь, предгорье, распределение компонентов.

Key words:

Chemical composition, landscape regions, steppe, foothills, distribution of components.

Введение

При рассмотрении вопросов формирования состава подземных вод, активно используемых для водоснабжения населения, особое внимание уделяют изучению природных условий района исследований, в частности, климату, геологическому и гидрогеологическому строению, особенностям рельефа. Среди них последний является одним из основных факторов, играющим важную роль при формировании специфики химического состава подземных вод. Многими авторами доказано [1, 2], что именно рельеф влияет на расположение элементарных ландшафтов, на соотношение механической и химической денудации, на интенсивность водообмена, окислительно-восстановительные процессы и многое другое. Крайне важным также является доказательная основа того, что специфика химического состава и типы подземных вод, залегающих в различных ландшафтных областях, имеют определенную особенность и носят закономерный характер при переходе из одной ландшафтной области в другую.

Распространенность химических элементов в природных водах Кузбасса изучалась ранее многими авторами [3–8]. В работе [5] показаны распределения характерных комплексов металлов в зависимости от расположения водоносного комплекса в тех или иных ландшафтных областях. Несмотря на многочисленность научных работ, как по подземным водам Кузбасса, так и по конкретным месторождениям и участкам в частности [6, 7], особенности распределения химических компонентов в подземных водах, залегающих в той или иной ландшафтной области, до настоящего времени не рассматривались с точки зрения современных представлений о геологической эволюции системы вода–порода.

Объект и методы исследований

С целью решения поставленных задач коллективом полевой экспедиции Томского филиала Института нефтегазовой геологии и геофизики СО

РАН им. А.А. Трофимука в июле–августе 2000 г. было проведено опробование подземных вод из скважин глубиной не более 100 м, расположенных вблизи или на территории населенных пунктов. Большинство из них используется для водоснабжения. Всего отобрано более 60 образцов проб воды. Также для сравнения в работе будут рассмотрены подземные воды зоны активного водообмена территории карьерных выработок угольных месторождений (шахты Полысаевская, Березовская, разрезы Котинский, Талдинский, Новоказанский), данные по которым любезно предоставлены Красноярской гидрогеологической партией и Центром геологических исследований (г. Кемерово).

Анализ химического состава вод выполнен сотрудниками Западно-Сибирского испытательного центра (г. Новокузнецк), ОАО «Плазма» (г. Томск) и Проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов ТПУ. Для определения химического состава вод применялись традиционные методы анализа: титриметрия, фотоколориметрия, атомная абсорбционная спектрометрия, потенциометрия, инверсионная вольтамперометрия, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой.

Обсуждение результатов

Принадлежность исследуемых подземных вод к зоне активного водообмена, мощность которой, по мнению авторов работ [6, 7], на территории Кузбасса составляет от 30 до 550 м глубиной от дневной поверхности, указывает на их залегание в отложениях верхнепермского возраста. Последние представлены песчаниками, аргиллитами, алевролитами, пластами угля и конгломератами. Реже среди водовмещающих пород встречается пирит, что отмечается в районах угольных карьеров [5]. Особенности гидрогеологического строения территории, которые проявляются в основном в повышенной трещиноватости пород и наличии дизъюнктивных нарушений, являются благоприятным

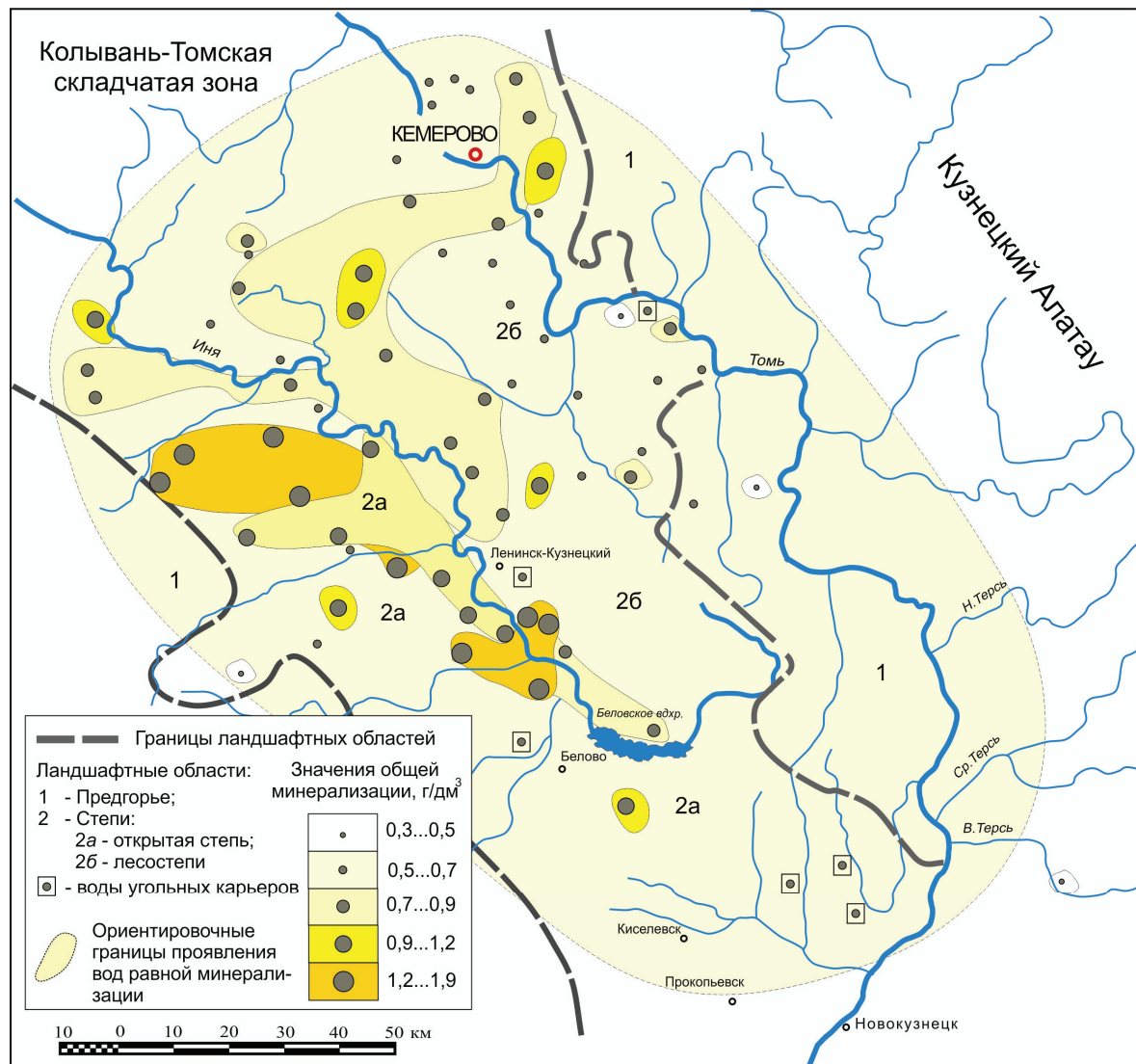


Рис. 1. Распределение значений общей минерализации подземных вод в различных ландшафтных областях центральной части Кузбасса

фактором формирования больших запасов пресных подземных вод высокого качества.

Действительно, при анализе данных химического состава подземных вод (таблица), явных превышений предельно допустимых концентраций по основным макро- и микрокомпонентам выявлено не было. Исключение составляет железо, концентрации которого в воде некоторых точек наблюдения достигают 24 мг/дм³. Это объясняется не только наличием железосодержащих пород, но и высоких концентраций CO₂ (до 3 г/дм³), как, например, в точке № 2, расположенной вблизи Терсинского месторождения углекислых минеральных вод [3]. Повышенные концентрации природной углекислоты здесь способствует более активному выщелачиванию железа из горных пород, а слабокислые условия вод являются благоприятной средой для его накопления. Поэтому при определении средних значений содержания компонентов в подземных водах различных ландшафтов аномально высокие значения Fe_{общ} не учитывались.

С позиции особенностей ландшафта на территории центральной части Кузбасса наблюдаются три основных его типа: горно-таежный (предгорье), лесостепной и степной (рис. 1). Каждый из них характеризуется определенным, свойственным только ему, типом растительности. Так, например, для горно-таежного и лесостепного ландшафта (высотные отметки до 600 м и 250...300 м соответственно) характерно наличие светлых березовых лесов на серых лесных или дерново-подзолистых почвах, а также черневой тайги предгорий на горно-таежных псевдоподзолистых почвах. Для степных ландшафтов с более спокойным рельефом (200...250 м) свойственно произрастание березовых колков на серых лесных почвах и оподзоленных или выщелоченных черноземных аккумулятивно-эрозионных равнинах, а также разнотравная степная растительность на черноземных почвах аккумулятивной равнины [8]. Наличие открытых участков в степных и практически полное

их отсутствие в горно-таежных ландшафтах в значительной мере определяет особенности химического состава подземных вод.

Выявлено, что в исследуемых водах наблюдается увеличение их солёности по мере понижения высотных отметок, т. е. при переходе из ландшафтных областей предгорий в степные (рис. 1). Так, например, средняя минерализация вод в области предгорья составляет около 430 мг/дм³ при значениях ее экстремумов 330 и 575 мг/дм³ (таблица). В степях усредненная минерализация вод заметно выше – около 950 мг/дм³ при максимальном значении 1800 мг/дм³. При этом кислотно-щелочные условия этих вод примерно одинаковы: от нейтральных до слабощелочных (pH 7,0...8,0). По химическому типу подземные воды довольно пестрые, в большинстве своем $\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$ и $\text{HCO}_3\text{--Mg--Ca}$ (81 % точек опробования), реже $\text{HCO}_3\text{--Ca--Na}$ (10 %), $\text{HCO}_3\text{--Na--Ca}$ и $\text{HCO}_3\text{--SO}_4\text{--Ca--Na--Mg}$ и др.

Средние значения pH и минерализации (таблица), а также общая закономерность поведения содержания основных ионов в исследуемых водах по мере перехода из зоны тайги к зоне степи в целом сопоставимы с таковыми в водах зоны активного водообмена Кузнецкой котловины, приведенных в работе [9]. Так, усредненные значения солёности вод котловины составляют 660 мг/дм³, а по результатам последних исследований для центральной ее части – 800 мг/дм³. Залегание исследуемых вод в пределах Кузнецкой котловины, в центральной части которой отмечается крупная депрессия рельефа (Чусовитино-Бунгаралская), приводит к формированию вод с более высокой минерализацией, чем в целом для вод зоны гипергенеза (470 мг/дм³).

В поведении компонентов обращает на себя внимание активный рост содержания иона SO_4^{2-} в подземных водах по мере уменьшения высоты рельефа. Темпы его накопления в водах во многом превосходят темпы накопления иона Cl^- (рис. 2, а).

Постепенное преобладание первого над вторым в совокупности с ростом солёности подземных вод в степных ландшафтах указывает на дополнительный источник серы, которым может являться пирит. На наличие высоких концентраций сульфат-иона, достигающих 595 мг/дм³, могут влиять и процессы испарительного концентрирования.

Кроме того, в подземных водах наблюдается четкая корреляционная зависимость между отношением Ca/Na и солёностью вод (рис. 2, а), по которой видно постепенное доминирование иона Na^+ и накопление его в подземных водах. Особенно четко это прослеживается при снижении высотных отметок, – при переходе из областей предгорья к степным ландшафтам. Такое поведение компонентов является закономерным для данного региона, где характерна нормальная гидрогеохимическая зональность [5]. Здесь повсеместно уже на глубине 120 м, а в степных районах и менее, распространены содовые воды, механизм формирования которых рассматривался многими учеными.

Согласно современным представлениям [9], образование содовых вод происходит с момента насыщения вод кальцитом. Такое насыщение обычно наступает при минерализации вод более 0,6 г/дм³ и при pH более 7,4. Выявлено [7, 9], что подземные воды активного водообмена уже на небольшой глубине достигают равновесия со многими минералами (кальцитом, доломитом, Са-монтмориллонитом и др.) и по мере достижения водами состояния насыщенности могут образовывать новые карбонатные и алюмосиликатные минералы. С момента появления в составе вод вторичного CaCO_3 рост иона Ca^{2+} в водном растворе затрудняется. Таким образом, предпочтение для концентрирования получает ион Na^+ , содержания которого в водах непрерывно растут. Наиболее благоприятным для формирования таковых является область открытых степей с замедленным водообменом и минимальными высотными отметками рельефа.

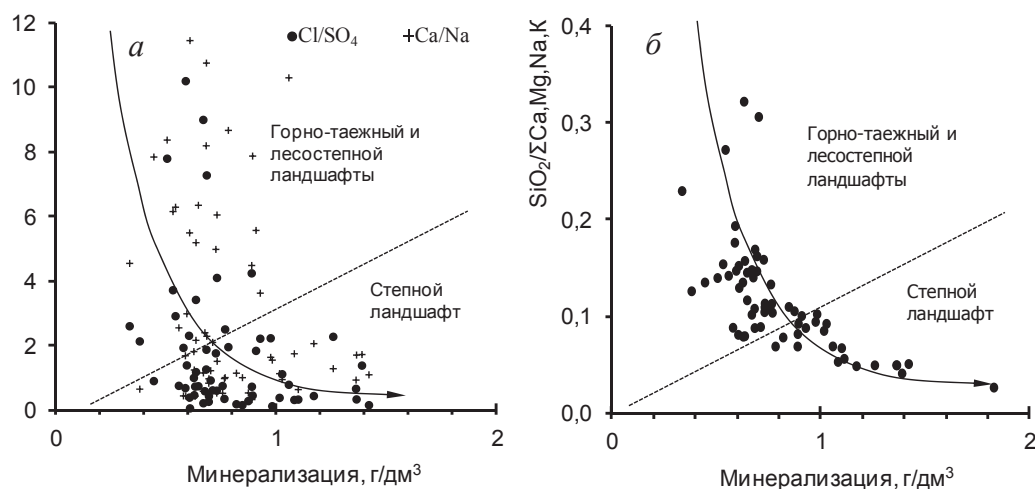


Рис. 2. График зависимости отношений Cl/SO_4 и Ca/Na (а) и $\text{SiO}_2/\Sigma\text{Ca, Mg, Na, K}$ (б) от солёности подземных вод зоны активного водообмена центральной части Кузбасса

Таблица. Химический состав подземных вод центральной части Кузбасса (концентрация ионов – мг/дм³)

Номер точки	Сумма ионов	pH	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Fe _{общ}	SiO ₂
Горно-таежный ландшафт (предгорье)											
168	331	7,0	3,1	9,8	45,1	15,2	232	4,9	12,8	0,5	16,8
237	441	7,3	0,6	9,5	75,0	18,5	317	7,0	6,4	0,1	14,0
232	575	7,3	1,4	80,0	40,0	22,2	415	3,5	6,8	0,2	12,7
2	377	6,7	4,0	52,3	37,1	19,7	284	4,9	10,5	24,0	13,9
Среднее	431	7,1	1,6	37,9	49,3	18,9	312	5,1	9,1	0,2	14,6
Лесостепной ландшафт											
151	756	7,7	1,1	61,7	99,2	24,3	535	20,6	2,8	0,4	24,8
153	643	7,3	0,7	44,4	75,2	30,4	476	2,5	5,6	0,1	17,6
170	977	7,6	2,4	90,5	93,2	40,5	681	40,3	18,0	0,7	23,2
206	970	7,3	1,3	56,7	139	48,1	577	85,4	51,2	0,3	23,2
208	690	7,4	1,6	31,3	95,2	32,2	512	2,0	2,8	0,6	26,0
210	672	7,6	1,8	12,0	95,1	42,2	491	13,3	6,2	0,6	21,2
211	590	8,0	1,1	10,7	88,2	30,4	397	23,8	30,3	0,3	19,2
212	888	7,2	1,6	20,2	129	60,5	526	80,7	60,9	0,1	19,6
213	678	7,2	1,3	15,8	100	51,1	357	36,6	107	0,7	18,2
214	643	7,4	1,2	19,5	98,2	40,8	366	38,3	67,9	0,1	23,2
215	539	7,7	0,7	11,4	64,1	34,1	409	2,0	3,7	0,4	30,0
217	722	7,4	1,4	21,2	96,2	40,1	540	2,0	8,5	0,8	25,2
218	904	8,2	4,0	95,5	122	24,9	439	107	99,5	0,4	24,8
223	884	8,1	2,3	156	60,1	24,9	482	86,8	64,2	0,3	16,8
233	698	7,3	0,6	21,4	112	29,2	464	21,8	26,0	0,1	50,0
234	885	7,7	2,3	138	59,1	22,5	641	4,1	9,5	0,3	18,2
235	632	7,4	0,4	13,8	116	17,0	455	2,0	15,6	1,5	23,2
236	600	7,3	2,5	30,0	78,2	29,8	439	8,6	6,6	0,1	11,4
238	501	7,5	0,6	8,0	92	14,6	366	11,5	0,8	0,1	16,1
239	554	7,7	0,5	10,0	87,2	30,4	409	2,9	5,7	0,1	18,2
241	605	7,6	1,2	10,2	110	18,9	409	15,6	29,4	2,0	18,2
242	779	8,3	1,3	106	68	24,9	552	2,0	18,0	0,2	13,8
249	679	7,3	2,2	102	50,1	23,1	442	30,0	22,3	0,3	15,6
250	665	7,4	6,0	84,5	42,1	32,3	470	2,0	20,4	0,3	16,8
305	628	7,2	2,8	37,6	88,2	26,8	384	7,8	56,8	0,2	50,0
306	585	7,2	1,3	12,6	78,2	41,3	409	6,6	24,6	0,1	25,8
307	681	7,3	1,1	13,8	84,2	49,9	500	3,7	15,2	0,8	25,2
308	528	7,6	0,7	14,1	78,2	30,4	375	14,1	5,7	0,1	19,0
309	727	7,3	0,7	12,4	128	32,2	500	19,0	15,2	0,2	19,0
Среднее	668	7,5	1,6	43,5	90,6	32,7	469	23,9	27,6	0,4	22,5
Степной ландшафт											
154	603	7,7	0,7	40,3	70,2	30,6	445	3,3	2,3	0,08	21,6
164	1053	7,6	2,0	99,3	120	55,9	396	302	68,8	0,2	19,2
165	1107	7,4	1,7	74,9	166	48,0	610	44,9	154	0,05	16,4
166	1824	7,5	2,8	279	165	76,9	521	596	176	0,7	14,0
167	584	7,8	1,4	53,8	54,1	29,2	412	10,3	11,6	0,2	24,4
169	665	7,5	1,3	51,7	91,2	20,7	424	48,1	16,7	0,1	24,4
209	632	7,0	0,8	25,0	92,0	40,2	379	27,4	61,0	0,05	12,6
219	869	7,7	0,9	89,2	95,2	34,6	586	14,8	37,2	0,5	23,2
220	1022	7,3	1,4	97,8	113	38,9	638	105	17,7	0,3	23,2
221	1359	7,5	2,6	208	122	55,8	458	311	192	1,1	19,3
222	923	7,4	2,5	55,3	119	45,2	581	67,5	42,3	1,2	19,6
224	764	7,7	0,7	51,4	96,2	36,5	537	16,5	16,7	0,05	19,2
225	1416	7,4	1,9	185	165	71,3	631	275	75,3	0,7	21,6
226	726	7,1	1,4	54,2	85,1	35,2	431	2,0	107	1,4	18,4
227	707	7,2	1,8	50,0	90,2	32,9	455	52,3	17,3	0,1	15,6
229	622	7,8	2,0	45,5	61,1	36,5	451	4,9	11,2	0,4	19,6
231	690	8,0	0,6	62,4	74,2	29,1	494	11,9	4,7	1,2	24,4
240	728	7,3	1,7	48,4	86,2	36,5	522	9,9	13,8	0,7	19,6
243	1077	7,8	2,0	158	92,2	40,6	534	138	105	0,4	15,6
245	1254	7,3	1,7	166	115	55,7	571	250	85,6	0,7	16,8
246	1011	7,3	1,5	95,8	102	49,5	610	121	20,5	0,3	21,2
247	1384	7,3	2,5	154	152	69,6	526	276	186	11,2	15,6
251	752	7,3	1,3	71,5	74,2	30,4	516	36,6	13,3	0,9	19,0

Окончание таблицы

Номер точки	Сумма ионов	pH	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Fe _{общ}	SiO ₂
252	1095	7,7	0,7	107	139	43,8	525	183	87,4	0,3	19,6
253	842	7,4	3,4	61,7	74,2	49,9	598	37,4	7,4	0,7	20,8
259	1357	7,4	2,0	85,0	180	70,5	721	195	88,1	8,0	16,8
261	761	7,2	1,1	30,3	116	25,0	567	6,4	4,5	0,9	19,5
264	624	7,9	1,5	62,0	56,0	25,6	433	34,2	6,0	0,5	11,5
266	815	7,2	1,6	21,6	120	40,5	539	65,3	19,9	0,2	14,4
267	1166	7,8	1,3	78,0	131	62,3	682	180	24,3	0,5	13,3
Среднее	948	7,5	1,6	88,7	107	43,9	526	114	55,8	1,1	18,7
Среднее по центральной части Кузбасса	0,8	7,5	1,6	64,7	96	37,2	486	65,7	39,8	0,9	20,2

Изучение поведения водорастворенного Si по отношению к основным катионам подземных вод, — Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ и K⁺, показало явное преобладание последних в составе вод зоны открытых степей на фоне постепенного снижения первого (рис. 2, б). Это связано с тем, что при наличии соответствующей геохимической обстановки и пониженной скорости водообмена подвижность кремния постепенно уменьшается, т. к. он в значительной мере связывается вторичными мине-

ральными фазами, такими как каолинит, гидрослюда, монтмориллониты различного состава. В то же время для основных катионов геохимическая среда вод является благоприятной для их накопления.

По мере понижения высоты рельефа происходит увеличение концентраций многих микрокомпонентов, таких как Li, B, Al, Ti, Br, I, Sr, Se, Mn, As, Zr, Mo, Rb, U, некоторые из которых в этих водах идентифицированы впервые (рис. 3).

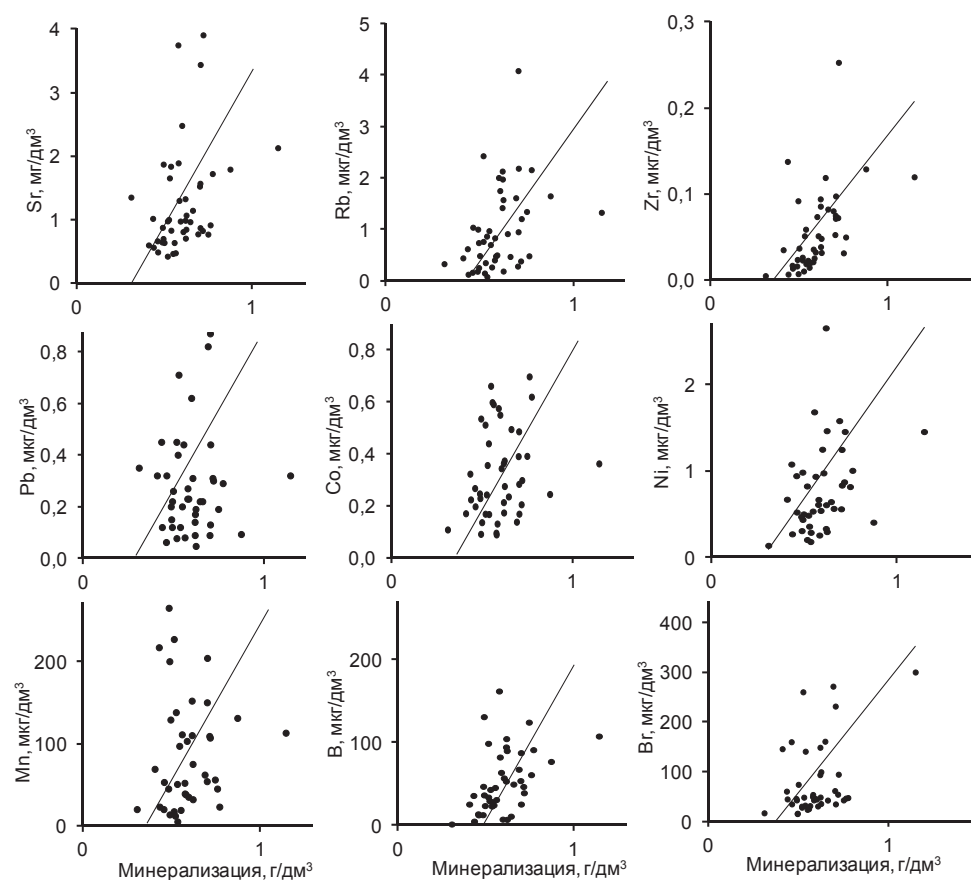


Рис. 3. Изменение концентраций некоторых микрокомпонентов с ростом солёности подземных вод Кузбасса

Являясь геохимическим аналогом кальция, стронций так же как кальций, накапливается в воде с ростом минерализации. В природе концентрации Sr^{2+} , как правило, в несколько раз превышают концентрации Ba^{2+} [9]. В подземных водах Кузбасса эта закономерность так же соблюдается: максимальная концентрация Sr^{2+} в водах степных ландшафтов составляет 4 мг/дм³, тогда как Ba^{2+} – 2,5 мг/дм³.

Выводы

По мере перехода из областей горно-таежного и лесостепного ландшафтов в степной в подземных водах активного водообмена центральной части Кузбасса возрастает роль ионной составляющей в формировании химического состава вод. Накопление в подземных водах ионов Cl^- и SO_4^{2-} спостепенным преобладанием последнего свидетельствует, прежде всего, о дополнительном источнике серы в водах, которым выступает пирит. Вялотекущее накопление в водах ионов кремния по сравнению с основными катионами подземных вод указывает на низкую способность к его кон-

центрированию в данных геохимических условиях в пределах зоны активного водообмена, что связано с процессами образования вторичных алюмосиликатных минералов. В пределах степных ландшафтов в условиях затрудненного водообмена и более длительного времени взаимодействия с водовмещающими породами подземные воды накапливают многие элементы. В результате этого формируются более минерализованные воды (выше 1 г/дм³), которые требуют особого внимания при рассмотрении их в качестве источника водоснабжения.

Автор выражает благодарность Евгении Витальевне Домрочевой, к.г.-м.н., старшему научному сотруднику Томского филиала Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, начальнику полевой экспедиции, в предоставлении результатов проведенных работ и данных химического состава подземных вод.

Работа выполнена в рамках Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы» (№ 16.740.11.0627) и Государственного задания «Наука» (№ 5.4573.2011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Высшая школа, 1975. – 341 с.
2. Shvartsev S.L. Geochemistry of Fresh Groundwater in the Main Landscape Zones of the Earth // *Geochem. Int.* – 2008. – V. 46. – № 13. – P. 1–114.
3. Копылова Ю.Г., Лепокурова О.Е., Токаренко О.Г. Условия формирования химического состава Терсинских углекислых минеральных вод // *Водные ресурсы.* – 2009. – Т. 36. – № 5. – С. 606–614.
4. Рассказов Н.М. Исследования сотрудников кафедры ГИГЭ ТПУ в бассейне р. Томи, включая Кузбасс // *Проблемы геологии и освоения недр: Труды XIV Междунар. симп. им. акад. М.А. Усова, в 2-х томах.* – г. Томск, ТПУ, 5–9 апр. 2010. – Томск: Изд-во ТПУ, 2010 – Т. 1. – С. 205–206.
5. Рогов Г.М. Гидрогеология и геоэкология Кузнецкого угольного бассейна. – Томск: Изд-во ТГАСУ, 2000. – 167 с.
6. Аникин А.И., Людвиг В.М., Шварцев С.Л. Геохимия подземных вод давсонитоносных пород Березовоярского участка (Кузбасс) // *Обской вестник.* – 2001. – № 1. – С. 65–69.
7. Шварцев С.Л., Домрочева Е.В., Отнетова М.П. Мощность и состав подземных вод зоны активного водообмена юга Кузбасса // *Матер. VI Сибир. совещ. по климатологическому мониторингу.* – Томск, 2005. – С. 534–537.
8. Атлас Кемеровской области / под ред. В.Н. Гнатишина и С.Д. Тивякова. – М.: Роскартография, 1998. – 32 с.
9. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. – М.: Недра, 1998. – 366 с.

Поступила 08.02.2012 г.

Технология и техника геологоразведочных работ

УДК 622.233.63

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРАВЛИЧЕСКИХ ИМПУЛЬСОВ ДЛЯ РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ БУРЕНИИ

Д.В. Федин, А.В. Шадрина, Л.А. Саруев

Томский политехнический университет

E-mail: dvf_87@mail.ru

Представлены исследования гидроимпульсного механизма, используемого в машинах вращательно-ударного действия для интенсификации бурения скважин. Определены зависимости изменения амплитуды и энергии силовых импульсов от длины и диаметра рукава высокого давления, а также от изменения инерционной массы и усилия пневмоподатчика гидроимпульсного механизма.

Ключевые слова:

Бурение, импульс, рукав высокого давления, разрушение горной породы.

Key words:

Drill, pulse, high pressure hose, destruction of rock.

В настоящее время для проведения геологоразведочных работ велика потребность в скважинах малого диаметра (40...70 мм). При проходке таких скважин в породах средней твердости и выше часто применяют машины вращательно-ударного действия, которые используются при бурении скважин из подземных горных выработок: при бескерновом бурении породоразрушающим инструментом малого диаметра на месторождениях с достаточно изученным геологическим разрезом, а также при детальном разведочном бурении с отбором шлама.

Прогрессивным направлением в развитии машин и механизмов вращательно-ударного действия является создание силовых импульсных систем с гидравлическим приводом. Исследования вращательного бурения режущим инструментом с наложением на него высокоэнергетических упругих колебаний показали возможность в 2...2,5 раза интенсифицировать процесс разрушения горных пород, в 1,5...2 раза повысить износостойкость режущего инструмента, на 2...3 категории крепости пород по шкале проф. М.М. Протодяконова расширить область эффективного применения вращательного бурения скважин при повышении производительности труда на 40...70 % [1].

Применение гидроимпульсного механизма в буровых установках способствует интенсификации

разрушения за счет снижения динамических характеристик прочности горной породы.

Учитывая эти обстоятельства, разработан гидроимпульсный силовой механизм (рис. 1), который может быть использован вместо ударных узлов бурильных машин вращательно-ударного действия, либо в качестве источника высокоэнергетических направленных упругих колебаний для бурильных машин вращательного действия [2].

В данном устройстве для формирования силовых импульсов можно выделить два колебательных контура. Первый колебательный контур — гидропульсатор — 1, создающий колебания давления жидкости, второй — жидкость — 2, находящаяся в замкнутом объеме, — активная масса — 4 с корпусом гидроцилиндра — пневмоподатчик — 3.

Потенциальная энергия сжатого воздуха в пневмоподатчике, разгоняя активную массу, переходит в ее кинетическую энергию. Активная масса, действуя на замкнутый объем жидкости, преобразует свою кинетическую энергию в потенциальную энергию деформированного рукава высокого давления — 7. Деформация рукава высокого давления будет продолжаться до тех пор, пока не израсходуется вся кинетическая энергия массы. Вынужденные колебания данной системы обеспечиваются работой гидропульсатора.

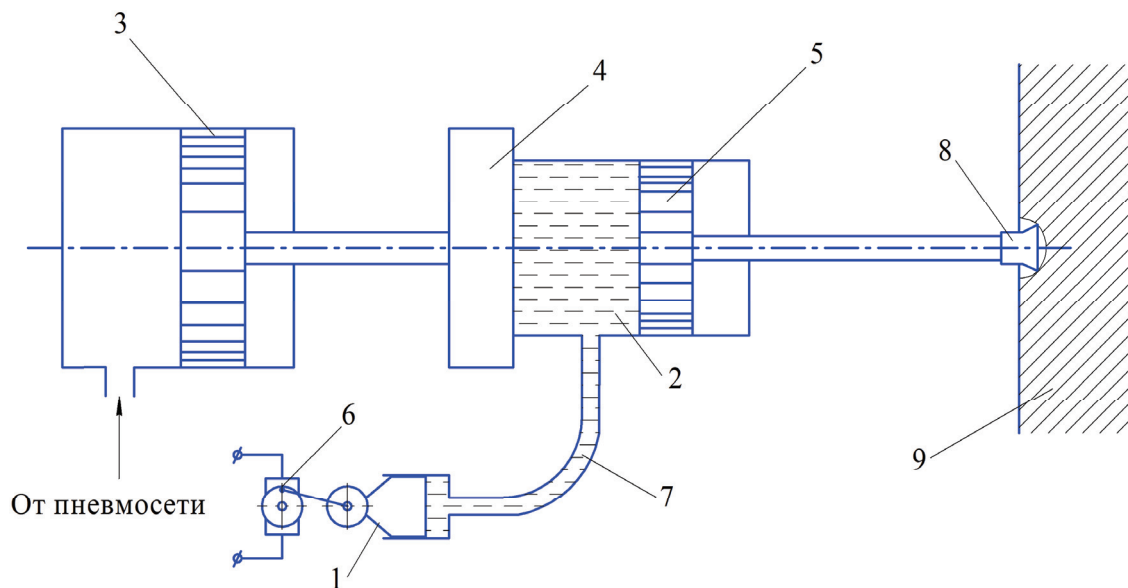


Рис. 1. Принципиальная схема гидроимпульсного силового механизма: 1) гидропульсатор; 2) замкнутый объем жидкости; 3) подающее устройство (пневмоподатчик); 4) активная масса с гидроцилиндром; 5) поршень гидроцилиндра с хвостовиком колонны буровых труб; 6) электродвигатель; 7) рукав высокого давления; 8) породоразрушающий инструмент; 9) горная порода

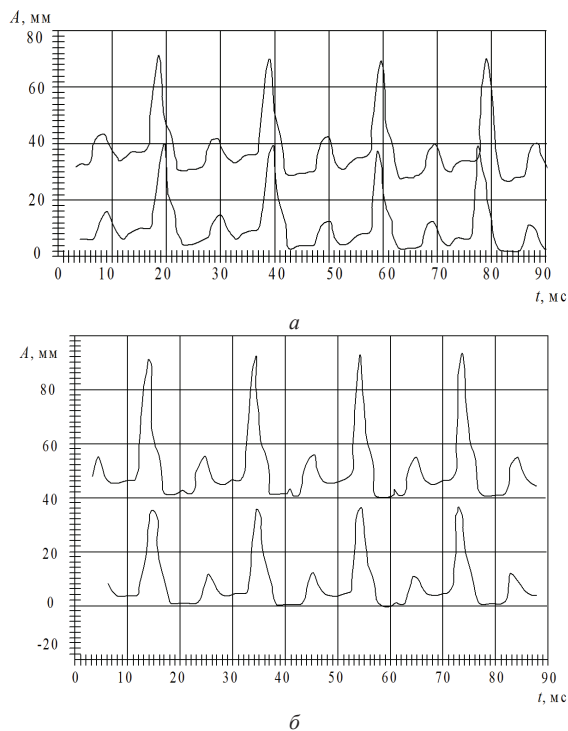


Рис. 2. Осциллограммы силовых импульсов: а) рукав высокого давления $D=16$ мм, $L=2,5$ м; б) рукав высокого давления $D=20$ мм, $L=0,95$ м. Верхний луч — усилие в бурильной трубе, нижний луч — давление в силовом гидроцилиндре

Импульсы давления жидкости формируются следующим образом. При работе гидропульсатора плунжер периодически выталкивает жидкость в замкнутый объем, создавая дополнительное давление в гидроцилиндре и рукаве высокого давления (рис. 1). Благодаря наличию рукава, обладаю-

щего нелинейной характеристикой изменения давления p от относительного изменения объема V , во втором колебательном контуре синусоидальными колебаниями плунжера создаются импульсы давления жидкости, которые воздействуют на поршень и торец гидроцилиндра. Из-за малой упругости пневмопружины по сравнению с жидкостью происходит раскачка гидроцилиндра с активной массой. При движении массы на забой и наличии режима работы системы, близкого к резонансному, создаются импульсы давления жидкости, которые через поршень и бурильную трубу передаются на забой.

Для исследования влияния длины L и диаметра D рукава высокого давления на параметры формируемых силовых импульсов были проведены экспериментальные исследования. Были использованы рукава высокого давления с внутренним диаметром 10, 12, 16 и 20 мм и длиной от 0,67 до 4,5 м. Опыты проводились при вынужденной частоте гидропульсатора 25 и 50 Гц.

Как видно на осциллограмме, рис. 2, а, при диаметре рукава высокого давления 16 мм и длине 2,5 м амплитуда усилия в бурильной трубе достигала 65 мм (117 кН), а при диаметре рукава высокого давления 20 мм и длине 0,95 м (рис. 2, б) — 85 мм (153 кН). Эксперименты показали, что увеличение длины рукава и уменьшение его диаметра приводит к снижению амплитуды, а соответственно и энергии силового импульса в бурильной трубе (рис. 2). Чем больше длина рукава высокого давления, соединяющего гидропульсатор с силовым гидроцилиндром, тем больше абсолютное увеличение объема этого рукава и меньше относительное изменение объема при постоянных параметрах гидропульсатора. То есть с увеличением длины рука-

ва снижается амплитуда формируемого импульса давления жидкости в силовом гидроцилиндре, а, соответственно, и силового импульса в бурильной трубе. С уменьшением диаметра рукава повышается его объемная жесткость, но в тоже время увеличивается сопротивление пульсациям потока жидкости, что также приводит к снижению амплитуды и энергии силовых импульсов.

Активная масса изменялась в пределах от 30 до 270 кг, усилие подачи от 0 до 12 кН. Экспериментальные зависимости амплитуды импульса силы в бурильной трубе от усилия подачи и активной массы представлены на рис. 3.

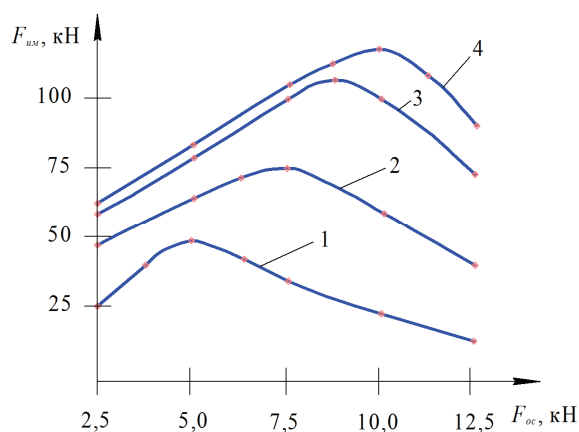


Рис. 3. Зависимость импульса от усилия подачи при объеме шланга $V=434 \text{ см}^3$ ($D=20 \text{ мм}$, $L=1,45 \text{ м}$); 1–4) при активной массе 30, 70, 110 и 230 кг соответственно

Наличие экстремальных значений величины силовых импульсов можно объяснить проявлением резонансных свойств системы (рис. 4). Опыты показали, что данная система устойчиво работает в зарезонансной зоне при сдвиге фаз между ходом плунжера пульсатора и активной массы $120...150^\circ$.

Задаваясь значением активной массы и частотой вынужденных колебаний плунжера гидропуль-

сатора, можно рассчитать среднюю жесткость системы, а затем подобрать соответственно жесткость пневмо- и гидропружины. Согласно экспериментам за счет изменения частоты вынужденных колебаний можно добиться существенного улучшения параметров силовых импульсов применительно к разрушению горных пород (рис. 5).

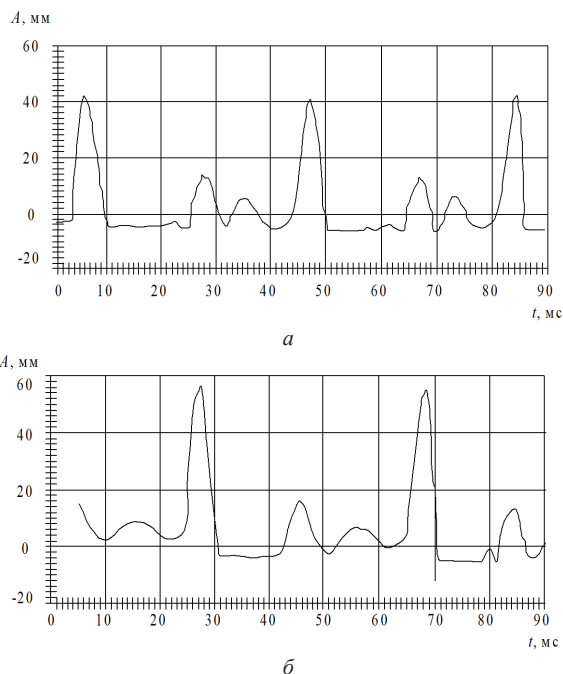


Рис. 5. Зависимость амплитуды силовых импульсов A от времени t при усилии, создаваемом пневмопоршневым податчиком: а) 9,4; б) 11,75 кН; рукав высокого давления $D=20 \text{ мм}$, $L=1,16 \text{ м}$

Известно, что для более полного использования энергии W силового импульса в процессе разрушения горной породы он должен иметь относительно пологий передний фронт и резко ниспадающий задний [6]. Гидроимпульсный силовой механизм

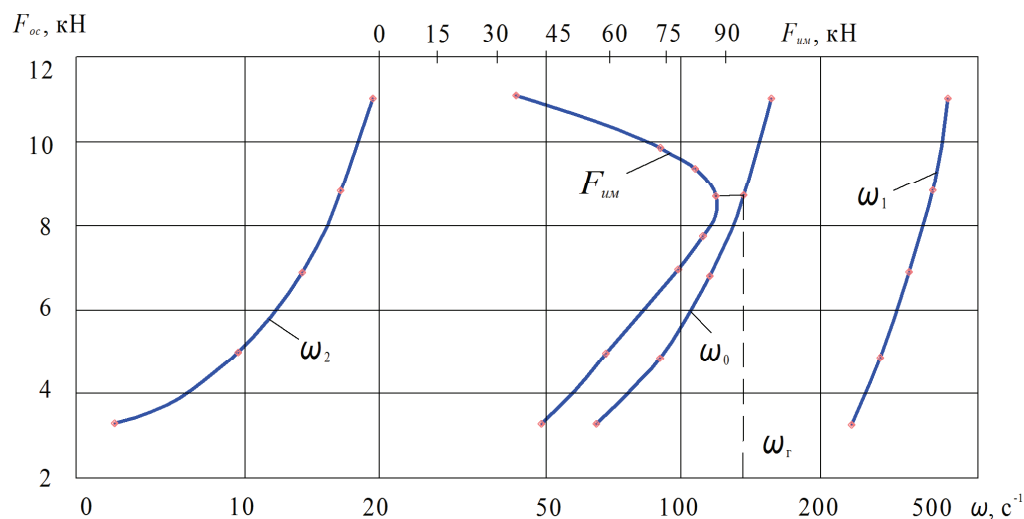


Рис. 4. Зависимости собственных частот колебаний нелинейной системы ω_0 , гидропружины ω_1 , пневмопружины ω_2 и силовых импульсов $F_{им}$ от осевого усилия пневмоподатчика $F_{ос}$ (ω_r – частота генератора колебаний – гидропульсатора)

формирует импульсы по форме более близкие к идеальным в отличие от обычных ударных механизмов бурильных машин. Энергия силовых импульсов, полученных на опытной установке (рис. 6), соответствует энергии удара современных буровых агрегатов [7].

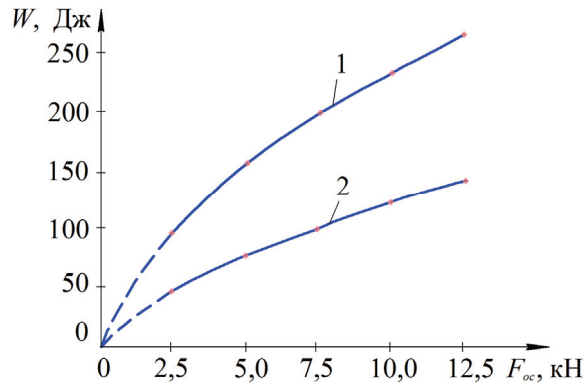


Рис. 6. Зависимость энергии силовых импульсов от усилия подачи при активной массе 230 кг. Объем рукава высокого давления: 1) 265; 2) 515 см³

В процессе экспериментальных исследований перепад давления ΔP в силовом гидроцилиндре превысил 12 МПа (с 0,5...0,7 до 13 МПа) при длине и диаметре рукава высокого давления $L=1,16$ м, $D=20$ мм, вынужденной частоте гидропульсатора $\omega_c=50$ Гц и объеме жидкости, вытесняемой плун-

жером гидропульсатора в замкнутую полость $\Delta V=18$ см³. Данный эксперимент является первым опытом в исследовании формирования импульсов безбойковым гидроимпульсным механизмом.

Выводы

Экспериментально установлено, что амплитуда и энергия силового импульса в бурильной трубе с увеличением длины рукава высокого давления снижается. С уменьшением диаметра рукава повышается его объемная жесткость, но увеличивается сопротивление пульсациям, что также приводит к снижению амплитуды и энергии силовых импульсов.

Определена зависимость влияния активной массы и осевого усилия пневмоподатчика на величину силовых импульсов. Увеличение активной массы гидроимпульсного механизма и усилия подачи способствуют повышению энергии силовых импульсов. Установлено, что нарастание осевого усилия пневмоподатчика имеет предел, при достижении которого происходит падение силы импульса.

Работа подготовлена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг. Наименование и регистрационный номер проекта: «Исследование взаимодействия силовых импульсов в буровом инструменте и массиве горных пород при бурении шпуров и скважин из подземных горных выработок», ГК 2.445С2010 от 03.09.2009 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шадрин А.В., Саруев Л.А., Саруев А.Л. Динамические процессы в колонне труб при вращательно-ударном бурении скважин малого диаметра из подземных горных выработок. — Томск: Изд-во ТПУ, 2009. — 175 с.
2. Саруев Л.А., Казанцев А.А. Разработка и исследование гидро-механической системы формирования силовых импульсов в стале штанг для интенсификации вращательного бурения // Известия Томского политехнического университета. — 2008. — Т. 313. — № 1. — С. 75–78.
3. Станок для бурения скважин в подземных условиях: пат. на ПМ 71369 Рос. Федерация. № 2007130179/22; заявл. 06.08.07; опубл. 10.03.08, Бюл. № 7. — 3 с.
4. Ударный узел станка ударно-вращательного бурения: пат. на ПМ 79923 Рос. Федерация. № 2008129996/22; заявл. 21.07.08; опубл. 20.01.09, Бюл. № 2. — 3 с.
5. Ударный узел станка ударно-вращательного бурения: пат. на ПМ 79924 Рос. Федерация. № 2008130002/22; заявл. 20.01.09; опубл. 20.01.09, Бюл. № 2. — 3 с.
6. Алимов О.Д., Дворников Л.Т. Бурильные машины. — М.: Машиностроение, 1976. — 295 с.
7. Липин А.А., Танайно А.С., Тимонин В.В. Современные погружные машины для бурения скважин. Горная техника: Каталог-справочник. — СПб.: ООО «Славутич», 2006. — С. 116–123.

Поступила 21.11.2011 г.

УДК 622.277: 622.234.5

ОРГАНИЗАЦИЯ МАССОПЕРЕНОСА В ЗАТОПЛЕННОМ ОЧИСТНОМ ПРОСТРАНСТВЕ ПРИ СКВАЖИННОЙ ГИДРОДОБЫЧЕ

Н.Е. Горшенин

Томский политехнический университет

E-mail: nickgor@inbox.ru

Приведены результаты экспериментов по организации массопереноса с помощью гидромониторных струй. Предложена методика расчета гидромониторных струй для предотвращения переотложения тяжелых фракций в очистном пространстве.

Ключевые слова:

Скважинная гидродобыча, гидромониторная струя, массоперенос, опробование, очистное пространство.

Key words:

Hydraulic borehole mining, water jet, slurry transfer, ore sampling, representative sample, stope.

Основные объекты для работ по скважинной гидродобыче (СГД) на сегодняшний день представлены месторождениями рыхлых и слабосвязных материалов, залегающих в сложных горно-геологических условиях, что исключает возможность применения обычных способов разработки и крупнообъемного опробования. Несоответствие проб, полученных методом СГД [1–3] фактическому вещественному составу горной массы в целом ограничивает роль данного способа в геологоразведке и добыче резко разнородных россыпных материалов. Поэтому возникает задача – выполнить анализ причин разубоживания проб и разработать меры по предотвращению этого процесса. Часто предполагают [2], что основной механизм, способствующий разубоживанию руд – это переотложение тяжелых фракций на дне добычной камеры и вымыв только легких составляющих. Это предположение требует глубокого теоретического анализа и экспериментальной проверки, т. к. дальнейшее развитие технологии СГД неизбежно связано с повышением представительности проб при крупнообъемном опробовании и разработке технологии, исключающей переотложение тяжелой фракции в очистном пространстве.

Наибольшее распространение в практике получила односкважинная отработка месторождений с боковым размывом горных пород гидромониторами [4]. Рассматривая данную технологическую схему была поставлена задача – исследовать на ее основе процесс массопереноса в добычной камере и сформулировать условия надежного выноса горной массы из формируемой в процессе гидродобычи полости путем исследования поля придонных скоростей. Для выполнения данных исследований предложен и изготовлен стенд (рис. 1), который состоит из металлического корпуса – 1, внутрь которого вставляется картридж, состоящий из крышки – 2, дна – 3 и перфорированного внутреннего корпуса – 4. Техническая вода от насоса НБ-3 (подача 18...130 л/мин при максимальном давлении нагнетания 3,0 МПа) нагнетается в стенд через патрубков – 5 и гидромонитор – 6, а подъем пульпы осуществляется через пульпоподъемный патрубок

– 7. Необходимое давление на гидромониторе создается при закрытии вентиля – 8. Контроль за расходом жидкости осуществляется с помощью расходомера РС-ТПУ – 9.

Стенд работает следующим образом – на дне картриджа – 3 размещается тонкий слой материала-индикатора – 10 (табл.), затем картридж вставляется в наружный корпус – 1 и герметично закрепляется в нем. По патрубку – 5 и через гидромонитор 6 внутрь герметичного корпуса подается вода от насоса. За счет вытеснения происходит ее отток через перфорированный внутренний корпус – 4 в пульпоподъемный патрубок – 7, а далее за пределы герметичного корпуса. Возникающий поток воды формирует поле скоростей, эквивалентное полю скоростей при всасывании жидкости из добычной камеры с равной производительностью. В созданном поле придонных скоростей происходит частичное очищение дна картриджа – 3 от размещенного на нем материала-индикатора – 10 на некотором расстоянии от всасывающего патрубка, т. е. формируется четкая граница для максимальной транспортирующей (взвешивающей) скорости. После непродолжительного цикла перекачивания жидкости (1...2 мин.) картридж извлекается, дно снимается и фотографируется картина распределения материала-индикатора на нем. Далее на дно картриджа закладывается новая проба материала и эксперимент повторяется.

Экспериментальная часть работ предусматривала выполнение следующих этапов:

1. Привязка скоростей транспортировки материала-индикатора к условиям стенда.
2. Изучение полей скоростей при всасывании с различной интенсивностью.
3. Изучение полей скоростей при воздействии на придонную зону гидромониторных струй различной энергии и направления.

Для определения площади и радиусов очистных площадей полученные фотографии распределения материала на дне стенда обрабатывались в редакторе Autodesk Inventor, где производилось измерение геометрических размеров и площадей получаемых участков смыва для исследуемых образцов.

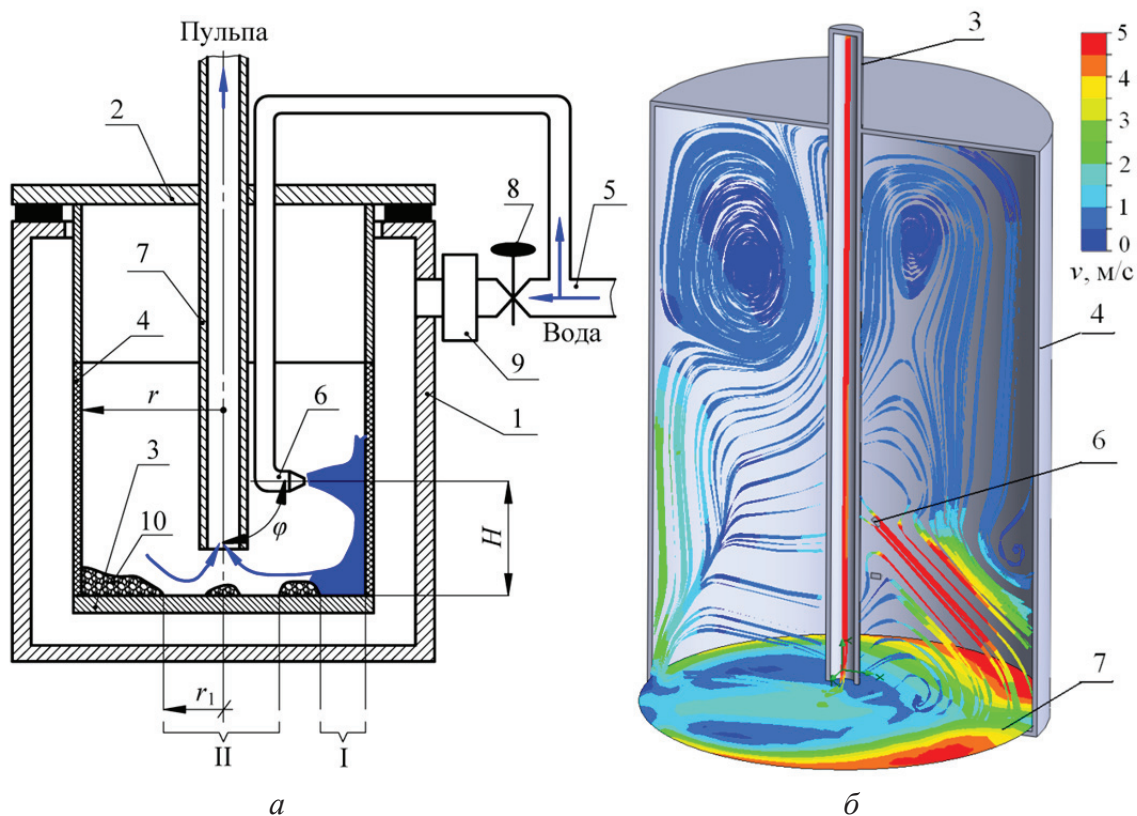


Рис. 1. Стенд для исследования процессов массопереноса в очистном пространстве: а) конструкция стенда; б) модель работы стенда в CosmoFloWorks

Разработка стенда и постановка пробных экспериментов сопровождалась моделированием гидравлических процессов в среде редактора COSMO-FloWork.

Таблица. Общая характеристика образцов-индикаторов придонных скоростей

Образцы	Размер, мм	Плотность, г/см ³	Гидравлическая крупность, см/с	Транспортирующая скорость, м/с
Песок	0,05...0,25	2,2...2,4	3,8...8,3	0,077...0,082
Гравий	3...5	2,2...2,4	19...23	0,121...0,122
Сталь	0,7×1...2,5	7,8	34	0,274...0,301
Медь	1,7×3...4	9,0	70	0,376...0,409

Рассматривая механизм транспортирования горной массы в добычных камерах по результатам первого этапа, следует отметить следующее:

- практическое значение имеют только «взвешивающие» транспортирующие скорости (наблюдается процесс псевдосжижения материала [5, 6]), т. к. в режиме донного влечения твердых частиц производительность массопереноса малозначима;
- транспортирующая возможность потока будет определяться в совокупности его скоростью, турбулентностью и гидравлической крупностью влекаемого материала;
- транспортирующая возможность потока для разнородной горной массы будет определяться

по самой трудно транспортируемой составляющей, т. к. оседая, она будет препятствовать выносу более легких фракций.

Работа снаряда СГД при условии плоского неразрываемого дна создает определенное поле скоростей. Как показали проведенные эксперименты (этап 2, 3), в придонной области формируется 2 зоны эффективного массопереноса (рис. 1, а): I – поле всасывания; II – поле отраженной гидромониторной струи.

Очевидно, что при соединении I и II зон, площади которых соответственно A_1 и A_2 , м² будет достигнуто условие эффективного выноса всех фракций горной массы. Регулировать размеры зоны I возможно, изменяя производительность по всасыванию пульпы. Исследование формирования поля скоростей при всасывании, формирования воронки всасывания, интенсивности процесса всасывания отражено в работах [2, 6–8], в частности изучены вопросы гидротранспорта непосредственно при СГД. Однако, в данных работах не была рассмотрена задача обеспечения выноса всех групп минералов из очистных пространств, что и является целью данного исследования.

На втором этапе работ было выполнено исследование процесса всасывания, с тем отличием от работ [2, 6, 7], что грунт всасывался с некоторой неразрываемой плоскости, а затем фиксировался радиус зоны размыва. Эксперименты были выполнены при различной интенсивности всасывания

(40...130 л/мин), высоте позиционирования всаса над неразрываемой плоскостью (10...50 мм), диаметре всаса (20...150 мм). Выполненные исследования подтвердили сделанный ранее вывод о том, что скоростное поле в плоскости всаса резко ослабляется в радиальном направлении по мере удаления от него [2].

Установлено, что увеличению радиуса зоны всасывания способствует уменьшение высоты позиционирования всаса над забоем и увеличение радиуса всаса (при неизменной интенсивности всасывания). В общем плане скоростного поля изменение диаметра и высоты позиционирования всаса над плоскостью всасывания приводит к локальному его перераспределению в области всаса. По результатам опытов был сделан вывод о том, что придонное поле скоростей с рядом допущений можно описать зависимостью, полученной из условия неразрывности потока, полагая, что в полусфере радиуса r_1 , м, при отсутствии гидравлических сопротивлений действует точечный источник депрессии, интенсивность всасывания для которого равна q , м³/с:

$$v = \frac{q}{2\pi r_1^2},$$

где v – критическая (взвешивающая) скорость, м/с.

Результаты исследований воздействия бокового гидромонитора на смыв образцов-индикаторов в придонной зоне позволяют связать площадь зоны II с мощностью гидромониторной струи:

$$A_2 = w/w_0,$$

где w_0 – удельная мощность гидромониторного транспорта, кВт/м², которая по результатам исследований остается постоянной при разной мощности струи w , Вт:

$$w = P_j Q_j,$$

где P_j – динамическое давление гидромониторной струи в начальном сечении, Па; Q_j – расход жидкости через сопло гидромонитора, м³/с.

Значение w_0 зависит от высоты сопла гидромонитора над плоскостью всасывания H , м; угла атаки на стенку скважины φ , град; и необходимой придонной скорости v , м/с, которую мы принимаем равной скорости транспортирования наиболее трудноудаляемых фракций грунта. Выполнив серию опытов при различных значениях H , φ , v (рис. 2), по результатам статистической обработки результатов, получаем следующую зависимость для определения удельной энергии гидротранспорта:

$$w_0 = v^{1-0,005\varphi} (0,26\varphi + 7).$$

Данная формула справедлива при соотношении высоты сопла гидромонитора над забоем скважины и радиуса камеры, равном:

$$H/r = -0,024\varphi + 3,11,$$

где H – высота позиционирования гидромонитора, м; r – радиус очистной камеры, м. Из рис. 3 видно, что изменение высоты позиционирования гидромонитора над плоскостью всасывания не рационально, т. к. данное соотношение описывает огибающую максимумов эффективности воздействия струи на дно очистной камеры.

Эффективная очистка забоя будет обеспечена при выполнении соотношения:

$$A = A_1 + A_2 > 40...50 \%,$$

т. е. должен обеспечиваться снос грунта примерно с половины очистного пространства. Преобразуем данное выражение, определяя площадь очистного пространства через выше приведенные формулы:

$$\frac{q}{2v} + \frac{w}{v^{1-0,005\varphi} (0,26\varphi + 7)} \geq 0,5\pi r^2.$$

В большей степени на размер очистной площади оказывают гидромониторные струи, поэтому преобразуем выражение к следующему виду:

$$w \geq \left[0,5\pi r^2 - \frac{q}{2v} \right] [v^{1-0,005\varphi} (0,26\varphi + 7)].$$

Чтобы привязать результаты исследований к различным размерам очистных пространств, введем масштабные коэффициенты, значения которых получены на основе критериев подобия Рейнольдса и Ньютона [9]:

$$r = 0,34 \text{ м}; k_R = R/r = 2,9R; k_q = Q/q = k_R;$$

$$k_v = V/v = k_R^{-1}; k_w = W/w = k_R^{3/2}.$$

С учетом масштабных коэффициентов и при $\varphi=90^\circ$ вышеприведенное выражение принимает вид:

$$W \geq \left[46 - \frac{270Q}{2V} \right] R^{2,05} V^{0,55}.$$

Полученное выражение можно использовать как основное условие для расчета гидромониторных струй на обеспечение эффективного удаления грунта с предельной транспортирующей скоростью V при радиусе очистного пространства, равном R . Если первостепенное значение имеет обеспечение заданного радиуса размыва, то это условие возможно использовать для проверочного расчета на обеспечение снарядом полной и качественной очистки формируемого очистного пространства.

Учитывая то, что в выполненном исследовании стенка, от которой отражалась струя, была неразрываемой и непроницаемой, при расчете для реальных добычных камер целесообразно ввести коэффициент запаса не менее 1,5...2,0. Кроме того, для обеспечения выноса грунта с площади всей очистной камеры необходимо периодически поворачивать гидромониторный снаряд или обеспечить его медленное непрерывное вращение.

Для примера сопоставим полученные результаты с результатами отработки Лукояновского титанильменитового месторождения [10]. При разработке месторождения имела место технологическая схема, подобная рассмотренной. Мощность гидромониторного узла была в пределах 100 кВт, при Q_j и P_j соответственно в пределах 110 м³/ч и 3,0 МПа. Радиус очистного пространства оценивался не менее, чем 5 м. В соответствии с изложенной методикой, необходимая предельная мощность гидромо-

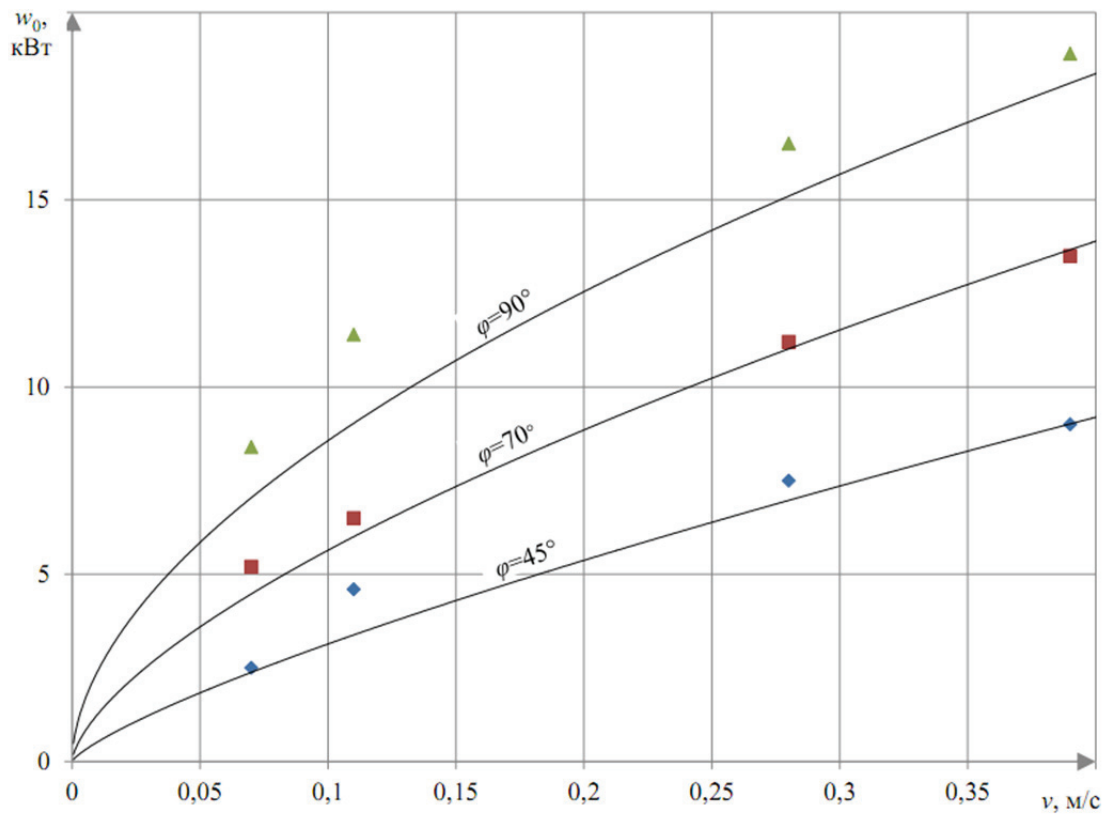


Рис. 2. Зависимость удельной энергии гидротранспорта w_0 грунта от смывающей скорости жидкости v при различных углах атаки гидромониторной струи φ

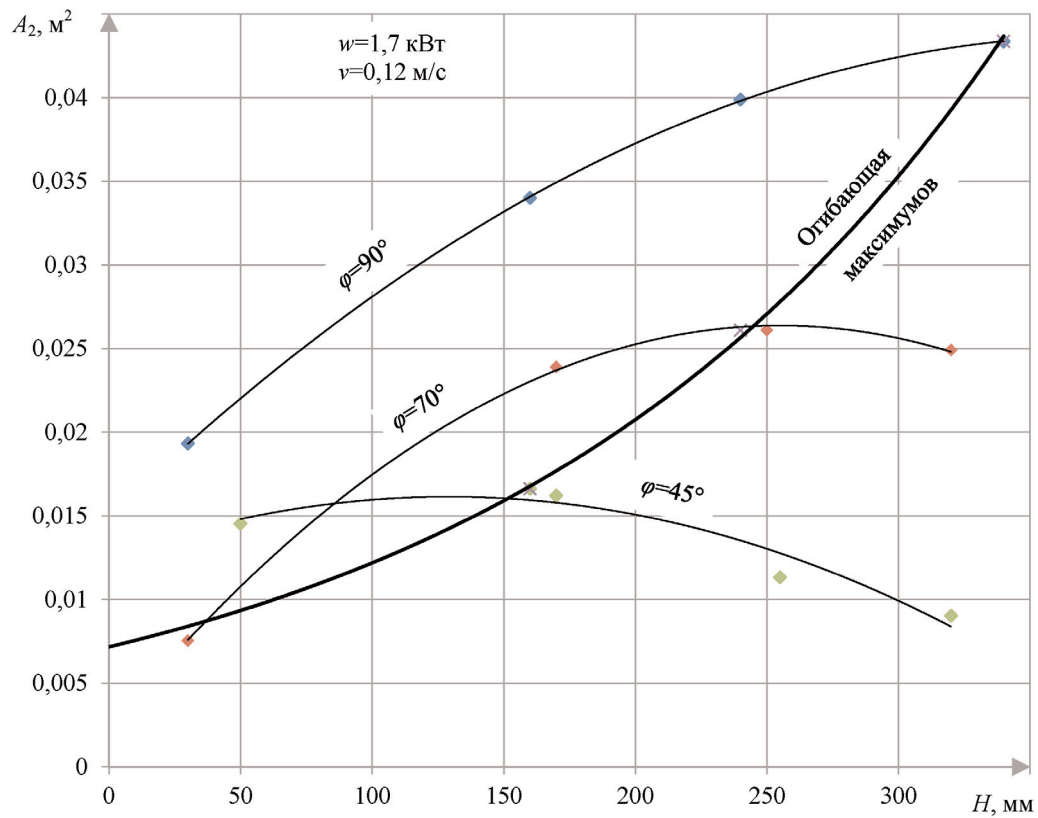


Рис. 3. Зависимость очистной площади A_2 от высоты позиционирования гидромонитора H при различных углах атаки гидромониторной струи φ

нительного узла для эффективного и полного удаления продуктов разрушения из очистного пространства должна быть равна не менее 160 кВт, а следовательно при добычных работах вполне могло иметь место некоторое переотложение тяжелых фракций и неполный вынос грунта на заключительных этапах отработки очистного пространства. Таким образом, теоретически подтверждается сделанный специалистами вывод о том, что для повышения представительности проб необходимо уменьшать размеры очистного пространства и повышать при этом мощность добычных комплексов и производительность по добыче, а решать проблему увеличения массы проб за счет увеличения количества добычных скважин.

Выводы

1. Проведены эксперименты по организации массопереноса при скважинной гидродобыче в затопленном очистном пространстве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Стрельцов В.И., Мининг С.С., Серышев С.Н. Экологические и экономические аспекты освоения глубокозалегающих месторождений КМА // Горный журнал. — 2004. — № 1. — С. 65–68.
2. Фомин Ю.Б. Разработка технологии пульпоприготовления на основании исследований процессов массопереноса твердых частиц при скважинной гидродобыче титано-циркониевых песков: дис. ... канд. техн. наук. — М., 1990. — 176 с.
3. Фролов П.А., Фомин Ю.Б., Федюкин А.Ю. Опытное применение скважинной гидротехнологии для добычи титано-циркониевых песков // I Советско-Югославский симпозиум по проблеме скважинной гидравлической технологии: Матер. симп. — М., 1991. — С. 21–23.
4. Горшенин Н.Е. К вопросу о проектировании скважинной гидродобычи твердых полезных ископаемых // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XIV Междунар. симп. им. акад. М.А. Усова. — Томск, 2010. — Т. 2. — С. 190–191.
5. Разумов И.М. Псевдосжижение и пневмотранспорт сыпучих материалов. — М.: Химия, 1972. — 240 с.
2. Установлено, что обеспечить эффективное удаление горной массы и предотвратить переотложение тяжелых фракций можно путем регулирования мощности, угла атаки и высоты позиционирования над забоем гидромониторной струи при обеспечении вращения гидромонитора.
3. Показано, что основное воздействие на формирование придонного поля скоростей в затопленном очистном пространстве оказывает гидромониторная струя.
4. Доказано, что удельная мощность гидротранспорта грунта посредством отраженной от стенок очистного пространства гидромониторной струи зависит от скорости транспортирования наиболее трудноудаляемой фракции, высоты позиционирования и угла атаки гидромонитора, и не зависит от суммарно затраченной гидравлической мощности и очистной площади.
6. Вильмис А.Л. Совершенствование скважинного крупнообъемного опробования плавунных титан-циркониевых россыпных месторождений: дис. ... канд. техн. наук — М., 2009. — 146 с.
7. Аренс В.Ж., Исмагилов Б.В., Шпак Д.Н. Скважинная гидродобыча полезных ископаемых. — М.: Недра, 1980. — 229 с.
8. Справочник по гидравлическим расчетам / под ред. П.Г. Киселева. — 5-е изд. — М.: Энергия, 1974. — 313 с.
9. Chen Chen, Youhong Sun, Xuewei Feng, Dayong Chen. Bottom hole hydro-transport system in oil shale borehole mining // COSTAR. 2011. URL: http://www.costar-mines.org/oss/30/paper/Paper_18-21-Chen_Chen.pdf (дата обращения: 25.03.2012).
10. Ницевич О.А., Цурло Е.Н., Янушенко А.П. Опыт проведения добычных работ методом скважинной гидродобычи // Горный информационно-аналитический бюллетень. — 2010. — № 4. — С. 34–42.

Поступила 20.04.2012 г.

УДК 551.510.535:551.501.8

ВАРИАЦИИ КОМПОНЕНТ РАДИАЦИОННОГО ФОНА В СЕЙСМИЧЕСКИ АКТИВНОМ И СПОКОЙНОМ РЕГИОНАХ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

А.В. Вуколов¹, И.И. Ипполитов^{1,2}, В.Д. Каратаев¹, П.М. Нагорский^{1,2}, С.В. Смирнов^{1,2}, П.П. Фирстов, В.С. Яковлева¹

¹Томский политехнический университет

²Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

E-mail: vukolov@tpu.ru

Представлены предварительные результаты скоординированных экспериментов по изучению взаимной связи между компонентами естественного радиационного фона и метеорологических величин в сейсмически активном и пассивном районах. Выявлены принципиальные отличия в согласованности вариаций β -, γ -излучений на временных интервалах от синоптического до годового в сейсмически спокойном и активном регионах.

Ключевые слова:

Радон, торон, продукт распада, активность, радиоактивное равновесие, метеорологическая величина, приземная атмосфера.

Key words:

Radon, thoron, decay product, activity, radioactive equilibrium, meteorological value, ground atmosphere.

Введение

Интерес к вариациям уровня естественного радиационного фона вызван необходимостью оценки ионизирующей радиации в физике приземного слоя атмосферы, радиоэкологии, сейсмологии. Процессы обмена почвенного воздуха и его составляющих с приземной атмосферой приводят к выносу в приземный слой атмосферы почвенных газов, в том числе радона, и к поступлению в почву атмосферных газов. Помимо геологических процессов, приводящих к изменению плотности потока ионизирующей радиации с поверхности грунта, факторами, управляющими скоростью и направлением газового обмена между почвой и приземной атмосферой, являются вариации температур поверхностного слоя почвы и приземного слоя атмосферы, атмосферного давления, влажности, солнечной радиации, скорости и направления ветра. Совместное воздействие перечисленных факторов сложным образом влияют на вариации ионизирующей радиации.

1. Современное состояние исследований

На основании суммирования накопленного мирового банка данных по временным рядам вариаций уровня радиоактивности приземной атмосферы, выявлено влияние следующих факторов на их временную динамику — метеорологических процессов, астрономических явлений и изменений в литосфере. Отметим, что основным направлением исследований динамики уровня радиоактивности приземного слоя атмосферы до сих пор является искусственная радиоактивность, вызванная испытаниями ядерного оружия, техногенными авариями и технологическими процессами. Вариациям характеристик полей ионизирующих излучений естественного происхождения уделяется значительно меньше внимания, хотя природная радиоактивность и её вариации существовали всегда. Поэтому совершенно справедливо в работе [1] подчеркнуто: «...необходимость пересмотра существующей ситуации, когда единственным критери-

ем радоноопасности является плотность потока радона с поверхности почв, измеренная «мгновенно» в случайный момент времени, признается уже практически всеми».

Возникающие в литосфере зоны растяжений и сжатий, приводят к изменению интенсивности потоков газов (в том числе и радона) из земных недр в атмосферу. Таким образом, вариации потока ионизирующей радиации являются индикатором изменения напряжений в литосфере и могут быть использованы в качестве предвестника землетрясений. Поэтому, основные исследования (мониторинг) временных вариаций ионизирующей радиации ведутся в районах с высокой сейсмической активностью [2–4].

Регистрация и последующий анализ полей ионизирующих излучений в атмосфере проводится, как правило, только по одному виду излучений (альфа, бета, гамма, либо нейтронное) или по одному типу радионуклида (как правило – радону). В метеорологических исследованиях приземного слоя атмосферы регистрируется набор стандартных метеовеличин с весьма большим временным тактом (3 ч и более). Помимо стандартных метеовеличин регистрируется дополнительный набор метеорологических данных. Отдельными экспериментами регистрировались: вертикальные потоки импульсов тепловой энергии; составляющие ветра, давления и температуры; параметр турбулентности приземного слоя. Были также проведены измерения уровня приходящей солнечной радиации в видимом и ультрафиолетовом диапазонах и электро-

физические параметры приземного слоя. Регистрация радиоактивной составляющей приземной атмосферы в таких экспериментах, как правило, не ведётся. В пограничном слое атмосферы дочерние продукты распада торона и радона являются центрами формирования аэроэлектрических структур, эволюция которых приводит, в конечном итоге, к изменению режима облачности, и, в долгосрочной перспективе, к изменениям климата [5–7].

В сейсмически опасных районах на пространственно-временные вариации плотности потока ионизирующих излучений, связанные с изменением напряжений в литосфере, накладываются «фоновые» вариации, обусловленные метеорологическими и иными причинами, не связанными с процессами подготовки землетрясений. С точки зрения выявления предвестников землетрясений эти «фоновые» вариации представляют собой помехи, спектр которых и факторы, управляющие ими, – слабо изучены. Таким образом, возникла проблема сравнительной оценки спектрально-временных параметров «фоновых» вариаций β -, γ -радиации и выявления их взаимных связей с метеорологическими и атмосферно-электрическими величинами приземного слоя.

2. Техническое оснащение и методология мониторинга

Пункт скоординированного мониторинга расположен в г. Томске и включает в себя оборудование для непрерывных автоматизированных измерений физических полей: β -, γ -излучения, давление,

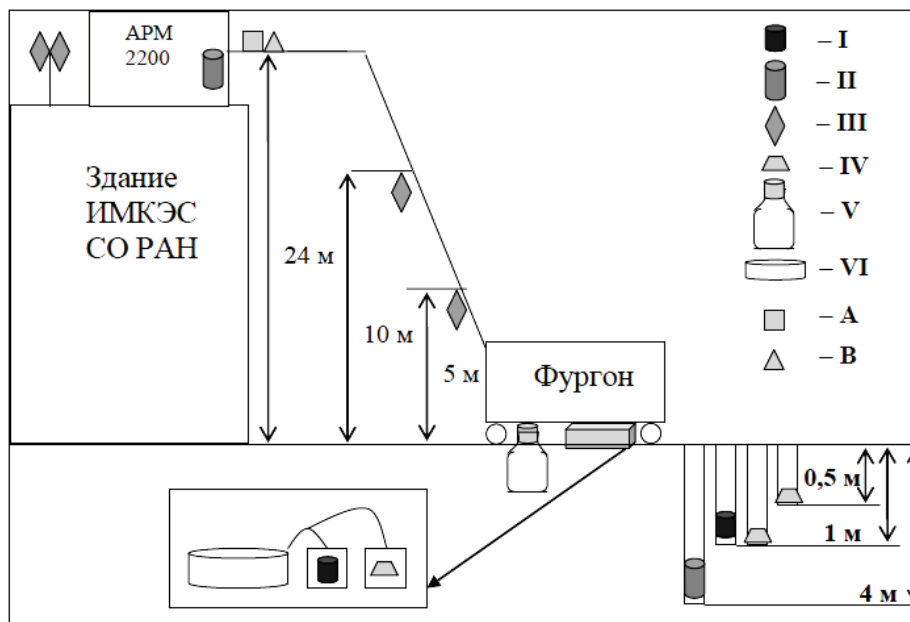


Рис. 1. Схема размещения датчиков ИМКЭС–ТПУ на экспериментальной площадке ИМКЭС: А – метео- и актинометрические датчики; В – датчики электрических параметров; I) сцинтилляционный α -детектор ZnS; II) сцинтилляционный γ -детектор NaI (Тl); III) газоразрядный счетчик β -излучения ТС-6; IV) торцевой счетчик β -излучения СБТ-10; V) полупроводниковый коаксиальный германиевый детектор ДГДК-100В γ -излучения с чувствительностью 100 м², установленный в сосуд Дьюара; VI) – автоматизированная накопительная камера для измерения ППР; АРМ 2200 – радиометр радона (SA-RAD GmbH, Germany)

температуры, влажности, суммарной радиации, напряжённости электрического поля, электропроводности атмосферы, характеристик атмосферной турбулентности, общего содержания озона.

Мониторинг атмосферно-электрических, метеорологических и актинометрических величин (температура приземного слоя атмосферы T , давление p , относительная влажность, скорость и направление ветра температура поверхности и подповерхностные температуры на серии глубин) проводится с помощью автоматизированной информационно-измерительной системы. В её состав включены измерители напряжённости электрического поля атмосферы «Поле-2», полярных электропроводностей атмосферного воздуха «Электропроводность-2» и уровня γ -фона. Приходящая солнечная радиация измеряется пиранометром Kipp&Zonen CM-11 и фотометром NILU-UV-6T.

В 2006 г. измерения велись на стандартной метеоплощадке. Начиная с марта 2007 г. измерения перенесены на специально оборудованную наблюдательную площадку, расположенную на мезонине корпуса ИМКЭС СО РАН на высоте 24 м. Детектор мощности дозы γ -излучения на основе газоразрядных счетчиков расположен внутри помещения, которое находится непосредственно под измерительной площадкой. Такт съема данных до октября 2007 г. составлял 1 мин, а с октября 2007 г. уменьшен до 30 с. Параллельно, измерения основных метеопараметров и характеристик турбулентности с тактом в 1 мин ведутся с помощью двух ультразвуковых метеостанций АМК-3 [8].

Для анализа влияния приземного слоя атмосферы на потоки радона и торона с поверхности земли, распределение радона, торона и дочерних

продуктов их распада [9], а также создаваемых ими потоков ионизирующих излучений по высоте разработана и апробирована методика проведения мониторинга характеристик радонового поля, потоков ионизирующих излучений, метеорологических и атмосферно-электрических параметров. Детальная схема экспериментальной установки приведена на рис. 1. Площадка для измерений расположена на территории Института метеорологических климатических экологических систем (ИМКЭС) г. Томск. Вторая площадка расположена на территории п. Паратунка Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, рис. 2, а.

На рис. 2, б показана схема тектонического строения полуострова Камчатка и помечено местоположение станции мониторинга. На карте обозначены районы: 1 – кайнозойские осадочные толщи; 2 – выступы вулканогенно-осадочных и кремнисто-вулканогенных толщ островных дуг и окраинных морей; 3 – Западно-Камчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканический пояс; 4 – Центрально-Камчатская зона (вулканогенные, кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи островных дуг и окраинных морей); 5 – выступы метаморфических пород; 6 – лесовские и хозгонские флишевые толщи; 7 – Центрально-Камчатский прогиб; 8 – Восточно-Камчатская зона; 9 – Тюшевский прогиб; 10 – зона террейнов восточных полуостровов Камчатки; 11 – Центрально-Камчатский вулканический пояс; 12 – Восточно-Камчатский вулканический пояс; 13 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные. Цифрами на схеме обозначены: 1–2 районы Пенжинский, Паланский; 3 – полуостров Омгон; 4 –

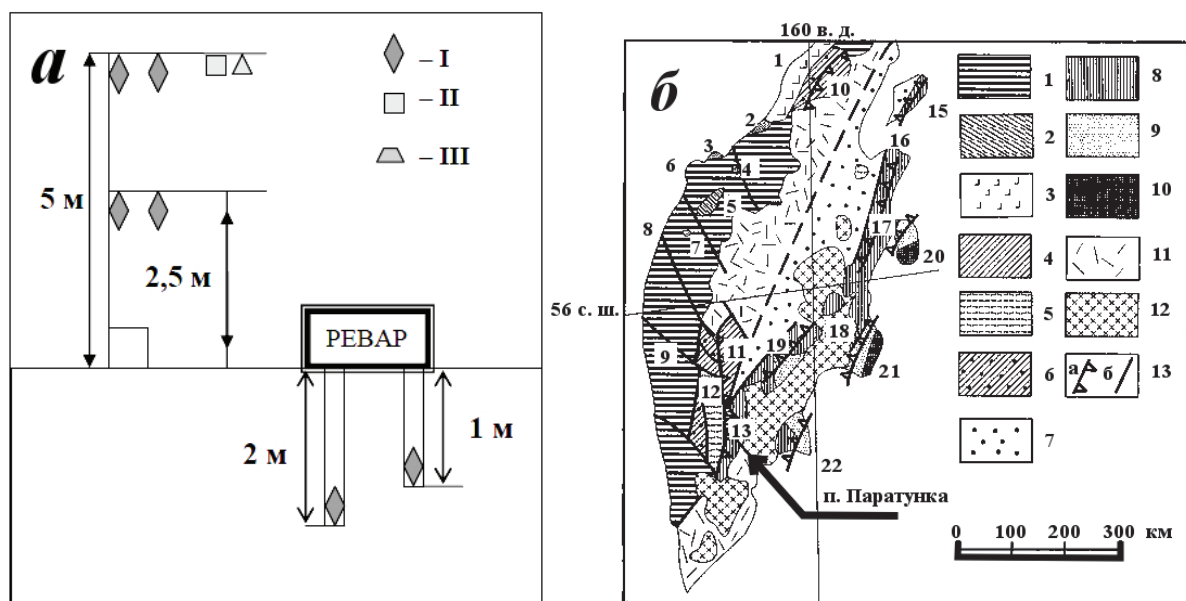


Рис. 2. Экспериментальная площадка. а) схема размещения датчиков Паратунка, Камчатка–ТПУ на экспериментальной площадке Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский: I) газоразрядный счетчик β -излучения СТС-6; II) метео- и актинометрические датчики; III) торцевой счетчик β -излучения СБТ-10. б) схема тектонического строения полуострова Камчатка, стрелкой обозначено местоположение станции мониторинга

бассейн река Рассошина; 5 – система хребтов Кылымс-Медвежий-Пенсантайн; 6 – полуостров Утхолок; 7 – бассейн река Тихая; 8 – мыс Хайрюзова; 9 – Колпаковский район; 10 – Камчатский перешеек; 11 – юг Срединного хребта; 12–14 – Малкинский, Ганальский и Хавывенский выступы метаморфических пород; 15 – остров Карагинский; 16 – полуостров Озерной; 17–19 хребет Кумроч, Тумрок, Валагинский; 20–22 полуострова Камчатский мыс, Кроноцкий, Шипунский.

Согласно схеме рис. 1 дополнительно предполагается вести параллельный мониторинг потоков α -, β -, γ -излучений на высоте 25 м в приземном слое атмосферы и на глубине 1 м в подпочвенном слое. Вертикальное распределение потока β -излучения планируется изучать как по высоте (в воздухе – 5, 10 и 25 м), так и по глубине (на 0,5 и 1 м в почве). На высоте 25 м в стандартной метеобудке расположены: сцинтилляционный NaI (Тl) детектор, регистрирующий поток γ -излучения; два газоразрядных счетчика β -излучения (тип СТС-6), такт смена данных с которых составляет 2 мин.

Непосредственно на поверхности земли размещены γ -спектрометр на основе полупроводникового коаксиального германиевого детектора ДГДК–100В, который позволит производить разделение сигналов на вариативную (γ -излучающие продукты распада радона и торона) и стационарную (почвенные радионуклиды) компоненты, а также автоматизированный комплекс для непрерывных измерений плотности потока радона и торона с поверхности земли. При промерзании почвы и/или наличии на поверхности почвы льда радинообмен между почвой и атмосферой затруднен: радон в почвенном воздухе на небольших глубинах начинает накапливаться, и его активность – достигать равновесного значения. Для учета этого фактора, а также оценки временных колебаний температуры активного слоя почвы и связанных с этим вариаций конвективного газообмена с атмосфе-

рой, запланировано размещение резисторных температурных датчиков на поверхности почвы и на серии глубин (до 4 м). Для анализа динамики объемной активности почвенного радона и торона, невозмущенную изменением метеоусловий, предполагается установка сцинтилляционного NaI (Тl) детектора на глубине 5 м.

После анализа первых результатов многофакторного эксперимента, было решено усложнить схему эксперимента, добавив 6 газоразрядных счетчиков к имеющимся, согласно схеме, на рис. 3, а. В итоге, созданная линейка счетчиков, в дополнение к имеющимся на мезонине здания ИМКЭС, позволяет детально изучать вертикальное распределение плотности потоков β -, γ -излучений и МЭД γ -излучения до высоты 25 м. Схема исследования распределения полей ионизирующих излучений на модернизированной экспериментальной площадке представлена на рис. 3, б.

На Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в 1997–2002 гг. была создана сеть пунктов мониторинга подпочвенного радона с целью прогноза сильных землетрясений Авачинского залива [2, 3]. Регистрация подпочвенного радона с ноября 1999 г. ведется радиометрами «РЕВАР», в которых используется пассивный (без пробоотбора) способ измерения β -излучения продуктов распада радона газоразрядными счетчиками (СТС-6, СБМ-19). Счетчики устанавливались в заборных емкостях (оцинкованное ведро) объемом 10 л, которые закапывались на глубину 1 или 2 м. Накапливаемые данные с частотой дискретизации 6 цикл/ч сохраняются в сменном модуле энергонезависимого запоминающего устройства и затем переносятся в ПК через последовательный порт RS-232. Переход к размерности объемной активности (Бк/м³) осуществлялся на основании эмпирических соотношений, полученных после одновременных измерений эталонным радиометром РРА-01-03М и «РЕВАР». Вблизи здания Института вул-

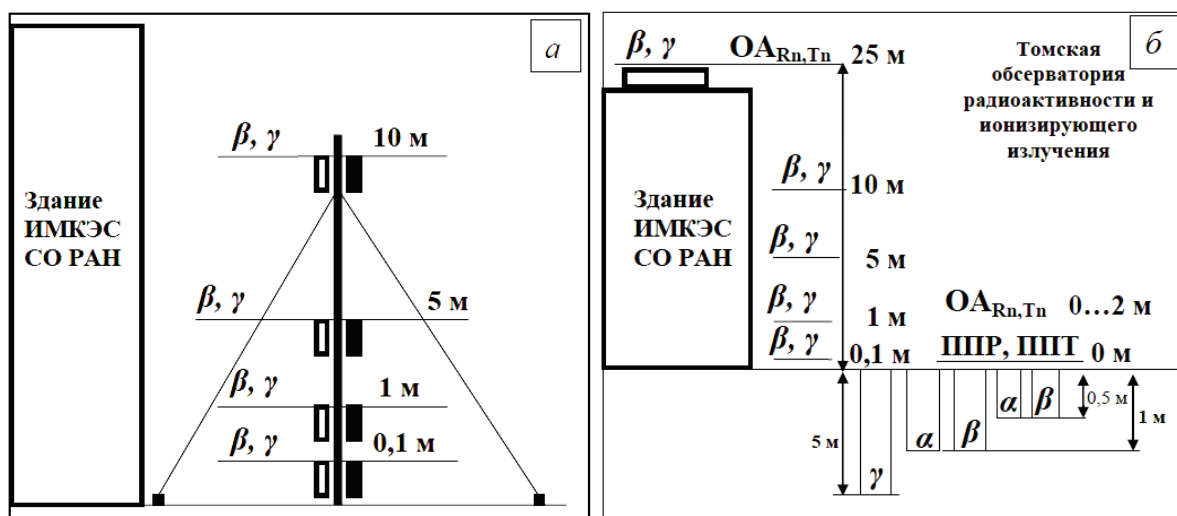


Рис. 3. Схема измерения характеристик полей ионизирующих излучений, радона и торона

канологии и сейсмологии ДВО РАН (ИНС1) на базе скважины глубиной 350 м в подземном бункере расположен опорный пункт. Схема расположения аппаратуры в этом пункте приведена в [3, 9].

Дополнительно для осуществления многофакторного скоординированного эксперимента на Петропавловск-Камчатском геодинимическом полигоне с начала 2009 г. проведена модернизация измерительного комплекса. В результате производится мониторинг потоков β -, γ -излучений на высотах 2,5 и 5 м в приземном слое атмосферы (рис. 1, 2).

Результаты скоординированных экспериментов дополняются текущими данными о космической погоде, распространяемых открыто в сети INTERNET (поток солнечного радиоизлучения, числа Вольфа, индексы геомагнитной активности, интенсивность потока космических лучей и т. д.). Более подробное описание аппаратного и методического обеспечения мониторинга представлено в [9].

3. Сезонные вариации составляющих радиационного фона в сейсмически пассивном регионе

Предварительный анализ данных мониторинга позволил установить, что в рядах данных мониторинга существуют вариации с периодами от единиц минут до года. Например, на временных масштабах от синоптического до годового вариации γ -фона оказываются связанными с изменениями атмосферного давления (уменьшение атмосферного давления приводит к росту уровня γ -фона и наоборот). Вариации с масштабом 2 сут и менее, связаны с внутрисуточными вариациями и отдельными выбросами. Вариации, с длительностью от 2 до 7–10 сут., относятся к синоптическому масштабу метеорологических явлений.

Исходные ряды данных были пропущены через 2 фильтра низких частот (ФНЧ) с верхними частота-

ми среза, равными $(2 \text{ сут})^{-1}$ и $(3 \text{ ч})^{-1}$, а также через полосовой фильтр с интервалом периодов: $2 \text{ ч} - 2 \text{ сут}$.

В целом, в летних условиях вариации γ -фона с суточным периодом выражены слабо по сравнению с аналогичными вариациями β -фона, однако существуют интервалы, когда они проявляются достаточно ярко. Не менее сложной оказывается временная динамика вариаций β -компоненты. Вариации β -фона оказываются сравнительно слабо связанными с вариациями атмосферного давления на синоптического масштаба и тесно связанными с суточными вариациями полярных электропроводностей атмосферы, её температуры, плотности и давления водяного пара. Таким образом, оказалось, что вариации γ -, β -излучений слабо связаны между собой, однако на отдельных периодах синоптического масштаба связь между вариациями γ -, β -излучений может быть весьма высокой [10, 11].

Перейдем к анализу данных мониторинга на годовом масштабе. В годовом цикле временные вариации β -, γ -излучений в г. Томске, иллюстрируются рис. 4. Представлены панели: а) β -фон (24 м), $1/\text{м}^2\text{с}$; б) γ -фон внутри помещения (24 м), $1/\text{м}^2\text{с}$; в) атмосферное давление, ГПа; г) температура атмосферного воздуха, $^{\circ}\text{C}$. Данные представлены за период с III квартала 2009 г. по II квартал 2011 г. Таким образом, на годовом интервале вариации β -, γ -излучения находятся фактически в противофазе с сезонными изменениями атмосферного давления. Но хорошо совпадает, с небольшим (в пределах 1–2 мес.) сдвигом по фазе, с температурной вариацией атмосферного воздуха. Вместе с тем, как видно из рис. 4, существует небольшой (в пределах 1–2 мес.) сдвиг по фазе в годовом цикле между вариациями уровня β -, γ -фона.

Отметим, что механизм воздействия ионизирующих излучений естественного происхождения

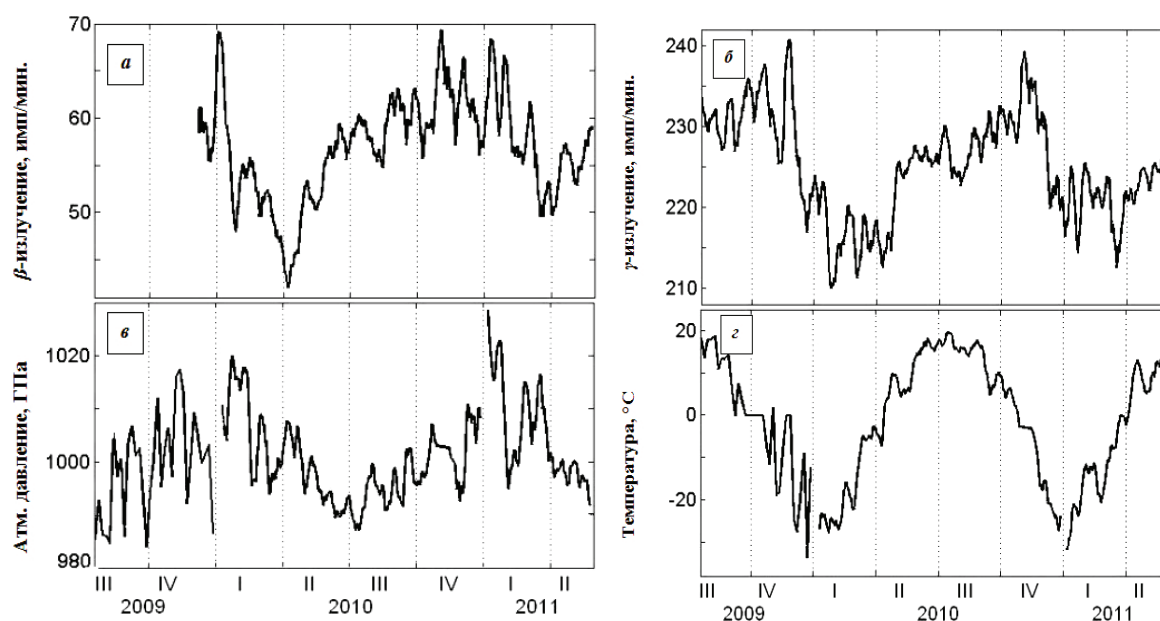


Рис. 4. Вариации основных компонент радиационного фона на годовом интервале в сейсмически спокойном регионе

на окружающую среду определяется видом излучения. Поток β -частиц способны проходить в воздухе расстояние от десятков см до нескольких метров, в зависимости от их энергии, в биологических тканях величина пробега этих частиц лежит в пределах от долей до единиц см. Поток фотонов γ -излучения обладает высокой проникающей способностью, и в воздухе может проходить расстояния более 1 км. В приземной атмосфере β -, γ -фон обусловлен одними и теми же источниками: почвенными радионуклидами и атмосферными продуктами распада радона и торона.

4. Сезонные вариации составляющих радиационного фона в сейсмически активном регионе

Проведем анализ данных мониторинга на годовом временном масштабе, полученных в сейсмически активном регионе. Годовой ход отдельных составляющих радиационного фона и основных метеовеличин иллюстрируются рис. 5. Представлены панели: 1) β -фон (высота датчика — 5 м пунктирная линия, 2,5 м — сплошная), 1/м²с; 2) γ -фон (5 м — пунктирная линия, 2,5 м — сплошная), 1/м²с; 3) атмосферное давление, гПа; 4) температура атмосферы. Данные представлены за период с III квартала 2009 г. по II квартал 2011 г. Для удаления вариаций суточного и внутрисуточного масштабов исходные ряды компонент радиационного фона были пропущены через фильтр низких частот с верхней частотой среза, равной (2 сут)⁻¹. Ряды метеоданных были пропущены через 2 ФНЧ с верхними частотами среза, равными (2 сут)⁻¹ и (3 ч)⁻¹.

Как следует из анализа данных мониторинга на годовом интервале, вариации γ -излучений

на обеих высотах находятся фактически на постоянном уровне до перехода температуры атмосферы к отрицательным значениям. После этого начинается плавное, фактически линейное, уменьшение уровня γ -фона вплоть до того момента, когда температура не станет положительной. Такое поведение γ -фона на годовом интервале очевидно связано с промерзанием почвы при отрицательных температурах и блокированием выхода почвенного радона в приземную атмосферу.

Явной связи γ -фона с сезонными изменениями атмосферного давления за анализируемый интервал выявлено не было, что, по-видимому, обусловлено малой амплитудой колебаний давления в данном годовом цикле.

Обратимся к анализу временной динамики вариаций β -компоненты. В вариациях β -фона выделяются 2 максимума, которые приходятся на осеннее и весеннее равноденствие, и 2 минимума — глобальный и локальный. Глобальный минимум регистрируется в летнее время, а локальный — во время зимнего солнцестояния. На большей высоте локальный минимум выражен более ярко. В периоды равноденствия возрастает также размах флуктуаций уровня β -фона. Выявленные особенности временной динамики β -фона в сейсмически активном регионе с морским климатом резко контрастируют как с поведением γ -фона в том же регионе, так и с поведением β -, γ -излучений в сейсмически спокойном регионе с резко континентальным типом климата. Выяснение причин такого различия в поведении основных составляющих радиационного фона естественного происхождения — тема отдельного исследования.

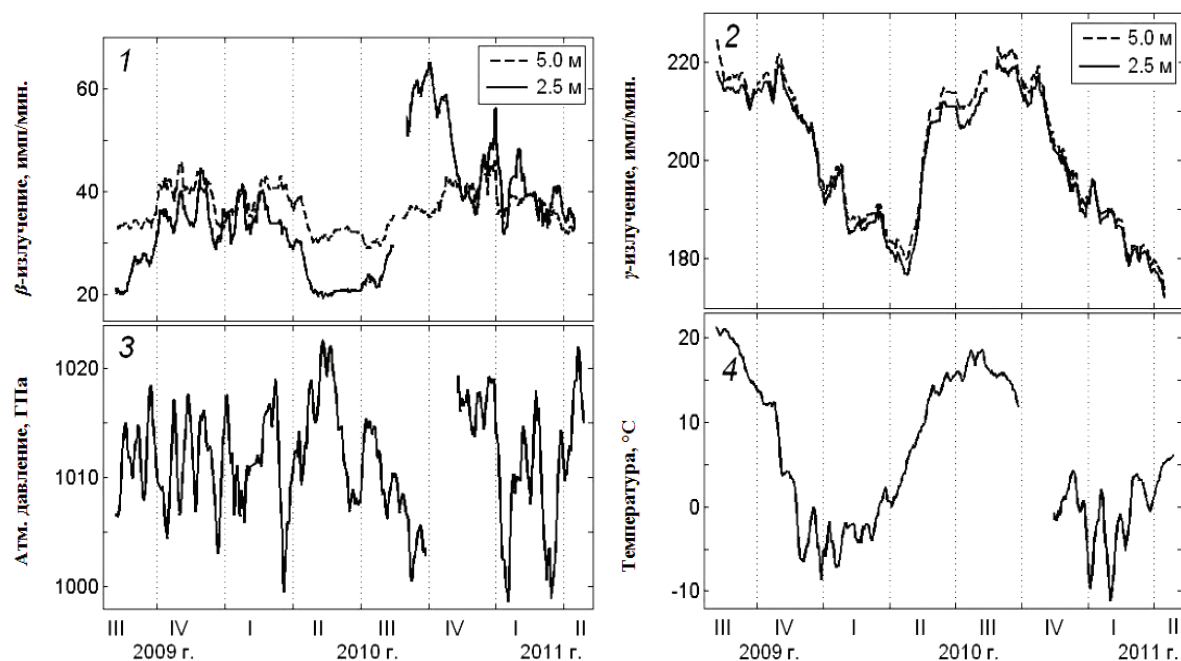


Рис. 5. Вариации компонент радиационного фона на серии высот приземной атмосферы в сейсмически активном регионе

Заключение

В результате многофакторного мониторинга в сейсмически спокойном регионе с резко континентальным климатом и в сейсмически активном районе с морским типом климата выявлены принципиальные отличия в согласованности вариаций β -, γ -излучений на временных интервалах от синоптического до годового:

- Наблюдается несогласованность временных вариаций уровней различных видов естественного ионизирующего излучения, поставлен вопрос о влиянии этого факта на окружающую среду.
- В приземной атмосфере сейсмически активного региона в вариациях β -фона существуют 2 максимума и 2 минимума

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Микляев П.С., Петрова Т.В. Механизмы формирования потока радона с поверхности почв и подходы к оценке радоноопасности селитебных территорий // Аппаратура и новости радиационных измерений. – 2007. – Т. 66. – № 2. – С. 2–16.
2. Firstov P.P., Yakovleva V.S., Shirokov V.A., Rulenko O.P., Filipov Yu.A., Malysheva O.P. The nexus of soil radon and hydrogen dynamics and seismicity of the northern flank of the Kuril – Kamchatka subduction zone // Annals of Geophysics. – 2007. – V. 50. – № 4. – P. 283–291.
3. Фирстов П.П. Мониторинг объемной активности подпочвенного радона (^{222}Rn) на Паратунской гидротермальной системе в 1997–1998 гг. с целью поиска предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 1999. – Т. 5. – № 6. – С. 33–43.
4. Уткин В.И. Газовое дыхание Земли // Соросовский образовательный журнал. – 1997. – Т. 2. – № 1. – С. 57–84.
5. Анисимов С.В., Мареев Е.А., Шихова Н.М. Механизмы связи аэроэлектрического и температурного полей в нижней атмосфере // Известия вузов. Сер. Радиофизика. – 2006. – Т. 49. – № 1. – С. 35–52.
6. Трахтенгерц В.Ю., Иудин И.Д. Актуальные проблемы электродинамики грозового облака // Известия вузов. Сер. Радиофизика. – 2005. – Т. 48. – № 9. – С. 810–821.
7. Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Нагорский П.М., Смирнов С.В. Изменчивость метеорологических и атмосферно-электрических величин в приземном слое атмосферы в предгрозовых ситуациях // Оптика атмосферы и океана. – 2009. – Т. 22. – № 1. – С. 11–16.
8. Азбукин А.А., Богушевич А.Я., Ильичевский В.С. и др. Автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс АМК–03 // Метеорология и гидрология. – 2006. – Т. 1. – № 11. – С. 89–97.
9. Яковлева В.С., Ипполитов И.И., Кабанов М.В. и др. Скоординированный многофакторный эксперимент по анализу процессов поступления почвенного радона в приземный слой атмосферы // Аппаратура и новости радиационных измерений. – 2009. – Т. 67. – № 4. – С. 55–60.
10. Нагорский П.М., Ипполитов И.И., Смирнов С.В., Яковлева В.С. Влияние направления воздушного потока на динамику атмосферных полей бета- и гамма-излучений // Известия вузов. Сер. Физика. – 2010. – Т. 53. – № 11/2. – С. 51–54.
11. Нагорский П.М., Ипполитов И.И., Смирнов С.В. и др. Особенности мониторинга радиоактивности в системе «литосфера – атмосфера» по бета- и гамма-излучениям // Известия вузов. Сер. Физика. – 2010. – Т. 53. – № 11/2. – С. 55–59.

Выполнено при поддержке АВЦП «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/544 и проекта СО РАН № VII.63.1.1.

Поступила 05.05.2011 г.

УДК 534.6.08

АКУСТИЧЕСКИЕ ШУМЫ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ НА ПРИМЕРЕ г. ТОМСКА

А.А. Бочаров, А.Г. Колесник, А.В. Соловьев

Томский государственный университет

E-mail: euphoria@docsis.ru

Предложена методика построения карты шума города по спектральным характеристикам акустических шумов. Построены карты акустических шумов в звуковом и инфразвуковом диапазоне частот, а также карты пространственного распределения показателя спада по данным измерений в г. Томске.

Ключевые слова:

Карта шума города, инфразвук, показатель спада, спектр акустических шумов.

Key words:

Noise map of the city, infrasound, recession indicator, spectrum of acoustic noise.

Акустический шум является важным экологическим фактором в окружающей среде. В городских условиях акустические шумы характеризуются большим многообразием источников техногенного происхождения связанных с деятельностью человека. Наиболее распространенными источниками являются энергетические подстанции, тяжелая строительная техника, и движение транспорта.

Технологическое, промышленное и социальное развитие населенных пунктов сопровождается ростом шумового загрязнения их окружающей среды. В последнее десятилетие уровень шума в больших городах вырос в 10...15 раз. Влияя на психику человека, он вызывает рассеянность, усталость и другие симптомы. Длительное пребывание под воздействием шума может привести к различным психическим заболеваниям и расстройствам, а также оказывает влияние на сердечно-сосудистую систему человека [1, 2]. Поэтому в городах остро встает необходимость выявления районов с повышенной шумовой загрязненностью, так как именно в них наиболее часто происходят ДТП и другие аварии на строительных и монтажных работах [3, 4].

Целью данной работы является определение мест урбанизированной территории с наиболее высоким уровнем акустических шумов, картирование территорий по их спектральным характеристикам и анализ спектральных характеристик акустических шумов по данным измерений в г. Томске.

Для выявления мест с наиболее высоким уровнем акустических шумов используют карты шумовой загрязненности — это удобный инструмент для изучения, прогнозирования и контроля шума в окружающей среде. Основная цель карты шумовой загрязненности — создание визуального представления шума в окружающей среде на определенной географической территории.

Существуют различные методики определения уровня акустических шумов в городских условиях. Различие заключается в выборе измерительных пунктов, а также измеряемых величин. Например, при построении шумовой карты г. Тайнан (Тайвань), территория города была разделена на 8 зон:

жилая зона; культурная и образовательная, включая все культурные или образовательные учреждения; коммерческая; сельскохозяйственная; индустриальная; так называемый синий пояс, включая водные системы; зеленый пояс, включая парки; и другие. Для этих зон рассчитывались усредненные значения уровня акустических шумов [5]. В г. Вальдивии (Бразилия), для определения измерительных пунктов, на географическую карту города была нанесена сетка с размером ячейки 400×400 м. Измерения уровня акустических шумов проводились в узлах этой сетки не зависимо от архитектурной планировки города [6]. В г. Саппоро (Япония), при построении карты шумовой загрязненности, территория города была разделена на восемь кольцевых зон на расстоянии 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 и 8 км от центра города [7]. В этих городах измерения уровня акустических шумов проводились в звуковом диапазоне частот. Измеряемой величиной являлся эквивалентный по энергии уровень звука $L_{Аэкв}$, который определяется по формуле:

$$L_{Аэкв} = 10 \lg \left[\frac{1}{T} \int_0^T \left(\frac{p(t)}{p_0} \right)^2 dt \right],$$

где $p(t)$ — текущее значение среднего квадратичного звукового давления, Па; $p_0 = 2 \cdot 10^{-5}$ Па — порог слышимости; T — время действия шума в ч.

Эквивалентный по энергии уровень звука $L_{Аэкв}$ непостоянного шума соответствует уровню такого постоянного шума, энергия которого равна энергии непостоянного шума за промежуток времени T . Данный подход к измерениям уровня шума не дает представления о спектральном составе и распределении энергии в исследуемом диапазоне частот.

Предлагаемая методика отличается от описанных выбором измерительных пунктов и измеряемых параметров. Помимо измерений уровня акустических шумов в звуковом диапазоне частот, проводятся измерения уровня акустических шумов инфразвукового диапазона частот, так как колебания именно этого диапазона являются наиболее вредными и опасными для здоровья человека. На-

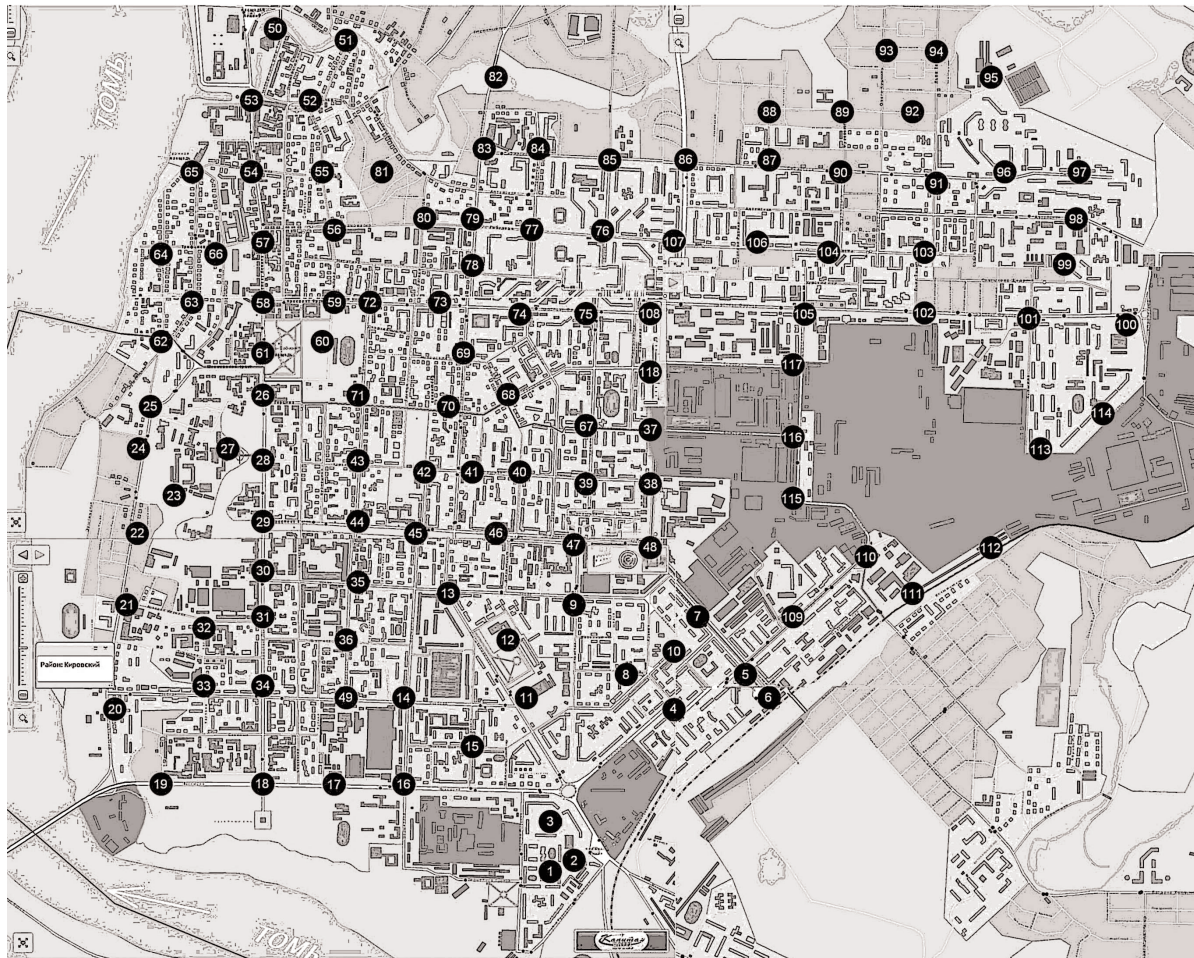


Рис. 1. Расположение измерительных пунктов по карте г. Томска (на основе 2ГИС Томск)

ибольшее акустическое загрязнение находится в местах повышенной деловой активности населения. Поскольку Кировский и Советский район являются деловым центром г. Томска, то измерения проводились в этих районах. Измерительные пункты размещались в местах наибольшего скопления транспорта и населения. Число измерительных пунктов в общей сложности составило 118 ед. На рис. 1 представлено расположение измерительных пунктов.

Спектр акустических шумов может иметь сложную структуру, но в общем случае описывается степенной зависимостью интенсивности шума от частоты (рис. 2).

Формы спектра акустических шумов описываются функциональной зависимостью:

$$I = I_s f^{-\alpha}, \quad (*)$$

где I_s – интенсивность шума на частоте 1 кГц для звукового диапазона частот, которая соответствует величине уровня звука в фонах, и 10 Гц – для инфразвукового диапазона частот; f – частота, α – показатель спада спектральной интенсивности [3, 8]. Показатель спада характеризует уменьшение амплитуды спектра с увеличением частоты и используется для определения структуры спектра.

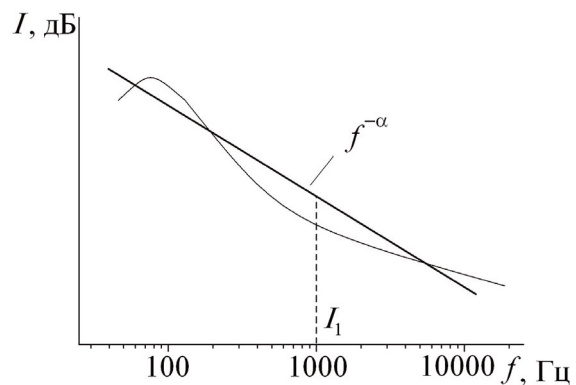


Рис. 2. Форма спектра акустических шумов и его модельное представление

При увеличении показателя спада в спектре будет наблюдаться увеличение крутизны спада интенсивности с ростом частоты. Если показатель спада стремится к нулю, то спектр будет ближе к равномерному. Показатель спада позволяет проводить оценку соотношения интенсивности низко- и высокочастотной частей спектра.

На основе предложенной методики проведено картирование Кировского и Советского района г. Томска по спектральным характеристикам аку-

стических шумов. Измерения проводились с помощью шумомера – анализатора спектра «ОКТАВА – 101 АМ» в один и тот же интервал местного времени – с 12:00 до 14:00 ч., что соответствует повышенной деловой активности города. Измерения проводились в осенний период времени в сухую

погоду без сильного ветра. В измерительном пункте микрофон ненаправленного действия располагался на высоте 1,5 м над поверхностью земли. В каждом пункте измерения проводились по 3 раза через 5-и минутный интервал времени. Полученные данные усреднялись, затем рассчитывались ус-

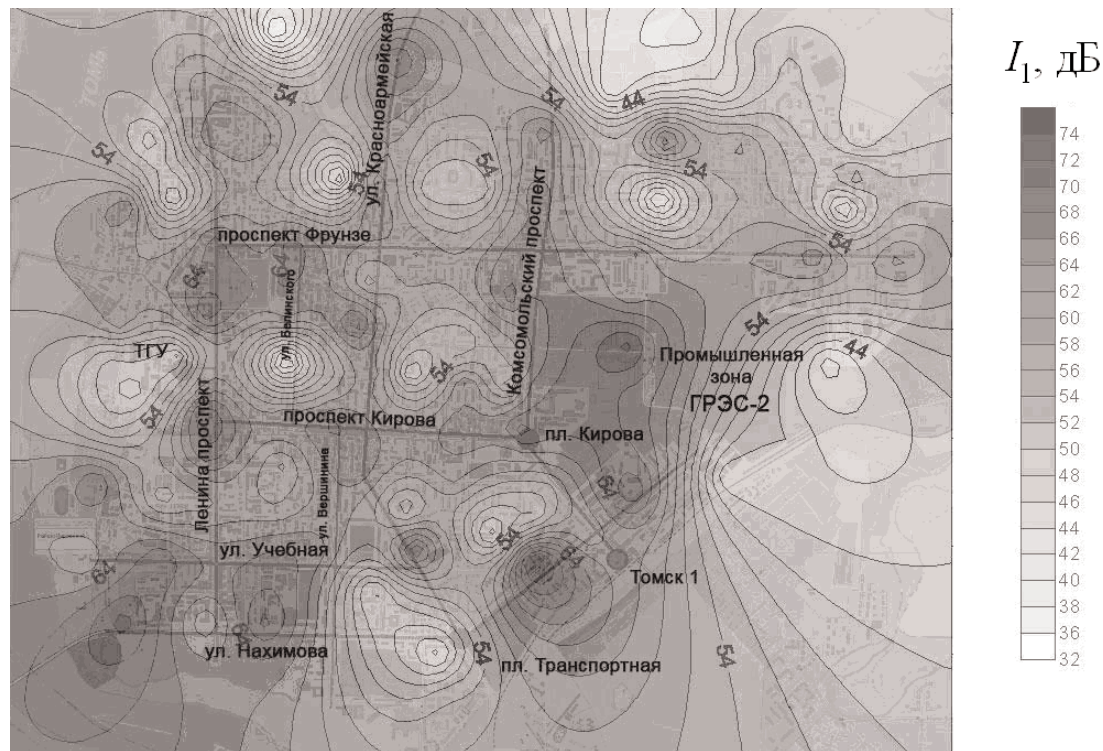


Рис. 3. Уровень шума на частоте 1 кГц в измерительных пунктах г. Томска

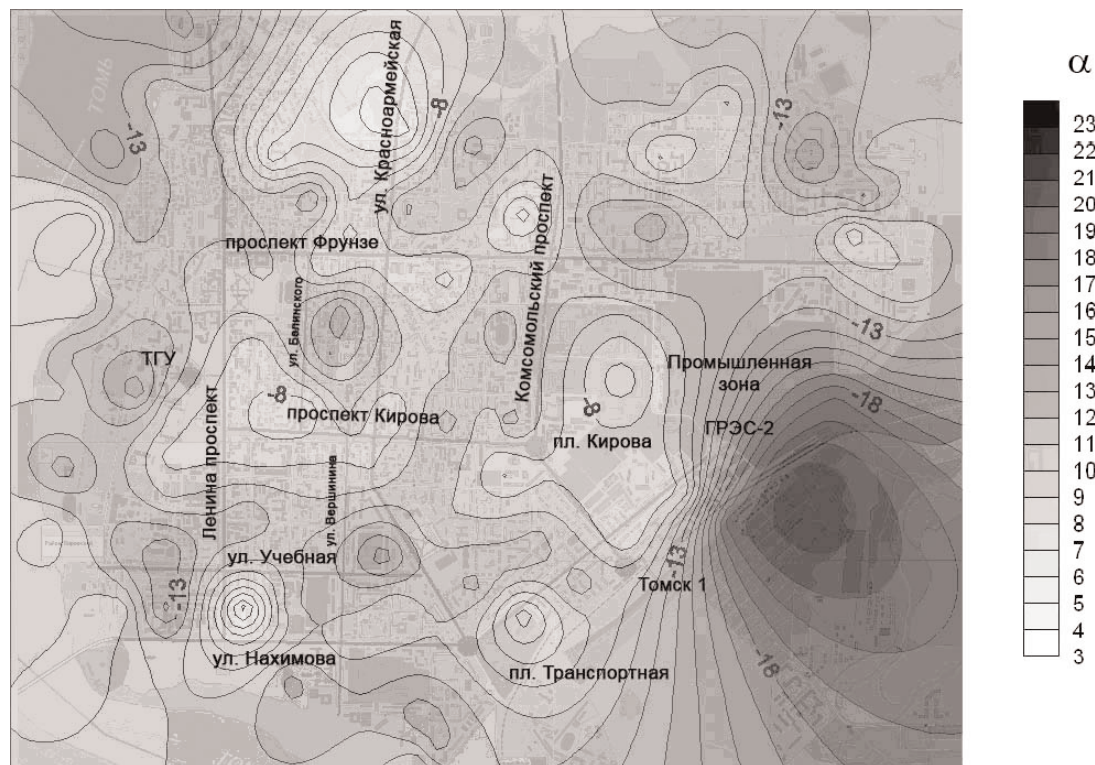


Рис. 4. Пространственное распределение показателя спада в спектре акустических шумов для звукового диапазона частот

редненные энергетические спектры акустических шумов. Из полученных спектров определяли их интенсивность на частоте 1 кГц и 10 Гц, далее по формуле (*) рассчитывали показатели спада для указанных частот.

В звуковом диапазоне частот (рис. 3) наиболее высокий уровень шума наблюдается в окрестности крупных дорог, магистралей, таких как пр. Ленина, Фрунзе, ул. Красноармейская и т. д., и достигает величин порядка 70 дБ. В жилых районах, вдали

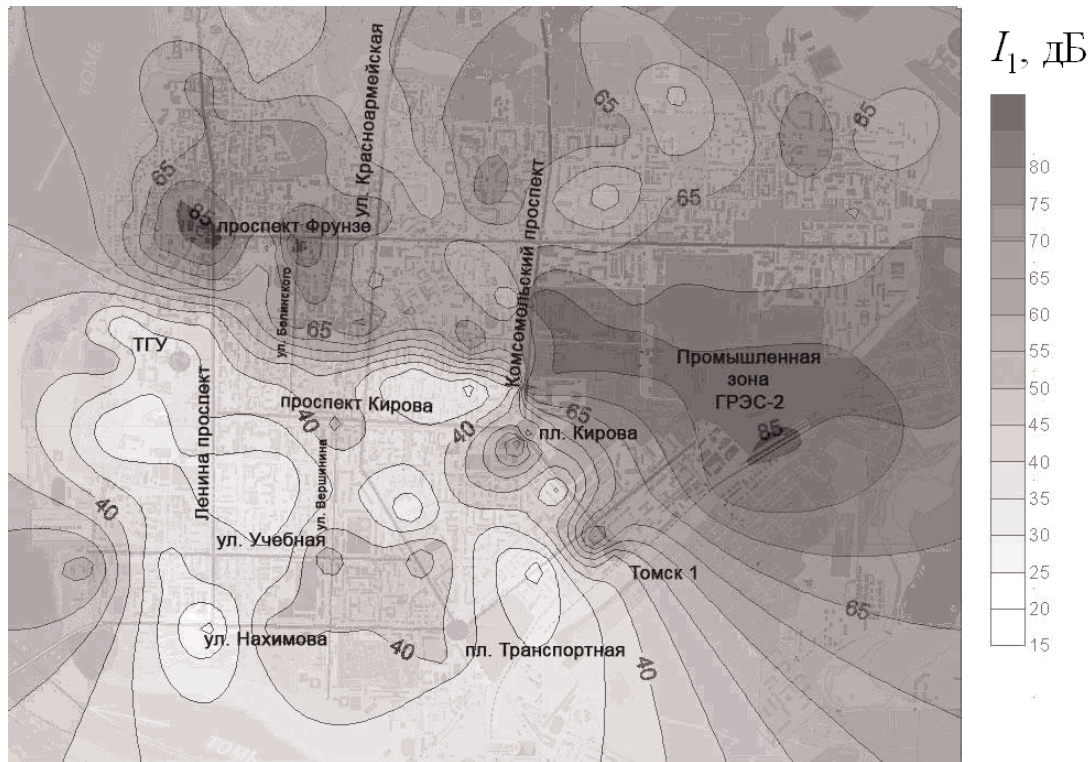


Рис. 5. Уровень шума на частоте 10 Гц в измерительных пунктах г. Томска



Рис. 6. Пространственное распределение показателя спада в спектре акустических шумов для инфразвукового диапазона частот

от крупных дорог, во дворах уровень шума гораздо ниже, уровень звукового давления находится в пределах 40 дБ.

Вдоль крупных дорог и проспектов показатель спада находится в пределах от 3 до 7, то есть форма спектра стремится к более пологой (рис. 4). В жилых районах, где уровень акустических шумов не велик, показатель спада достигает величин, порядка 20, т. е. с увеличением частоты от 0,5 и до 15 кГц амплитуда акустических шумов уменьшается приблизительно на 30 дБ, общая энергия спектра перетекает в низкочастотную область.

В инфразвуковом диапазоне частот (рис. 5) повышенный уровень шумов, как и в звуковом диапазоне, наблюдается в местах скопления транспорта, на крупных пересечениях улиц, таких как пр. Фрунзе – пр. Ленина, ул. Учебная – Красноармейская, пл. Кирова и т. д. В инфразвуковом диапазоне частот наиболее высокий уровень шумов наблюдается в области промышленной зоны. Там находятся такие объекты, как «ГРЭС-2», «Союзлифтомонтаж», «Томскэнергострой» и т. д.

Вдоль крупных дорог, проспектов показатель спада для инфразвукового диапазона частот находится в пределах от 0 до 6, т. е. форма спектра стремится к более пологой (рис. 6). В жилых и отдаленных районах, где уровень акустических шумов

не велик, показатель спада достигает величин порядка 15, т. е. с увеличением частоты от 1...2 Гц до 20 Гц амплитуда акустических шумов уменьшается приблизительно на 20 дБ, общая энергия спектра перетекает в низкочастотную область.

Статистический анализ шумового загрязнения г. Томска показал, что в деловой части города, преобладают значения уровня акустических шумов в звуковом диапазоне частот порядка 60...65 дБ (рис. 7, а) с показателем спада 10...12 (рис. 8, а), для инфразвука – порядка 60...70 дБ (рис. 7, б) с показателем спада порядка 4...6 (рис. 8, б).

Анализ распределения акустических шумов показал, что наибольшие величины уровня звукового давления и показателя спада в городе наблюдаются на перекрестках и проспектах, где наблюдается наибольшее сосредоточение транспортных средств. В жилых зонах, во дворах, на территории парков уровень шума заметно ниже. В звуковом диапазоне это более ярко выражено, чем в инфразвуковом. Логично предположить, что основным источником техногенных шумов в городских условиях является транспорт [9]. Помимо транспорта, в инфразвуковом диапазоне частот существуют другие источники, которые влияют на формирование акустического фона в городе. К ним можно отнести деятельность промышленной зоны – работы механизмов, выбросы газов и т. д.

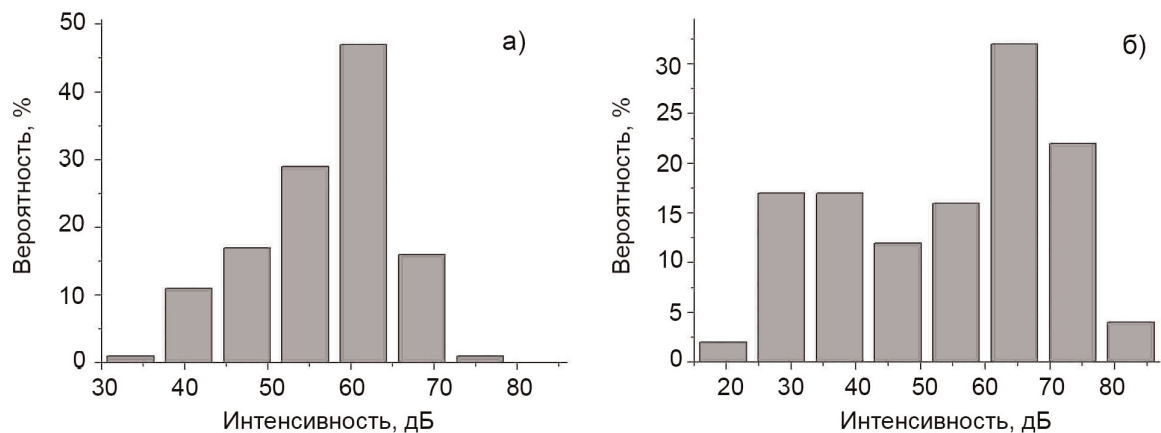


Рис. 7. Вероятность величины интенсивности акустических шумов в диапазонах частот: а) звуковом; б) инфразвуковом

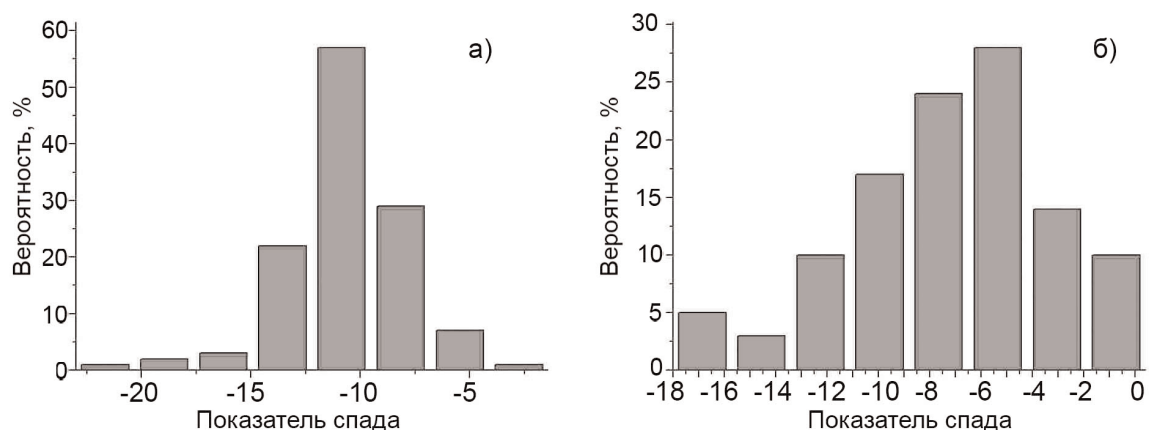


Рис. 8. Вероятность величины показателя спада в диапазонах частот: а) звуковом; б) инфразвуковом

Заключение

Предложена методика акустического картирования города, которая позволяет не только оценивать уровень шумовой загрязненности, но и проводить анализ формы спектра в городских условиях. Построена карта акустических шумов, а также карта пространственного распределения формы спектра в звуковом и инфразвуковом диапазоне частот в г. Томске. Показано, что в деловой части города в звуковом диапазоне частот преобладают значения уровня акустических шумов в пределах от 60 до 65 дБ с показателем спада от 10 до 12; в инфразвуковом диапазоне — от 60 до 70 дБ с показателем спада от 4 до 6.

В звуковом диапазоне частот наибольшие значения уровня акустических шумов и показателя спада наблюдаются на перекрестках и проспектах

города. В инфразвуковом диапазоне частот значительный вклад в формирование фоновых шумов вносят деятельность промышленной зоны. Уровень акустических шумов в г. Томске удовлетворяет санитарным нормам СН 2.2.4/2.1.8.583-96 и не превышает порог 90 дБ.

Полученные результаты могут быть использованы при проведении мероприятий по защите населения от повышенного шумового воздействия, а также для оценки уровня акустических шумов проектируемых транспортных магистралей и городской застройки.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.», ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технического комплекса России на 2007–2012 гг.» и АВЦП Минобрнауки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Перминов А.А., Соловьев А.В., Бородин А.С. Влияние фоновых инфразвуковых колебаний давления на сердечно-сосудистую систему человека // Известия вузов. Физика. — 2010. — Т. 53. — № 9/3. — С. 229–230.
2. Соловьев А.В., Бородин А.С., Колесник А.Г. Сопряженность частоты сердечных сокращений человека с вариациями инфразвукового фона окружающей среды // Вестник ТГУ. — 2007. — № 297. — С. 168–171.
3. Красненко Н.П. Акустическое зондирование атмосферного пограничного слоя. — Томск: Водолей, 2001. — 278 с.
4. Тейлор Р. Шум. Пер. с англ. Д.И. Арнольда / под ред. М.А. Исаковича. — М.: Мир, 1978. — 308 с.
5. Kang-Ting Tsai, Min-Der Lin, Yen-Hua Chen. Noise mapping in urban environments: A Taiwan study // Applied Acoustics. — 2009. — V. 70. — P. 964–972.
6. Sommerhoff J., Recuero M., Suárez E. Community noise survey of the city of Valdivia, Chile // Applied Acoustics. — 2004. — V. 65. — P. 643–656.
7. Kazuo Saito, Tadao Makizuka, Gouichi Tanaka, Shinji Miyake, Tadamshi Niioka, Shun Fujimoto, Toshiyuki Hosokawa, Masaharu Kumashiro, Hiroshi Kaji. An urban noise Survey in Sapporo, Japan // Environ. Sci. Hokkaido. — 1986. — V. 9. — P. 15–26.
8. Бочаров А.А., Соловьев А.В. Картирование города Томска по спектральным характеристикам акустических шумов // Контроль окружающей среды и климата «КОСК-2010»: Матер. VII Всеросс. симп. (с привлечением иностранных ученых) / под общ. ред. М.В. Кабанова, А.А. Тихомирова. Томск, 5–7 июля 2010 г. — Томск: Аграф-Пресс, 2010. — С. 145–147.
9. Бочаров А.А., Соловьев А.В. Влияние интенсивности транспортного потока на общий уровень акустического фона в городе Томске // Известия вузов. Физика. — 2010. — Т. 53. — № 9/3. — С. 225–226.

Поступила 21.10.2011 г.

УДК 504.064:537.612

ОБОСНОВАНИЕ ПРЕДЕЛЬНО ДОПУСТИМЫХ НОРМ НА ИНДУКЦИЮ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ПРОМЫШЛЕННОЙ ЧАСТОТЫ ДЛЯ ЧЕЛОВЕКА

А.В. Семенов

Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники

Томский государственный университет

E-mail: flickersem@post.tomica.ru

Рассмотрено влияние на организм человека низкочастотных магнитных полей, включая магнитные бури. На основе исследования временных характеристик магнитных полей линий электропередачи промышленной частоты, к которым подключают и от которых отключают различные активные, реактивные и нелинейные нагрузки, исследования нелинейных свойств высокочувствительных к переменным магнитным полям структур человеческого организма, включая биологические мембраны, а также многолетних исследований по влиянию магнитных полей промышленной частоты на здоровье человека, проведенных в Швеции и России, сделаны выводы о неправомерности введения в России существующих в настоящее время предельно допустимых норм на индукцию магнитных полей промышленной частоты 50 Гц, поскольку эти нормы пригодны только для синусоидальных магнитных полей. Обосновано изменение существующих предельно допустимых норм на индукцию магнитных полей промышленной частоты и предложен ряд организационно-технических мероприятий по уменьшению негативного влияния названных полей на человека.

Ключевые слова:

Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы, предельно допустимые нормы на индукцию магнитного поля промышленной частоты, спектральные характеристики магнитных полей линий электропередач, нелинейные биологические структуры, фликкер-шум.

Key words:

Sanitary and epidemiological regulations and standards, utmost allowable standards for magnetic induction with industrial frequency, spectral characteristics of magnetic field of electric power transmission lines, nonlinear biological structures, flicker noise.

Магнитные бури оказывают большее влияние на человека, чем синусоидальное магнитное поле (МП) частотой 50 Гц, имеющее большую амплитуду магнитной индукции (МИ), чем амплитуда МИ магнитной бури. Сильное отрицательное влияние магнитные бури оказывают на органы ребенка в период его эмбрионального и раннего постнатального развития (во время максимальной дифференцировки клеточных структур), что часто определяет в дальнейшем предрасположенность человека к различным заболеваниям.

Из естественных МП наиболее важным для всего живого на Земле является МП Земли и околоземного пространства, которое имеет постоянную и переменную составляющие. Величина постоянной составляющей индукции МП Земли увеличивается от экватора к магнитным полюсам от 41,8 до 69,5 мкТл. На поверхности Земли колебания индукции геомагнитного поля находятся в диапазоне частот от 10^{-4} до 10^4 Гц, и их амплитуды в спокойные по геофизическим показателям дни находятся в диапазоне 2 пТл ... 0,1 мкТл. Колебания амплитуд индукции МП во время магнитных бурь находятся в диапазоне 0,1...0,5 мкТл. Переменные составляющие МП в спокойные по геофизическим показателям дни имеют характер фликкер-шума.

Фликкер-шум — универсальное природное явление, присущее всем без исключения объектам живой и неживой природы. Спектральная мощность фликкер-шума обратно пропорциональна частоте. Заметим, что спектральная мощность теплового (белого) шума не зависит от частоты.

Фликкер-шумовое МП совместно с постоянным МП Земли выполняет информационную роль на ионном, молекулярном и клеточном уровнях и синхронизирует процессы в организме человека.

Эффекты от воздействия геомагнитного поля необычны по своим свойствам. Они невелики. Их латентные (скрытые) периоды длительны и варьируют от нескольких минут до нескольких часов. Длительное экранирование от геомагнитного поля приводит к ухудшению здоровья человека. При ослаблении геомагнитного поля в 4...10 раз у людей развивается ряд функциональных нарушений в ведущих системах организма, что приводит к существенному ухудшению их здоровья.

Спектральные характеристики магнитных бурь отличаются от спектральных характеристик переменных составляющих МП Земли в спокойные по геофизическим показателям дни — исчезают некоторые низкочастотные составляющие и усиливаются некоторые высокочастотные, что приводит к рассогласованию работы всей системы человека, начиная с биологических мембран клеток. Биологические мембраны являются сверхчувствительными нелинейными детекторами переменных МП и генераторами сверхнизкочастотных фликкер-шумовых электрических и акустических колебаний [1]. Спектральные характеристики МП промышленной частоты (ПЧ) напоминают спектральные характеристики магнитных бурь.

В конце 70-х гг. прошлого столетия в разных странах были проведены широкомасштабные исследования по влиянию МП ПЧ на здоровье человека. Для человека низкочастотное МП считается

безопасным, если величина его индукции не превышает 0,2 мкТл. Такая величина индукции в ряде стран установлена в качестве максимально допустимой для населения. Инициатором введения этой нормы была Швеция [1], в которой около 20 лет велись наблюдения за здоровьем полумиллиона человек, проживающих в условиях повышенных уровней МП ПЧ. Всемирная организация здравоохранения также рекомендовала придерживаться максимально допустимого уровня МИ для населения, равного 0,2 мкТл.

У людей, регулярно подвергающихся воздействию низкочастотных МП, индукция которых превышает 0,1...0,2 мкТл, ослабевают иммунная, репродуктивная и другие системы. Не исключено возникновение лейкемии у малолетних детей.

В России 15 декабря 2000 г. Главным государственным санитарным врачом РФ были утверждены «Санитарно-эпидемиологические требования к жилым зданиям и помещениям. Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы. СанПиН 2.1.21002-00», в которых имелись два пункта, касающиеся обсуждаемой темы:

- п.6.4.2.2. Индукция МП промышленной частоты 50 Гц в жилых помещениях на расстоянии 0,2 м от стен и окон и на высоте 0,5...1,5 м от пола не должна превышать 10 мкТл (принимается в качестве временного норматива);
- п.6.4.2.5. Индукция МП промышленной частоты 50 Гц на территории жилой застройки от воздушных линий электропередачи и других объектов не должна превышать 50 мкТл на высоте 1,8 м от поверхности земли (принимается в качестве временного норматива).

30 января 2003 г. Главным государственным санитарным врачом РФ было утверждено «Приложение: Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы: «Электромагнитные поля в производственных условиях. СанПиН 2.2.4.1191-03», в п. 3.4.3.1 которого предельно допустимые уровни (ПДУ) индукции периодических (синусоидальных) МП в производственных помещениях, в которых люди находятся в течение 8 ч, устанавливаются: при условии воздействия МП на все тело — 100 мкТл, при условии воздействия на конечности — 1000 мкТл.

От величины индукции 0,2 мкТл, принятой в ряде стран в качестве максимально допустимой для населения, названные выше 10, 50, 100 и 1000 мкТл, отличались в 50, 250, 500 и 5000 раз.

10 ноября 2007 г. Главным государственным санитарным врачом РФ был утвержден Гигиенический норматив: ГН 2.1.8/2.2.4.2262-07 «Предельно допустимые уровни магнитных полей частотой 50 Гц в помещениях жилых, общественных зданий и на сельских территориях» (сельскохозяйственная территория — земельные участки, занятые городами и населенными пунктами городского типа, а также земельные участки, предназначенные для городского строительства). П.п. 6.4.2.2 и 6.4.2.5 СанПиН 2.1.2.1002-00 «Санитарно-эпидемиологических требований к жи-

лым зданиям и помещениям», касающиеся предельно допустимых уровней МИ ПЧ, были заменены на следующие четыре пункта, в которых определено типу территории и соответствует предельно допустимый уровень МИ частотой 50 Гц:

1. В жилых помещениях, детских, дошкольных, школьных, общеобразовательных и медицинских учреждениях — 5 мкТл;
2. В нежилых помещениях жилых зданий, общественных и административных зданиях, на сельской территории, в том числе на территории садовых участков — 10 мкТл;
3. В населенной местности вне зоны жилой застройки, в том числе в зоне воздушных и кабельных линий электропередачи напряжением выше 1 кВ, при пребывании в зоне прохождения воздушных и кабельных линий электропередачи лиц, профессионально не связанных с эксплуатацией электроустановок — 20 мкТл.
4. В ненаселенной и труднодоступной местности с эпизодическим пребыванием людей — 100 мкТл.

Каким образом в России были обоснованы последние гигиенические нормативы внепроизводственного воздействия МП ПЧ 50 Гц на человека, рассмотрим на примере работы, проведенной в НИИ медицины труда РАМН [2].

С целью установления порога вредного воздействия и обоснования гигиенических нормативов внепроизводственного воздействия МП ПЧ было проведено экспериментальное исследование интенсивностно-временных зависимостей влияния МП частотой 50 Гц с индукцией 100 и 400 мкТл на состояние нервной системы крыс самцов (всего 36 особей) в течение четырех месяцев и одного месяца последствий, а также было проведено экспериментальное исследование влияния хронических воздействий МП тех же параметров на генеративную функцию мышей (49 самок, 16 самцов, 345 потомков).

По результатам экспериментальных исследований был установлен порог вредного воздействия МП 50 Гц при условии хронических экспозиций (определялся по динамике массы тела и показателям иммунной системы), который для крыс составил 400 мкТл. Воздействие МП с индукцией 100 мкТл было расценено как близкое к порогу чувствительности нервной и иммунной систем.

С учетом характера биологического действия МП частотой 50 Гц на животных, критериев экстраполяции результатов эксперимента с животных на человека и с использованием коэффициента гигиенического запаса, равного восьми, был обоснован порог хронического воздействия МП частотой 50 Гц на человека, который составил 5 мкТл (для МП от постоянно и условно постоянно действующих источников внутри жилых и общественных зданий и сооружений и для условно постоянно действующих — при санитарно-эпидемиологической экспертизе). На территории зоны жилой застройки (также для воздействий МП от по-

стоянно действующих источников) с учетом некруглосуточного пребывания людей авторами этих исследований был предложен предельно допустимый уровень МИ в два раза выше — 10 мкТл. Для условий временного пребывания людей (в том числе при выполнении работ лицами, профессионально не связанными с эксплуатацией электроустановок), в частности под воздушными линиями электропередачи и в зоне прохождения кабельных линий, по мнению авторов разработки данных гигиенических нормативов, представлялось целесообразным установить на частоте 50 Гц максимально допустимый уровень МИ 20 мкТл.

На наш взгляд, вредное воздействие на животных и человека от МП ПЧ надо искать не на фиксированной частоте 50 Гц, а в спектральном составе модулирующего тока, создаваемого хаотичным подключением к электросетям и отключением от них различных нагрузок активного, реактивного и нелинейного характера, и в способности нелинейных нагрузок и нелинейных биологических структур человека детектировать амплитудно-модулированные колебания.

Поскольку биологические мембраны клеток имеют высокую степень нелинейности вольтамперной характеристики вблизи нуля и сверхчувствительны к низкочастотным магнитным полям (они реагируют на плотность потока мощности 10^{-12} Вт/см² [3]), то они могут выделять (детектировать) колебания, модулирующие напряжение и ток частотой 50 Гц. В этом случае в биологических структурах могут иметь место параметрические или циклотронные резонансы на более низких частотах, чем 50 Гц. Поскольку биологические структуры сами генерируют сверхнизкочастотные фликкер-шумовые колебания, то в них могут осуществляться и стохастические резонансы. В организме животных и человека нет резонансов на частоте 50 Гц ни у биологических ионов, ни у более сложных структурных образований, в частности белков. И, именно поэтому, синусоидальные МП частотой 50 Гц, амплитуда индукции которых достигает 5 мкТл, не оказывают вредного влияния на животных и человека.

Выше был приведен предельно допустимый уровень индукции МП ПЧ для производственных помещений (1 мТл), в которых люди могут находиться в течение 8 ч при условии воздействия МП только на конечности. По-видимому, авторы разработки гигиенических нормативов посчитали, что на конечностях человека нет высокочувствительных нелинейных датчиков магнитных полей. Но, это не так. На кистях рук и стопах ног сосредоточено большое количество биологически активных точек, каждая из которых является высокочувствительным нелинейным элементом и генератором инфракрасного излучения, промодулированного фликкер-шумом. Диаметр точек составляет 1...2 мм. В [1] описан эксперимент, когда на биологически активные точки кисти руки одновременно воздействовали двумя сверхслабыми синусоидальными напряжениями частотой 74 и 75 Гц от двух

генераторов синусоидальных колебаний, развязанных между собой мегаомными резисторами. На выходе усилителя низкой частоты четко выделялась частота биений 1 Гц. Заметим, что на воздействии на биологически активные точки конечностей физическими факторами основана Суджок терапия.

В г. Томске с октября 2003 г. по февраль 2004 г. сотрудниками Томского государственного университета были проведены измерения трех ориентированных ортогонально компонент МП на частоте 50 Гц. По полученным данным был произведен расчет модулей МИ и были построены соответствующие электронные карты электромагнитной загрязненности южного района города [4]. Было выявлено, что амплитуда МИ в пределах основных транспортных магистралей г. Томска варьирует от единиц до 2500 нТл, при этом вертикальная составляющая, как правило, существенно превышает горизонтальные составляющие. Также были проведены измерения суточных колебаний модуля МИ на частоте 50 Гц. Так, в одной из городских квартир многоквартирного дома, расположенного на улице, по которой проходит воздушная высоковольтная линия электропередачи, амплитуды модуля МИ шумообразно изменялись в течение суток от 0,2 до 2,5 мкТл.

На основе проведенных замеров были выделены районы с низким (0,020...0,140 мкТл), средним (0,141...0,950 мкТл) и высоким (0,951...2,511 мкТл) уровнями МИ. В этих районах сотрудниками Томского государственного университета и Сибирского государственного медицинского университета была исследована заболеваемость населения острым инфарктом миокарда (ОИМ) [5, 6]. Данные о случаях заболеваний были получены из регистра ОИМ НИИ кардиологии ТНЦ СО РАМН (27564 случая за 18 лет, с 1985 по 2002 гг.), который составлялся путем еженедельного сбора сведений о случаях ОИМ, зарегистрированных во всех стационарах города. Для расчета относительных значений заболеваемости ОИМ (число случаев заболевания на 1000 человек) использовалась информация вычислительного центра ЖКХ администрации г. Томска о количестве жильцов, проживавших в эти годы в домах данного района.

Авторы названного исследования показали, что даже при увеличении амплитуды МИ от 0,02 до 0,20 мкТл заболеваемость ОИМ увеличивается с 3,6 до 5,8 %. На основе проведенных исследований они сделали вывод: относительно безопасным для здоровья населения уровнем магнитной составляющей электромагнитного поля ПЧ следует считать 0,2 мкТл.

На наш взгляд, порог вредного воздействия МП ПЧ на человека можно определять и на животных, но воздействовать на них надо не синусоидальным МП частотой 50 Гц, а спектральными составляющими переменного МП ПЧ. Такое МП можно образовать на основе записанных в зимнее дневное время, в будние дни (время максимального потре-

бления электроэнергии в городских электрических сетях) в соответствующее приемное устройство, располагаемое вблизи линий электропередач, при этом приемное устройство должно принимать сигнал в диапазоне частот 0...75 Гц. Такое переменное магнитное поле содержит несущую частоту 50 Гц, модулирующие несущую частоту хаотичные сверхнизкочастотные колебания, обусловленные подключением к линиям электропередач и отключением от них активных, реактивных и нелинейных нагрузок, и протектированные нелинейными нагрузками сверхнизкочастотные колебания (протектированные нелинейными нагрузками сверхнизкочастотные колебания уже содержатся в МП ПЧ). Модулирующие несущую частоту колебания совместно с несущей частотой будут также протектированы нелинейными элементами и системами подопытных животных. Протектированные хаотичные колебания будут находиться в биологически значимом для животных и человека диапазоне частот 0...25 Гц.

Обратим внимание читателя на то, что в городах России имеется много воздушных высоковольтных линий электропередачи, проходящих возле жилых домов. Так, в г. Томске на ул. Нахимова проходят шесть высоковольтных линий электропередачи, четыре из которых проходят рядом с десятиэтажным домом № 15, огибают его и проходят недалеко от него по ул. Красноармейской. На первом этаже и в подвальных помещениях этого здания расположено много магазинов, в том числе и «Детский мир». Под линиями электропередачи расположен рынок «Южный». Ни о каком безопасном уровне магнитных полей рядом с этими линиями говорить не приходится. Количество ОИМ, приходящееся на 1000 человек, у жителей дома на ул. Нахимова 15 в два раза превышает среднее число инфарктов по г. Томску.

В последние годы в г. Томске появилась тенденция использовать наружные стены и крыши жилых домов в качестве опор для подвески трехфазных силовых кабелей при пересечении ими дорог. При закреплении силовых кабелей на наружной стене дома их отделяет от жильцов стена (обычно кирпичная) и полы, которые не являются экраном для низкочастотных магнитных полей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пасько О.А., Семенов А.В., Смирнов Г.В., Смирнов Д.Г. Активированные жидкости, электромагнитные поля и фликкершум. Их применение в медицине и сельском хозяйстве. — Томск: Томск. гос. ун-т систем упр. и радиоэлектроники, 2007. — 410 с.
2. Рубцова Н.Б. и др. Экспериментальное изучение эффектов экспозиции магнитных полей промышленной частоты как обоснование гигиенических внепроизводственных воздействий // Человек и электромагнитные поля: Тез. докл. II Междунар. конф. — Саров, 28 мая — 1 июня 2007 г. — Саров, 2007. — С. 66–67.
3. Плеханов Г.Ф. О восприятии человеком неощущаемых сигналов: автореф. дис. ... канд. биол. наук. — Томск: Томск. гос. ун-т, 1967. — 10 с.

Российские нормы порогов вредного воздействия на человека магнитных полей промышленной частоты, по-видимому, вносят основной вклад в ухудшение здоровья детей дошкольного и школьного возраста, которое происходит в последние десятилетия.

Выводы и предложения

1. На основе теоретических и экспериментальных исследований показано, что в России значительно завышены предельно допустимые нормы для населения на индукцию магнитных полей промышленной частоты.
2. Необходимо в ближайшее время разработать новые Санитарно-эпидемиологические правила и нормативы на предельно допустимые значения индукции магнитных полей промышленной частоты для человека, уменьшив предельно допустимую норму на индукцию магнитного поля промышленной частоты для населения до 0,2 мкТл.
3. Необходимо утвердить новые правила по проведению исследований на животных при определении предельно допустимого значения индукции магнитного поля промышленной частоты на основе использования магнитных полей шумовой природы в диапазоне 0...75 Гц.
4. В офисных помещениях, в которых уровень магнитной индукции превышает 0,2 мкТл, целесообразно использовать экранированную электропроводку.
5. Следует разработать малогабаритный датчик магнитных полей промышленной частоты с нижним пределом индукции 0,1...0,2 и с верхним — 2,5...3,0 мкТл.
6. Необходимо разработать законопроект, запрещающий размещать на стенах и крышах жилых домов трехфазные линии электропередачи.
7. В отдаленной перспективе воздушные высоковольтные линии электропередачи, идущие по городским улицам и подходящие к трансформаторным подстанциям, необходимо выносить за пределы города или размещать под землей на глубине 4...5 м в железобетонных трубах.

4. Белоусов А.М., Бородин А.С., Колесник А.Г., Колесник С.А., Соловьев А.В. Электромагнитное загрязнение в КНЧ-диапазоне урбанизированных территорий как экологический фактор // Известия вузов. Сер. Физика. — 2008. — Т. 51. — № 9/3. — С. 193–196.
5. Бородин А.С., Волкотруб Л.П., Гудина М.В. Заболеваемость населения острым инфарктом миокарда на городских территориях с разной степенью электромагнитного загрязнения // Известия вузов. Сер. Физика. — 2008. — Т. 51. — № 9/3. — С. 197–199.
6. Бородин А.С., Волкотруб Л.П., Гудина М.В., Колесник А.Г. Электромагнитное загрязнение урбанизированных территорий как предиктор риска сердечно-сосудистых заболеваний // Экологические проблемы. Взгляд в будущее: Сб. трудов VI Междунар. научно-практ. конф. — Ростов-на-Дону, 2010. — С. 56–58.

Поступила 13.02.2012 г.

ГИДРОГЕОХИМИЯ ГОРОДСКИХ АГЛОМЕРАЦИЙ

В.А. Кирюхин, Л.П. Норова

Санкт-Петербургский государственный горный университет

E-mail: LarisaNorova@rambler.ru

Рассмотрены основные предпосылки и сложившаяся ситуация загрязнения различных природных сред, таких как атмосфера, зона аэрации, грунтовые воды и другие, имеющих огромное влияние на здоровье и нормальную жизнедеятельность населения больших мегаполисов. Проведен обзор и анализ гидрогеохимии природных сред, позволяющий провести типизацию гидрогеохимических обстановок городов.

Ключевые слова:

Загрязнение, природные среды, атмосфера, поверхностный сток, зона аэрации, грунтовые воды, биогенная обстановка.

Key words:

Pollution, natural environment, atmosphere, surface flow, aeration zone, ground waters, biogenic conditions.

Люди для того, чтобы полнее пользоваться плодами цивилизации, объединяются, концентрируются, строят города, отвоевывая у природы многие тысячи квадратных километров. Большинство городов увеличивают свою территорию каждые 5 лет на 10...20 % за счет примыкающих земель, превращая их в селитебные. Прогнозы демографов не утешительные. В ближайшие несколько сотен лет площадь городов будет составлять примерно 1/3 суши. Уже сейчас многие мегаполисы (а их число приближается к 100) занимают территории более 1000...3000 км².

Население многих из них достигает 10–25 млн человек, а по прогнозу тех же демографов уже через 100 лет население наиболее крупных мегаполисов может насчитывать 100–150 млн. чел. Уже в настоящее время город представляет собой своеобразный остров с наложенными техногенными полями: электромагнитным, радиоактивным, тепловым, вибрационным, акустическим, гравитационным и др. Более 50...60 % территории городов занимают жилые кварталы, промышленные зоны, дорожные сети и другие инженерные сооружения. Соотношение деградированных и обладающих средовосстанавливающими функциями территорий городов явно устанавливается в пользу первых. Мало того, геофизические и геохимические аномалии распространены не только в пределах города, но и уходят далеко за его пределы. Так, например, атмосферное загрязнение на восток от г. Москвы распространяется на 70...100 км. Депрессионные воронки от забора артезианских вод имеют радиус 100...200 км. Тепловое загрязнение, нарушение режима выпадения осадков наблюдается на расстоянии 90...100 км, а угнетение лесных массивов — на 30...40 км [1].

Плотность населения в городах весьма велика. Она варьирует, например, от 0,62 тыс. чел. на км² в Пекине до 8,4 тыс. чел. на км² в Москве. Жизнедеятельность каждого жителя города сопровождается образованием как твердых бытовых отходов от 100 до 400 кг в год, так и жидких стоков объемом десятки м³ в год [2]. Мусор и жидкие стоки отводятся преимущественно, за пределы города

— на мусороперерабатывающие предприятия, свалки, отстойники и очистные сооружения, соответственно. Это означает, что территория загрязнения, связанная с городскими агломерациями, значительно больше той территории, которую занимает сам город.

Вместе с тем, всем понятно, что очистить город от загрязнения невозможно, поскольку он функционирует и изначально обречен на создание определенного уровня загрязнения окружающей среды по сравнению с естественным фоновым. В этом активно участвуют не только население, но и промышленные предприятия, тепловые электростанции, автотранспорт и многие другие передвижные и стационарные источники загрязнения.

Техногенное воздействие ощущается во всех средах, с которыми соприкасается город: атмосфере, наземной гидросфере, а также в верхних частях литосферы, биосферы и подземной гидросферы.

Атмосфера. Формирование химического состава подземных вод в условиях города начинается в атмосфере. Над городом постоянно висит облако пыли, дыма, аэрозолей и взвесей, которые являются ядрами конденсации для выпадающих атмосферных осадков. Вместе с атмосферными водами на квадратный километр городской территории выпадает до 400 т загрязняющих веществ в год. Их происхождение весьма разнообразно. В дыхании города принимают участие люди, промышленные предприятия, энергетические установки, транспорт. Сложный характер носит движение воздушных масс в городе. Поэтому химический состав загрязняющих веществ весьма разнообразен. Он является многокомпонентным, часть из которых оказываются вредными. Содержание некоторых из них в десятки, иногда в сотни раз превышает ПДК. Учитывая, что количество выбросов в атмосферу увеличивается каждые 10 лет вдвое, следует ожидать дальнейшего ухудшения состояния атмосферы над городами.

В городской атмосфере часто накапливаются летучие оксиды (серы, азота, углерода), являющиеся продуктами горения органических соединений. Растворение этих оксидов приводит к появлению

серной, азотной и др. кислот и снижению величины pH до 4, а в некоторых случаях даже до 2, т. е. возникают кислотные дожди. Зона распространения загрязненных атмосферных осадков обуславливается характером гидрометеорологических процессов, достигая размеров порядка сотен километров [3]. Кислотные дожди разрушительно действуют на растительность, флору и фауну поверхностных вод, инженерные сооружения, увеличивает кислотность почв и грунтовых вод.

Агрессивное воздействие кислотных осадков может снизить буферная карбонатная система. В гумидных условиях концентрация HCO_3^- не превышает нескольких десятков мг/л в озерных, речных, почвенных и грунтовых водах. Этого количества гидрокарбонат-иона не достаточно для нейтрализации кислых вод атмосферного генезиса. Поэтому при контакте с ними поверхностные и подземные воды теряют некоторое количество иона HCO_3^- и заметно снижают величину pH. В аридной зоне концентрация гидрокарбонат-иона в поверхностных и подземных водах достигает сотен мг/л. Этого количества достаточно для нейтрализации кислых атмосферных вод [4].

Важную роль в формировании поверхностного загрязнения почв и грунтовых вод играет снежный покров, который является аккумулятором выпадающих из атмосферы веществ. Поэтому наибольшим загрязнением отличаются талые снеговые воды, которые концентрируют различные химические соединения, выпадающие в зимний период, и химические реагенты, используемые для борьбы с гололедом.

Наиболее близкие к природным условия формирования подземных вод наблюдаются на участках в пределах крупных зеленых массивов (парки, сады, сельскохозяйственные земли и др.), но доля этих площадей в пределах города обычно не велика (около 10...15 %). Кроме того, на этих площадях в той или иной мере сказывается техногенное влияние города — его дыхание, кислые дожди. Атмосферные осадки, промывая дымную пылевую пелену, висящую над городом, делают на некоторое время небо чистым и прозрачным. Они захватывают до 90 % веществ, загрязняющих атмосферу, и, в зависимости от интенсивности коммунально-промышленных выбросов, могут иметь минерализацию больше фона окружающей местности (десятки и сотни мг/л). Их состав, преимущественно, гидрокарбонатно-сульфатный или сульфатно-гидрокарбонатный. В Санкт-Петербурге, например, минерализация грунтовых вод на этих участках несколько повышена — 0,3...0,5 г/л при ведущей роли сульфатной составляющей. Фоновая минерализация грунтовых вод за пределами города значительно меньше — 0,1...0,3 г/л при гидрокарбонатно-магниево-кальциевом составе.

Поверхностный сток. Большинство городских агломераций располагаются по берегам рек, озер и водохранилищ, которые испытывают от своих соседей значительную техногенную нагрузку. Вме-

сте с тем, эти воды нередко после очистки используются для водоснабжения (Москва, Санкт-Петербург, Ростов, Челябинск и др.). Чаще всего поверхностные воды загрязнены нефтепродуктами.

Реки служат естественными дренами водоносных систем города. В тоже время значительные территории городов могут затопляться в периоды весенних паводков. Так, например, весной 2010 г. вышли из берегов река Висла в районе Варшавы, река Лена в районе г. Якутска и во многих других регионах. Ущерб от наводнения весной 2010 г. в Китае оценивается в 2 млрд USD.

Подъем уровня воды в реках происходит не только в результате весенних и летних дождевых паводков, но и также в результате сгонно-нагонных явлений, как это наблюдается на р. Неве. В результате образуются довольно обширные зоны подпора грунтовых вод, подтопление жилых зданий и других сооружений. Соответственно, эти явления сказываются и на изменении режима подземных вод и их химического состава.

Увеличение скорости движения и напора вод во время речных паводков имеет и положительное значение, поскольку в это время мощный водный поток смывает загрязненные донные отложения, накопившиеся в меженный период.

Зона аэрации. Особых подходов в пределах городских агломераций заслуживает зона аэрации. Разрез зоны аэрации имеет весьма сложное строение:

- сверху он перекрыт асфальтом, фундаментами различных сооружений, инженерными коммуникациями; лишь 10...15 % территории городов свободны от такой крыши и находятся в садово-парковой зоне или пригородной полосе; по этой причине зона аэрации выполняет свою естественную буферную роль лишь на небольшой части территории мегаполиса, где колебания уровня грунтовых вод имеют сезонный характер; в остальных местах атмосферное питание затруднено;
- верхнюю часть зоны аэрации слагают искусственные грунты, их мощность в среднем равна нескольким метрам, а в некоторых случаях может достигать 20...25 и более м (чем древнее город, тем больше изменений вносит история в рельеф и покровные отложения);
- в естественном разрезе зоны аэрации могут быть встречены породы различного состава, состояния свойств и возраста; например, на территории Санкт-Петербурга это могут быть торф, литориновые песчано-глинистые отложения, обогащенные органикой, озерно-ледниковые пески, супеси, суглинки; на территории Москвы — закарстованные известняки карбона; Якутска — многолетнемерзлые породы и др.;
- подземное пространство города содержит многочисленные коммуникации, обеспечивающие подачу воды, газа, электроэнергию, работу систем связи, отвод коммунальных и промышленных стоков и др.; под городом находится еще один город — подземный; Е.Ю. Куликова [5] приводит такой

пример, что если вытянуть все подземные коммуникации и водостоки подземного пространства, например, Москвы в одну линию, то ими можно будет опоясать земной шар дважды [2];

- отсутствие на преобладающей части территории города прямой связи подземной и наземной гидросферы создает ниже поверхности земли преимущественно восстановительную обстановку;
- проникновение атмосферных осадков через почвенный слой может происходить на очень ограниченном пространстве (сады, парки, уличные газоны); гораздо больше в зону аэрации проникает канализационных стоков, потерей из водоводной сети, через другие источники техногенного питания (на участках свалок, через люки, дюкеры, подземные выработки и др.); это нередко приводит к образованию куполов подпора, предопределяющих значительную дифференциацию абсолютных отметок уровня грунтовых вод, подтоплению зданий и сооружений, интенсификации перетекания и разгрузки подземных вод.

Особо следует обратить внимание на то, что почвы являются индикаторами промышленного загрязнения территории. Состав и интенсивность загрязнения почв определяется характером промышленного производства. Так, например, тяжелые металлы накапливаются в почвах вблизи предприятий, занимающихся металлообработкой, машиностроением, радио- и электротехническим производством. Свинец, олово, кадмий сбрасывает в почву полиграфическое производство. Предприятия энергетического профиля накапливают в почвах ванадий, никель, молибден. Богатый спектр элементов наблюдается на участках отстойников гальванического производства и на полях фильтрации бытовых и коммунальных стоков.

Биогенная обстановка. Концентрирование людей в одном месте и их проживание в городах могут иметь как положительные, так и отрицательные последствия. Экологическое зонирование городов и отдельных их районов показывает, что техногенная нагрузка распределена неравномерно. Ее воздействие на качество воды и воздуха сказывается неодинаково. В одних местах это проявляется в образовании геопатогенных зон, в других местах — на уменьшении продолжительности жизни и возникновении определенных заболеваний людей, в третьих местах — в создании дискомфортных условий проживания. Все живое приспосабливается к городской жизни, но испытывает при этом определенные трудности. Это особенно наглядно видно на примере растительности.

Наибольшую активность проявляют микроорганизмы как в наземных, так и подземных условиях. В наземной среде образуются различные виды вирусов и бактерий, часто обладающие болезнетворными свойствами. В подземной среде микроорганизмы активно участвуют в геохимических процессах. Микроорганизмы способны разрушать

главные породообразующие минералы — силикаты, алюмосиликаты и карбонаты. В этих процессах участвуют не только бактерии, но и грибы, микроводоросли, дрожжи. Продуктами их деятельности являются органические кислоты, щелочи, окислители. Разложение сульфидов дает свободную серную кислоту. Процесс нитрификации способствует образованию свободной азотной кислоты. Органические кислоты реагируют с определенными химическими элементами, входящими в состав минералов, что приводит к их разрушению и образованию в растворе комплексных соединений. Сероводород, образующийся при процессах брожения, разлагает алюмосиликаты и растворяет трехвалентное железо. Вынос вещества при микробиологическом выветривании оказывается в 2...3 раза больше, чем при тех же процессах без участия микроорганизмов. Микробиологическое выветривание карбонатных пород приводит к образованию карста.

Весьма широкое распространение получили микробиологические процессы, приводящие к трансформации минералов и новообразованиям. Больше всего они связаны с накоплением кальция и карбонатов, сульфидов, глинозема, бокситов, серы, гипсов, соединений железа и других минеральных образований. Особенно глубоко микроорганизмы преобразуют органическое вещество. С их помощью проходят процессы его гумификации и консервации. Сотни лет необходимы для образования почвенного покрова, разложения органических остатков и их гумификации. При неполном разложении органического вещества в восстановительных условиях и кислой среде происходит образование торфа и углей. Таким образом, природа обеспечивает консервацию солнечной энергии, которая была получена растительностью до ее превращения в полезное ископаемое.

Деятельность микроорганизмов сопряжена с выделением и потреблением газов. При биогенном разрушении органических веществ, карбонатов, сульфатов, сульфидов и других минералов образуются CO_2 , N_2 , NH_3 , CH_4 , H_2S , летучие органические вещества и другие газы. Газовая фаза потребляется микроорганизмами при деструкции азотных соединений, при окислении CH_4 , H_2 , CO , H_2S и SO_2 .

Рассмотрим указанные процессы на примере Санкт-Петербурга [5]. Активизации генерации газов здесь способствует наличие в разрезе погребенных торфов, литориновых и микулинских глин, обогащенных органикой, бытовых и промышленных отходов, древних захоронений и др. К этому надо добавить инфильтрацию кислых атмосферных осадков, просачивание с поверхности земли агрессивных вод различного происхождения, проникновение канализационных стоков. Особенно высокая степень газонасыщенности грунтов наблюдается в верхней части разреза четвертичных отложений. Такая ситуация складывается потому, что примерно 90 % городской территории перекрыто сверху асфальтовым покрытием и зданиями

различного назначения. Все это препятствует диссипации газов, которые стремятся найти выход из подземного пространства. Вскрытие газонасыщенных зон скважинами нередко приводит к газогрязевым выбросам, продолжающимся иногда в течение нескольких часов. Песчано-глинистые отложения в этих зонах обладают тиксотропными и пловунными свойствами, плохими прочностными характеристиками.

Р.Э. Дашко [6] выделяет три зоны газогенерации: 1) верхнюю, до глубины 6...15 м, приуроченную к четвертичным отложениям с богатым содержанием органики (торфяные и литориновые образования); 2) среднюю, залегающую в межморенных отложениях, где газогенерирующими слоями служат микулинские суглинки и глины, обогащенные органическим веществом; 3) нижнюю, в которой газогенерация прослеживается в породах нижнего кембрия и венда.

В составе газов обычно преобладает метан, нередко ведущее место занимает также азот. Во многих пробах отмечается присутствие углекислого газа (до нескольких процентов) и сероводорода. Усилению процессов газогенерации в слоях четвертичного возраста способствует нефтяное загрязнение и тепловые аномалии, возникающие на участках энергоемких производств. В местах скопления людей и транспорта нефтяное загрязнение является одним из главных источников энергии и пищи для микроорганизмов. Повышение температуры в зоне гипергенеза способствует количественному росту бактерий и активизации их деятельности.

Грунтовые воды. На территориях крупных городов весьма сложными оказались условия питания и движения подземных вод, что обусловлено застройкой территории, наличием искусственных покрытий, различного рода барражей — шпунтов, забивных свай, существованием густой сети подземных коммуникаций, канализационных и водопроводных сетей, тоннелей станций метро, галерей глубокого заложения и т. п. Все это сказывается на условиях питания и движения подземных вод верхних водоносных горизонтов. Особенно затруднены условия водообмена в дельтах рек и на островах. Такие условия создают шпунтовые перегородки, набережные укрепления, различные инженерные сооружения, которые разделяют грунтовые потоки на малые сектора со специфическим гидродинамическим и гидрохимическим режимом подземных вод.

Возникновение загрязнения грунтовых вод на территории городов может быть объяснено разными причинами: проникновением промышленных стоков и отходов производства; просачиванием фекальных вод на площадях отсутствия канализационных систем; на участках свалок, промышленного и бытового мусора; в районах, отведенных под кладбища и скотомогильники; в условиях природного загрязнения пресных подземных вод. Каждая из названных обстановок характеризуется своими особенностями формирования химическо-

го состава грунтовых вод.

На преобладающей части города возникают условия затрудненного водообмена с низкими положительными, иногда отрицательными значениями Eh. Состав вод отличается разнообразным соотношением гидрокарбонатов, хлоридов и сульфатов при колебании минерализации от 1,0 до 3,5 г/л. Для этих вод характерны повышенные концентрации аммония, в среднем 8...10 мг/л. Отмечаются также повышенные концентрации органических веществ, нефтепродуктов, а также агрессивной углекислоты [7, 8].

Следует отметить, что на городских территориях существенным источником загрязнения являются потери из канализационных сетей. На участках проникновения канализационных стоков фиксируется наиболее высокая минерализация и сложный состав грунтовых вод. Канализационные стоки в среднем содержат взвешенных веществ — 300...416 мг/л, азота аммонийного — 58...67 мг/л, хлоридов — 67...75 мг/л, фосфатов (P_2O_5) — 12,5...16 мг/л, калия (K_2O) — 25 мг/л. Окисляемость (O_2) составляет 42...58 мг/л. Содержание минеральных веществ во взвесах составляет 42 %, органических — 58 %. 1 мл фекальных стоков содержит 107–108 бактериальных клеток, присутствуют также грибные культуры и микроскопические водоросли [9].

Возьмем для примера г. Благовещенск на Дальнем Востоке, где мы проводили исследования в начале 80-х гг. XX в. Город находится в месте впадения р. Зеи в р. Амур на надпойменных террасах этих рек. Большая часть города занята частным сектором без канализации, что создает сложную экологическую обстановку. Широкое распространение в грунтовых водах получило загрязнение азотными и органическими соединениями. Кроме того, в этих водах наблюдается значительная концентрация двухвалентного железа (до 5...10 мг/л) и марганца (0,1...1,0 мг/л).

Значительное распространение имеет загрязнение подземных вод нефтепродуктами. Среди поверхностных источников загрязнения широкое распространение имеют свалки, загрязняющие вещества из которых выносятся просачивающимися через них атмосферными осадками.

К числу факторов, определяющих условия формирования городской среды, относятся техногенные физические поля. Так, например, длительное воздействие вибрационного поля приводит к неоднородному уплотнению пород различного литологического состава и влечет за собой неравномерность осадки и деформации ряда зданий и сооружений. Техногенные электрические поля способствуют увеличению уровня интенсивности блуждающих токов, что, в свою очередь приводит к интенсификации электрокоррозионных процессов. Пристального внимания требует тепловой фактор. Повышение температуры подземных вод приводит к увеличению концентрации содержащихся в них химических элементов и степени их агрессивности

по отношению к строительным материалам. При повышении температуры подземных вод и грунтов интенсифицируются процессы роста и жизнедеятельности некоторых видов микроорганизмов, что активизирует процессы биокоррозии.

Химия подземных вод может определять возможность использования подземных вод для водоснабжения и лечебных целей, но в еще большей степени химия воды сказывается на разрушительном воздействии на строительные материалы, бетон и металлоконструкции, которые используются для возведения фундаментов зданий, различных инженерных коммуникаций, метро, водопроводных и канализационных сетей и др. Из сказанного видно разнообразие задач, решаемых при гидрогеохимических исследованиях территорий мегаполисов, в интерпретации их результатов, и прогнозировании изменений гидрогеохимической обстановки под влиянием природных и техногенных факторов.

Заключение

Подземная гидросфера активно участвует в процессах загрязнения, с другой стороны берет

на себя техногенную нагрузку. Города постоянно расширяют сферу своего воздействия и вширь и вглубь и вверх, а эколого-гидрогеохимическая обстановка на этих территориях складывается стихийно с неизвестными последствиями, т. е. подземные воды не справляются с защитной функцией. Типизация гидрогеохимических обстановок городов только начинает разрабатываться. В ней следует учесть не только техногенные и природные факторы формирования химического состава подземных вод, но также и определяющие их геохимические процессы и возникающие при этом экологические последствия. Поэтому важнейшими направлениями изучения загрязнения подземных вод на городских агломерациях являются: получение представления о самоочищении геологической среды; инженерная профилактика, которые последовательно уточняются с помощью гидрогеологического прогноза на базе мониторинга. Гидрогеохимическое обоснование изучения и прогнозирования процессов контаминации подземных вод следует тесно увязывать с инженерными решениями по управлению этими процессами на объектах, включающих источники загрязнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьев А.А. Города и окружающая среда. Космические исследования. — М.: Мысль, 1982.
2. Куликова Е.Ю. Подземная геоэкология мегаполисов. — М.: Изд-во Моск. гос. горного ун-та, 2005. — 480 с.
3. Шестаков В.М. Прикладная гидрогеология. — М.: Изд-во МГУ, 2001. — 144 с.
4. Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швеи В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. — М.: Наука, 2004. — 677 с.
5. Куликова Е.Ю. Подземная геоэкология мегаполисов. — М.: Изд-во МГУ, 2005. — 480 с.
6. Дашко Р.Э. Микробиота в геологической среде: ее роль и последствия // Сергеевские чтения: Матер. годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. — г. Москва, 23–24 марта 2000 г. — М.: ГЕОС, 2000. — С. 72–78.
7. Дашко Р.Э., Норова Л.П. Техногенная эволюция подземного пространства Санкт-Петербурга: причины и последствия // Записки горного института. — 2001. — Т. 147. — С. 71–85.
8. Кирихин В.А., Норова Л.П. Гидрогеология мегаполисов // Гео-технические проблемы мегаполисов: Труды Междунар. геотех. конф. — Т. 5. — г. Москва, 7–10 июня 2010 г. — Москва, 2010. — С. 1929–1936.
9. Отведение и очистка сточных вод Санкт-Петербурга / Ф.В. Кармазинова [и др.]. — СПб.: Стройиздат СПб, 1999. — 424 с.

Поступила 08.02.2012 г.

В порядке обсуждения

УДК 622.276+553.98+530.1

ДИНАМИКА ЖИЗНИ НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Н.П. Запивалов

Томский политехнический университет
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. акад. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск
E-mail: ZapivalovNP@ipgg.nsc.ru

Установлен критический порог возмущения флюидодинамической системы. Показана необходимость реабилитационных циклов и щадящих методов (технологий) воздействия на пласт. Сделан вывод о возможности длительного и эффективного освоения нефтегазовых месторождений с высоким коэффициентом конечной нефтеотдачи. Разработана физико-математическая модель динамики месторождения. Предлагается принципиально новая научно-технологическая парадигма освоения, сохранения и восполнения нефтегазовых ресурсов.

Ключевые слова:

Углеводородные ресурсы, нефтеотдача, критический порог возмущения, реабилитация, живая флюидодинамическая система, уравнение состояния, экология, долголетие месторождений.

Key words:

Hydrocarbon resources, oil recovery, threshold of critical state, rehabilitation, a living fluid-dynamic system, equation of state, ecology, oilfield longevity.

Считается, что проблема увеличения нефтеотдачи на разрабатываемых месторождениях является ключевой в нефтегазовой теории и практике. Интенсивная ускоренная разработка многих месторождений осуществляется на «закритических» режимах и, как правило, приводит к большим объемам остаточной, трудноизвлекаемой нефти [1, 2]. Академик А.А. Трофимук в 1957 г. обозначил методические принципы промысловых исследований с целью увеличения нефтеотдачи пластов [3]. Ряд интересных работ по этой проблеме опубликовал С.О. Денк, который показал, что «... смена состояний геофлюидодинамической системы влечет за собой резкое изменение характера фильтрации и соответственно затрат пластовой энергии на перенос флюидов» [4. С. 51]. Можно особо отметить экспериментальные исследования Г.А. Кринари и М.Г. Храмченкова, которые установили наноэффекты, снижающие фильтрацию в продуктивных пластах [5]. Есть много нетрадиционных и смелых выводов у Р.Х. Муслимова [6, 7], который по многим позициям поддерживает концепции автора настоящей статьи.

Авторские концепции

Углеводородные соединения установлены и предполагаются повсеместно на нашей планете и в космосе. Человеческая цивилизация всегда будет пользоваться углеводородами, которые никогда не иссякнут.

Углеводородные скопления в разных формах и объемах имеются практически во всех сферах земной коры, но распространены они неравномерно [1, 8].

Месторождения нефти и газа достоверно устанавливаются после их выявления бурением, оптимальным объемом разведочных работ, получением соответствующих характеристик, подсчетом запасов и точной стратиграфической привязкой. Любые другие прогнозы являются только предположением о наличии углеводородных скоплений.

Промышленные залежи (месторождения) являются объектами для рентабельной разработки после соответствующих обоснований и оформления.

Состояние залежи. Термодинамические аспекты

Необходимо различать два состояния залежи в земной коре: природное, до вмешательства человека, и природно-техногенное, в процессе активной разведки и разработки.

Любое скопление углеводородов (точнее, флюидонасыщенная система) в геологической шкале времени является неустойчивым. Оно может быть равновесным и неравновесным в зависимости от различных флуктуаций и бифуркаций. Природные скопления углеводородов могут увеличиваться либо уменьшаться и даже полностью разрушаться в относительно короткие геологические (человеческие) отрезки времени. По существу, это самоорганизующаяся система [1, 8].

Природное состояние указанной системы (как и всякой физической субстанции) описывается совокупностью термодинамических параметров $a_1, a_2, \dots, a_n$, среди которых основные – давление P , температура T , объем V , химический потенциал μ . Не исключено использование некоторых дополнительных (энтропия, эксергия, энтальпия) и, возможно, пока неизвестных параметров, необходимых для полного описания системы. Основные параметры состояния рассматриваемой системы в равновесном состоянии, как и в случае других термодинамических систем, должны быть связаны

соотношениями (так называемыми уравнениями состояния) вида

$$G_1(a_1, a_2, \dots, a_n) = 0; G_2(a_1, a_2, \dots, a_n) = 0; G_k(a_1, a_2, \dots, a_n) = 0,$$

где $G_1, G_2, \dots, G_k$ – функции от переменных состояния $a_1, a_2, \dots, a_n$. Эта зависимость в обобщенном виде охватывает и описывает практически все допустимые геологические, геохимические, геофизические, термодинамические и другие особенности системы.

Из уравнений состояния вытекает, в частности, что изменение какого-либо из параметров с необходимостью приводит к изменению других параметров.

Порог критического состояния (порог возмущения).

Натурные исследования

Активные техногенные воздействия являются, по существу, сильным возмущением квазиравновесной системы и существенно искажают ее природные параметры. Если это возмущение является щадящим, то самоорганизующаяся система выравнивает это неравновесие.

Особенно это важно на поздних стадиях жизни месторождения. Длительное или интенсивное возмущение, значительно превышающее пороговое, уничтожает систему. Как следствие, падает пластовое давление, резко уменьшается дебит, обводняет-

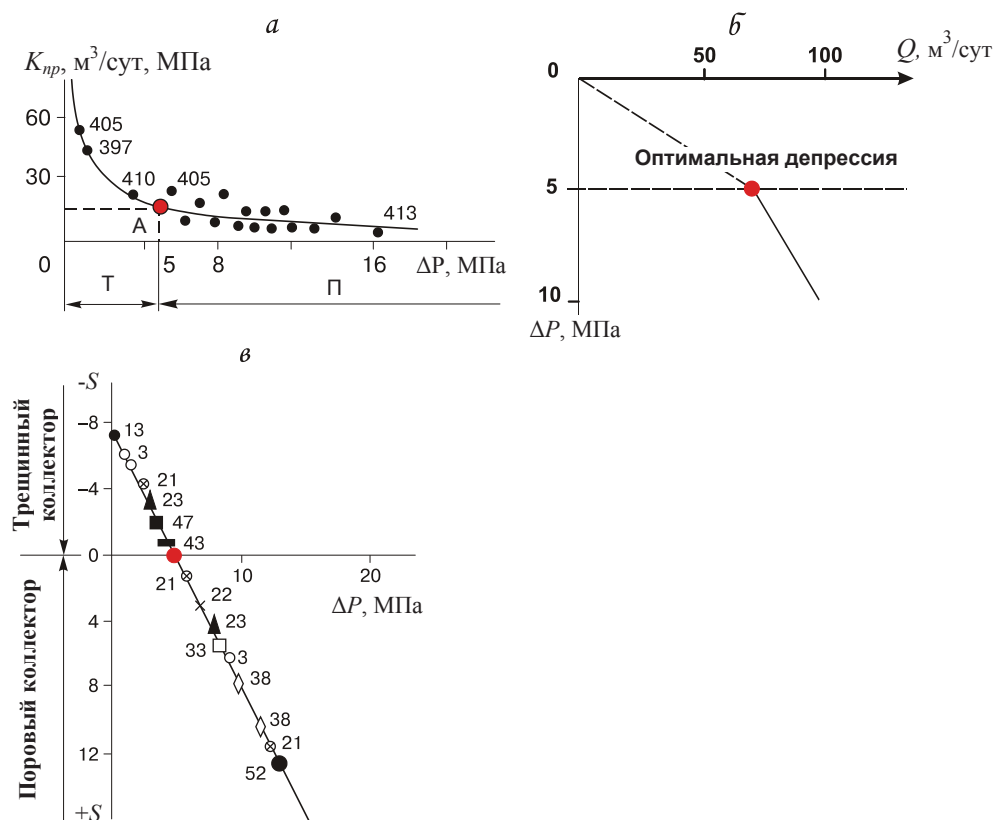


Рис. 1. а) Индикаторная диаграмма и зависимость коэффициента продуктивности от депрессии по скважинам (цифры). Месторождение Южное, Нижневартовский свод. Западная Сибирь. б) Индикаторная диаграмма по скв. 43 Барсуковского месторождения (Республика Беларусь). в) Характеристика флюидодинамических параметров карбонатных коллекторов порово-трещинного типа. Связь показателей скин-эффекта и депрессии по скважинам (цифры) месторождения Бештентяк (Киргизия)

ся пласт и изменяется его минералогический состав.

Пороговое возмущение можно оценить через депрессию на пласт. На практике установлено, что максимальная депрессия на пласт ($P_{пл} - P_{зоб}$) не должна превышать 5 МПа. Эта величина является почти универсальной для всех типов коллекторов. Значение оптимальной депрессии (5 МПа) установлено для многих месторождений. Рассмотрим несколько примеров (рис. 1). На рис. 1, в зависимость $S=f(\Delta P)$ пересекает ось абсцисс при $\Delta P=5$ МПа. Если до данного значения S отрицательны, что характерно для трещинного коллектора, то с возрастанием депрессии положительные – поровый коллектор (работает матрица).

По многим данным, величина оптимальной репрессии ($P_{зоб} - P_{плст}$) тоже не должна превышать 5 МПа, что особенно важно для проведения гидро-разрывов.

Залежь нефти – живая система

Главной особенностью любой живой системы является ее энергетический потенциал и работоспособность. Залежь нефти – это открытая геофлюидодинамическая система с переменной эксергией, непостоянными градиентами массо-энергопереноса, пороговые значения которых определяют граничные параметры системы на определенный момент времени [1].

С учетом более чем столетнего мирового опыта активного освоения нефтяных месторождений определилась стадийность их разработки, которая может быть представлена следующим графиком (рис. 2).

По оси ординат показана добыча нефти Q , по оси абсцисс – ориентировочное время t (периоды) разработки нефтяных месторождений с учетом данных различных исследователей. РЦ – реабилитационные циклы, МУН – методы увеличения нефтеотдачи (щадящие), «полка» – стабильное состояние системы (оптимальный уровень добычи). Длительность «полки» определяется научно обоснованным мониторинговым проектом разработки и профессионализмом промысловых специалистов. Реабилитационные циклы в процессе освоения любого месторождения и щадящие методы

увеличения нефтеотдачи являются основой продления жизни месторождения и возможности его разработки на длительное время.

Утверждается, что активные запасы нефти и газа могут восполняться в процессе разработки нефтегазовых месторождений. Это возможно в двух случаях: а) происходит активный современный процесс образования углеводородной массы в данном пласте (очаге), что было доказано на полигоне в Мексиканском заливе, месторождение Юджин Айленд. Возможна подпитка месторождения вновь образованными порциями углеводородов как внутри системы, так и за её пределами; б) осуществляется индивидуально-щадящая разработка и периодическая реабилитация, вследствие чего происходит сбалансированный обмен флюидами между матрицей (блоком) и фильтрационными каналами в пласте, а также соблюдается равновесие между горным и пластовым давлениями [1, 2, 9].

Примеры, факты

Есть месторождения-долгожители. Добыча нефти в Индии на месторождении Дигбой в Ассаме началась в 1890 г. и продолжается до сих пор.

В США насчитывается более 100 месторождений, разрабатываемых более 50 лет. Например, гигантское месторождение Ист-Тексас в песчаниках верхнего мела оценивалось в 1 млрд т нефти. Его разработка началась еще в 1930 г. и продолжается.

Показательным примером являются азербайджанские промыслы. В Грозненском нефтеносном районе Октябрьское, Ташкалинское и Ойсунгурское месторождения разрабатывались более 60 лет.

В Западной Кубани длительность активной разработки некоторых месторождений составляет: Ново-Димитровское – 52 года, Левкинское – 39 лет, Абино-Украинское – 43 года, Ахтырско-Бугундырское – 40 лет и северное крыло Зыбзы-Глубокий Яр – 56 лет.

Р.Х. Муслимов в 2007 г. [6] отразил новый взгляд на перспективы развития уникального Ромашкинского нефтяного месторождения в Татарстане, которое находится в разработке уже 65-ый год. Сейчас добыча нефти держится на уровне 12...15 млн т в год, а нефтеотдача превышает проектную (рис. 3).

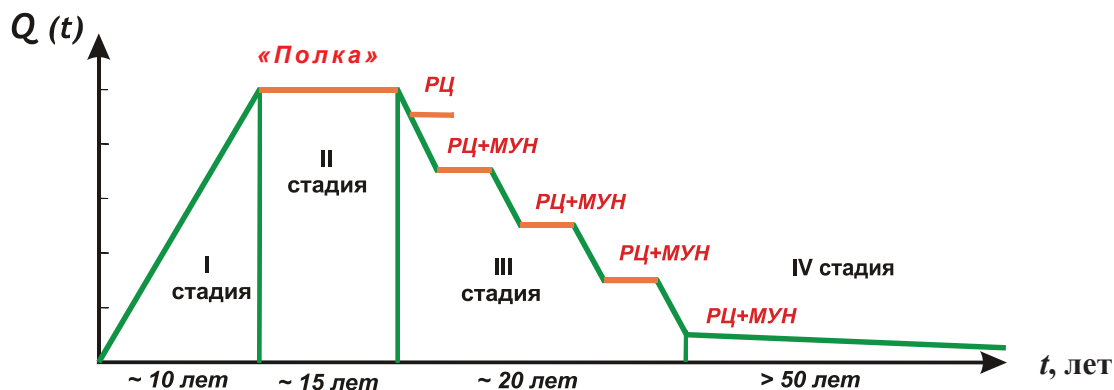


Рис. 2. Обобщенный график жизни нефтяного месторождения

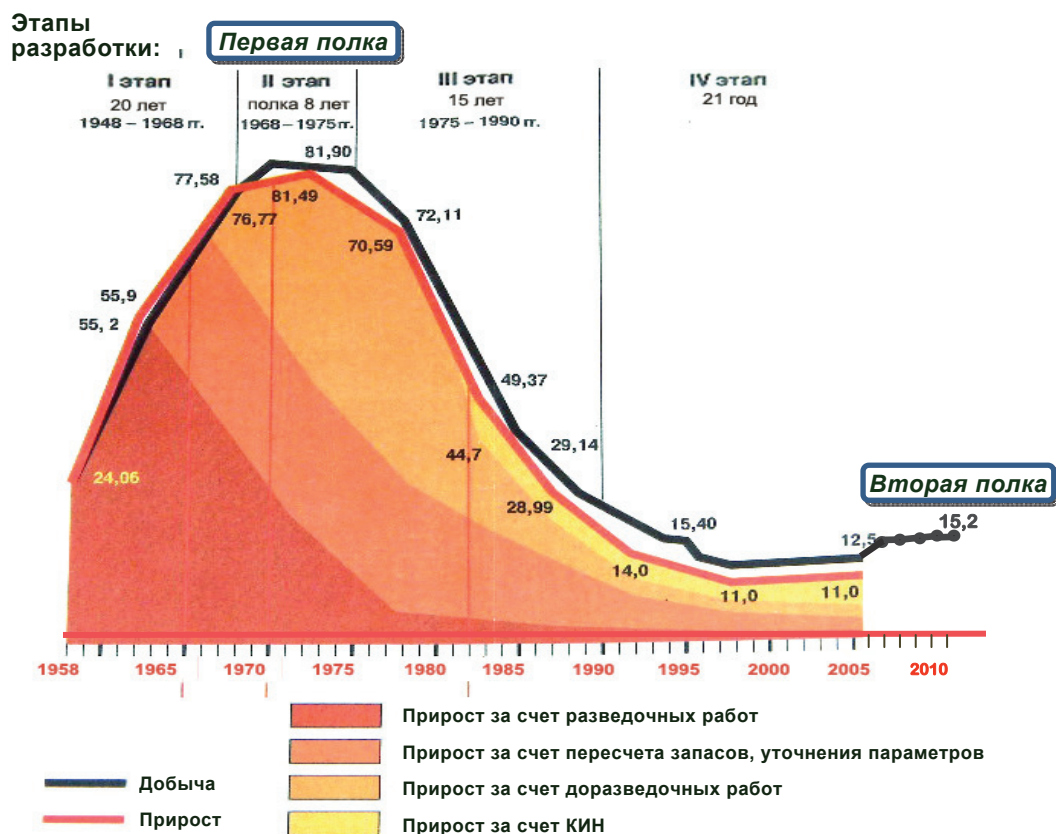


Рис. 3. График жизни Ромашкинского месторождения, Татарстан. Добыча и прирост запасов в млн т

По мнению Р.Х. Муслимова, это месторождение будет разрабатываться до конца XXI столетия, то есть его долголетие будет превышать 150 лет, за счет «подпитки» новыми порциями углеводородов [6, 7].

Имеется много примеров в мировой и отечественной практике восстановления активной фонтанной работы скважин после некоторого периода реабилитации (отдыха) в целом всего месторождения или отдельных его блоков.

Верх-Тарское месторождение (Новосибирская область) — пример ускоренной выработки активных запасов и беспощадной эксплуатации Живых нефтенасыщенных систем. Реальный график жизни Верх-Тарского месторождения можно сравнить с рис. 2 и 3. Как видно, здесь «полки» нет (рис. 4), только две стадии. Обводненность добываемой продукции на Верх Тарском месторождении превышает 80 %. Это результат использования гидро-разрыва и закачки воды. Добытчики нефти занимаются не освоением месторождения и даже не разработкой, а только выработкой активных запасов в закритическом режиме.

Гидро разрыву подвергаются все вновь пробуренные скважины с самого начала их эксплуатации. В нефтяной пласт Ю₁ с целью поддержания пластового давления закачивается вода в объемах, многократно превышающих добычу нефтяного флюида. В 2010 г. действующий эксплуатационный фонд на месторождении составлял 92 скважины, а дей-

ствующий нагнетательный фонд — 74 скважины. Средний дебит нефти — 41 т в сутки, а воды в объеме добываемой жидкости — 80 т в сутки, т. е. в два раза больше. В таком режиме система поддержания пластового давления тоже является разрушительной для нефтенасыщенного пласта [10].

«Поршневой» принцип вытеснения нефти в пласте не обеспечивает эффективную перколяцию. Следует иметь в виду, что масштабная закачка «инойродной» воды резко и необратимо изменяет минералогический состав продуктивного пласта и соответственно все природные свойства коллектора, то есть происходит активный техногенный метасоматоз с отрицательным эффектом. К сожалению, в Западной Сибири многие месторождения разрабатываются аналогично Верх-Тарскому.

В этом районе можно создать научно-технологический полигон, который будет «эталонным» для месторождений Западной Сибири. Именно здесь, в натурном исполнении, можно разрабатывать и внедрять инновационные технологии по разработке нефтяных месторождений.

Необходимо заметить, что в США в 2010 г. было задействовано около 200 проектов по разработке и применению МУН, но нет ни одного по гидро-разрывам пластов. Американцы широко используют закачку CO₂. Рядом с Верх-Тарским месторождением есть Восточно-Межовское (Веселовское) месторождение, где в одной из скважин был получен фонтан CO₂ с дебитом 200 тыс. м³/сут.

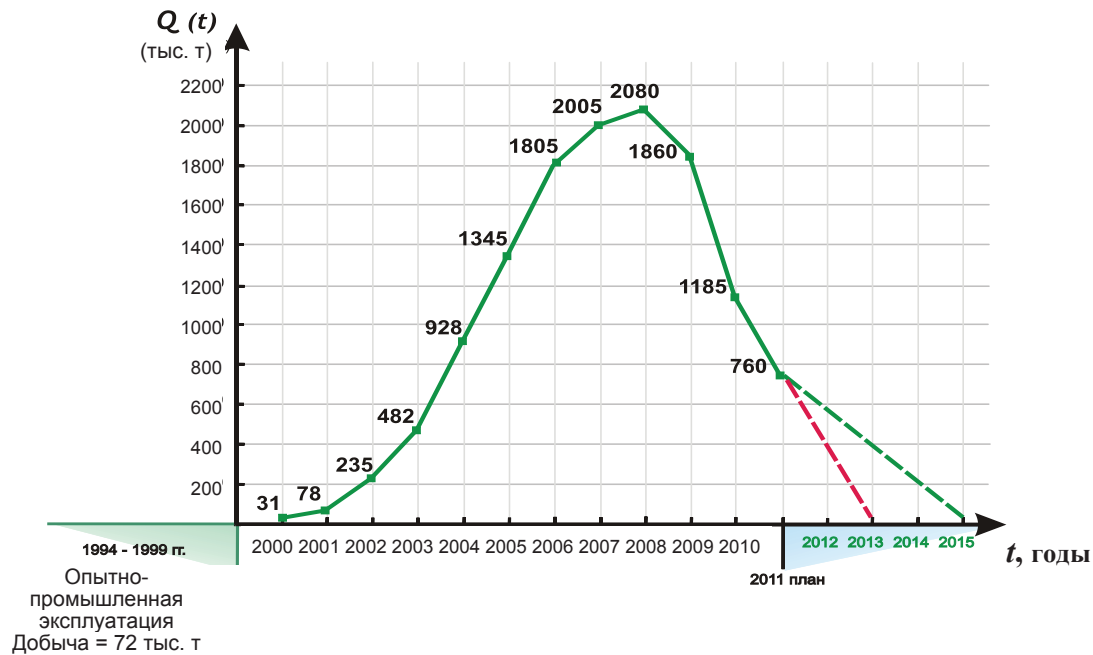


Рис. 4. График жизни Верх-Тарского месторождения

Физико-математическая модель флюидонасыщенной системы

Энергия флюидонасыщенной системы в период разработки месторождения адекватна работе, производимой нефтегазонасыщенным пластом при изменении его состояния. Подчеркнем, что пласт и скважина, по существу, являются единой природно-техногенной системой.

Количество добываемой нефти определяется дебитами скважин Q_n или коэффициентом продуктивности пласта $K_{пр}$. В тривиальном понимании все зависит от двух величин: пластовое давление — главная энергетическая величина пласта $P_{пл}$ и забойное давление — энергия выталкивания флюида из пласта в скважину $P_{заб}$. Таким образом совершается полезная работа. В сокращенном и упрощенном виде можно записать:

$$A_{пл} = \frac{Q_n}{(P_{пл} - P_{заб}) F_{фр}},$$

где $F_{фр}$ — фрактальный параметр, учитывающий и перколяционные свойства пласта.

Эффективная работа системы ($A_{эфф} = A_{пл} - A_{перк}$) зависит от многих факторов, где все величины можно сопоставить в значениях энергии или давления. $A_{перк}$ — работа перколяционного противодействия, отражающего все особенности флюидонасыщенной системы, включая фрактальность [11].

Следует особо подчеркнуть, что месторождение отличается постоянным стремлением к равновесию как внутри самой системы, так и с окружающей средой (другой геологической системой).

Динамика геофлюидодинамической системы может быть описана эволюционным векторным дифференциальным уравнением вида:

$$\frac{\partial \lambda}{\partial t} = Z(x, t; a_1, a_2, \dots, a_n, \nabla a_1, \nabla a_2, \dots, \nabla a_n),$$

где Z — функция от многих переменных; λ — один из параметров $a_1, a_2, \dots, a_n$ состояния системы, выбранный в качестве основной величины в динамической модели системы; $\partial \lambda / \partial t$ — частная производная этой величины по времени; $x = (x_1, x_2, x_3)$; $\nabla a_1, \nabla a_2, \nabla a_n$ — градиенты (производные по пространственным переменным) основных термодинамических параметров. Это эволюционное дифференциальное уравнение имеет прогностический характер и отражает общие динамические законы, универсальные для всех месторождений. Можно рассчитать все основные физические величины флюидодинамической системы в любой интересующий момент времени по известным их значениям в некоторый, произвольно заданный предшествующий момент времени. Его можно было бы назвать основным уравнением динамики нефтегазовой залежи как живой системы.

Относительно функции Z может быть высказан ряд содержательных ограничений и предположений. Одно из них состоит в том, что энергия (эксергия) нефтегазовой флюидодинамической системы, рассчитанная на основе данного уравнения, должна в режиме эксплуатации месторождения качественно воспроизводить указанную выше функцию $Q(t)$ (см. рис. 1).

Выводы

1. Соблюдение критического порога (5 МПа), реабилитационные циклы и щадящие индивидуальные методы увеличения текущей и конечной нефтеотдачи — обязательное условие длительной эффективной разработки нефтяных и газовых месторождений.

2. Закритические режимы разработки нефтяных месторождений возмущают геологическую среду и создают многочисленные точки бифуркаций в глубинных недрах и на поверхности, что предопределяет экологические риски.
3. Предлагается принципиально новая научно-технологическая парадигма освоения, сохранения и восполнения нефтегазовых ресурсов, предусматривающая непрерывный мониторинг

состояния системы, учитывающая критический порог ее устойчивости с целью обеспечения флюидодинамического баланса. Это позволит сохранить на длительный период активные запасы нефти, восполнение которых возможно за счет новообразованных объемов углеводородной массы и шадающих методов увеличения нефтеотдачи, не нарушающих состав и свойства продуктивных пластов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Запивалов Н.П., Попов И.П. Флюидодинамические модели залежей нефти и газа. — Новосибирск: Гео, 2003. — 198 с.
2. Запивалов Н.П., Лобов В.И. Геофлюидодинамические методы управления напряженно-деформированным состоянием нефтенасыщенных резервуаров и продуктивностью скважин // Геодинамика и напряженное состояние недр земли: Тр. Междунар. конф. — Новосибирск, 6–9 окт. 2003 г. — Новосибирск: Ин-т горного дела, 2004. — С. 447–454.
3. Трофимук А.А. К методике промысловых исследований нефтеотдачи пластов // Исследования нефтеотдачи пласта: Метод. совещ. во ВНИИ. Тр. Всесоюз. Нефтегазового НИИ; Вып. 24, ноябрь 1957. — М., 1959. — С. 103–128.
4. Денк С.О. Моделирование геофлюидодинамической системы нефтегазоносного пласта-коллектора. — Пермь: Электронные издательские системы, 2002. — 296 с.
5. Крибари Г.А., Храменков М.Г. Образование минеральных включений в обводняемых пластах как важная причина снижения фильтрации // Увеличение нефтеотдачи — приоритетное направление воспроизводства запасов углеводородного сырья: Матер. Междунар. научно-практ. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения акад. А.А. Трофимука. — Казань, 7–8 сентября 2011. — Казань: Фэн, 2011. — С. 214–218.
6. Муслимов Р.Х. Новый взгляд на перспективы развития супергигантского Ромашкинского месторождения // Геология нефти и газа. — 2007. — № 1. — С. 3–12.
7. Муслимов Р.Х. Особенности разведки и разработки нефтяных месторождений в условиях рыночной экономики. — Казань: Фэн, 2009. — 727 с.
8. Резников А.Н. Геосинергетика нефти и газа. — Ростов-на-Дону: Изд-во «ЦВВР», 2008. — С. 258–261.
9. Запивалов Н.П. Реабилитационные циклы — основа восполнения активных запасов на разрабатываемых месторождениях // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ: Матер. Междунар. конф. памяти акад. П.Н. Кропоткина. — Москва, 20–24 мая 2002. — М.: ГЕОС, 2002. — С. 330–332.
10. Запивалов Н.П. Новосибирская нефть-2010 как зеркало российской «нефтянки» // Эко. — 2010. — № 9. — С. 31–49.
11. Запивалов Н.П., Смирнов Г.И., Харитонов В.И. Фракталы и наноструктуры в нефтегазовой геологии и геофизике. — Новосибирск: ГЕО, 2009. — 131 с.
12. Способ повышения нефтеотдачи пластов: пат. 2425967 Рос. Федерация; заявл. 30.09.09; опубл. 10.08.11, Бюл. № 22.

Поступила 14.10.2011 г.

Наши юбиляры

ПРОФЕССОРУ В.Л. СЕРГЕЕВУ – 65 ЛЕТ



Виктор Леонидович Сергеев родился 1 июня 1947 г. в г. Белово Кемеровской области в семье рабочего. В 1970 г. окончил радиофизический факультет Томского государственного университета.

С 1970 по 1992 гг. Виктор Леонидович работал в ряде академических и отраслевых научно-исследовательских институтов, предприятиях общего машиностроения, в Томском государственном университете систем управления и радиоэлектроники. С 1981 по 1983 гг. проходил обучение в аспирантуре Томского государственного университета и защитил кандидатскую диссертацию.

С 1992 по 2004 гг. Виктор Леонидович работал в нефтяных компаниях «Роснефть – Пурнефтегаз» и ОАО «Томскнефть ВНК» на должностях начальника отдела информационных технологий и менеджера подразделения исследования и обучения. В 2000 г. защитил докторскую диссертацию.

С 2003 по 2011 гг. В.Л. Сергеев работал профессором кафедры геологии и разработки нефтяных месторождений (ГРНМ) Томского политехнического университета (по совместительству) и про-

фессором кафедры автоматизированных систем управления в Томском государственном университете систем управления и радиоэлектроники (ТУСУР). С 2011 г. профессор кафедры ГРНМ Национального исследовательского Томского политехнического университета.

Профессор В.Л. Сергеев – известный ученый в области системного анализа, идентификации и управления. Виктором Леонидовичем и его коллегами: аспирантами, сотрудниками кафедры геологии и разработки Томского политехнического университета, сотрудниками кафедры автоматизированных систем управления Томского государственного университета систем управления и радиоэлектроники разработано новое научное направление – создание и внедрение интегрированных систем идентификации и управления процессами нефтегазодобычи в условиях неопределенности.

Начало научной деятельности В.Л. Сергеева в 70–80 гг. прошлого столетия связано с ведущими учеными г. Томска в области кибернетики и управления – Ф.П. Тарасенко, В.П. Тарасенко, А.И. Ру-

баном, А.М. Кориковым. Созданные в эти годы В.Л. Сергеевым новые непараметрические методы идентификации сложных систем были успешно внедрены при решении ряда актуальных для Томской области задач медицинской диагностики ранних стадий рака желудка и диабета. Исследования и внедрение результатов были проведены в сотрудничестве с учеными Томского института онкологии и Томского медицинского университета — В.В. Удутом, С.А. Наумовым, Г.И. Цыровым.

Другим основополагающим фактором, определяющим научную и практическую деятельность В.Л. Сергеева, явилась его многолетняя работа в нефтяных компаниях.

Работая в ОАО «Роснефть — Пурнефтегаз» в Ямало-Ненецком автономном округе, Виктор Леонидович занимался задачами создания и внедрения информационных систем мониторинга и управления разработкой нефтяных месторождений, баз данных, программных средств гидродинамического моделирования, программных средств гидродинамических исследований скважин. Для месторождений ОАО «Роснефть — Пурнефтегаз», большая часть из которых относится к многопластовым залежам с трудноизвлекаемыми запасами, решение отмеченных задач было и остается по настоящее время актуальным и жизненно необходимым.

Одним из значимых результатов, в которых В.Л. Сергеев принимал активное участие, следует отметить создание в ОАО «Роснефть — Пурнефтегаз» в 1995 г. на базе НГДУ «Барсуковнефть» центра геолого-геофизического моделирования, оснащенного программными средствами компании «Шлюмберже». Это позволило объединить геологов, специалистов по разработке месторождений, исследованию скважин в единые команды, что обеспечило большее понимание проблем разработки, стимулировало развитие задач мониторинга. Другим значимым достижением В.Л. Сергеева является создание и внедрение в 1999 г. в ОАО «Роснефть — Пурнефтегаз» информационной системы «OliInfoSystem» на базе системы управления базами данных и программных средств фирм Oracle и Microsoft (разработка ОАО «НижевартовскАСУ-нефть»), обеспечивающей работу компании с единой базой данных в реальном времени.

Работая в компании ОАО «ТомскнефтьВНК» в должности менеджера подразделения исследования и обучения, Виктор Леонидович занимался вопросами методической и регламентной поддержки задач проектирования разработки нефтяных ме-

сторождений, гидродинамических исследований скважин и пластов, технологий повышения нефтеотдачи пластов и скважин. К значимым результатам менеджера В.Л. Сергеева следует отнести разработку и внедрение в ОАО «Томскнефть ВНК» нового регламента по проектированию разработки нефтяных месторождений, дополняющий отраслевой стандарт методами контроля разработки, создания и сопровождения постоянно действующих геолого-технологических моделей.

Работая с 2003 г. на кафедре ГРHM В.Л. Сергеев совместно с сотрудниками кафедры АСУ ТУСУРа активно работает над созданием современных технологий проектирования интегрированных систем идентификации и управления процессами нефтегазодобычи в условиях неопределенности, обладающих элементами самоорганизации. Разработанные технологии, модели и алгоритмы позволяют на качественно новом уровне решать задачи мониторинга процессов нефтегазодобычи, прогноза технологических показателей разработки месторождений углеводородов, интерпретации гидродинамических исследований скважин.

Созданные технологии идентификации и управления процессами нефтегазодобычи, интерпретации гидродинамических исследований скважин, внедренные в ряде нефтегазодобывающих компаний РФ, находят непосредственное отражение и в учебном процессе. На кафедре ГРHM В.Л. Сергеевым разработаны и читаются новые курсы лекций: «Промышленно-технологические модели процессов нефтегазодобычи» (магистерская подготовка), «Мониторинг и регулирование разработки нефтегазоконденсатных месторождений», «Теория и практика управления процессами нефтегазодобычи» (магистерская подготовка), «Общая теория динамических систем» (магистерская подготовка).

В.Л. Сергеевым опубликовано порядка 80 научных работ, одна монография и два учебных пособия. Подготовлено 3 кандидата наук. Осуществляется руководство аспирантами. Полученные научные и практические результаты докладывались на 30 Всесоюзных и Международных конференциях и симпозиумах.

Виктор Леонидович является членом клуба исследователей скважин Академии народного хозяйства при Правительстве РФ и Института нефтегазового бизнеса.

За плодотворную научно-педагогическую деятельность В.Л. Сергеев награжден Почетной грамотой Министерства науки и образования РФ.

ПРОФЕССОРУ А.А. ПОЦЕЛУЕВУ – 60 ЛЕТ



3 февраля 2012 г. исполнилось 60 лет доктору геолого-минералогических наук, профессору, заведующему кафедрой общей геологии и землеустройства Института природных ресурсов ТПУ, действительному члену Всероссийского минералогического общества, директору научно-инновационного Центра космогеологических исследований «Космогеология» Анатолию Алексеевичу Поцелуеву.

О научной, производственной и общественной деятельности юбиляра известно многим не только в России, но и далеко за ее пределами. Анатолий Алексеевич – это живая, разносторонняя и уникальная личность. Его доброта, стремление всегда помочь людям, поддержать их в трудную минуту – главное человеческое качество Анатолия Алексеевича. Он талантливый ученый, педагог и хороший организатор.

Анатолий Алексеевич родился в 1952 г. в п. Белово Тенькинского района Магаданской области. Он был третьим ребенком в семье Алексея Павловича (военнослужащий) и Феоктисты Нефедовны (учитель), которые были фронтовиками, инвалидами Великой Отечественной войны. В 1953 г. семья переехала в п. Омчак, где в то время отрабатывались богатые россыпи золота, а в 5 км велась добыча рудного золота на месторождении Наталка (рудник им. Матросова). После окончания Омчакской средней школы в 1969 г. Анатолий Алексеевич пошел работать электрослесарем на золотоизвлекательную фабрику им. Матросова объединения «Северовостокзолото». 1970–1972 гг. – служба в Советской Армии (старшина батареи в учебной дивизии Дальневосточного военного округа).

После демобилизации в 1972 г. Анатолий Алексеевич поступил учиться по специальности «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» (редкометалльная специализация) на геологоразведочный факультет (ГРФ) Томского политехнического института. В период учебы он выезжал в геологические экспедиции с профессором К.В. Радугиным в Восточный Саян (1973 г.),

с доцентом В.А. Шипицыным на Таймыр (1974 г.); производственные практики проходил в отрядах ПГО «Волковгеология» и «Степгеология», где принимал участие в поисках и разведке урановых месторождений. В 1977 г. после окончания учебы с отличием и получения квалификации горный инженер-геолог по приглашению профессора В.К. Черепнина он был оставлен для работы в научно-исследовательской части (НИЧ) кафедры месторождений полезных ископаемых. С этого времени вся производственная, научная и педагогическая деятельность Анатолия Алексеевича связана с Томским политехническим институтом (ныне университетом).

В 1977–1985 гг., работая инженером, младшим научным сотрудником, ассистентом, обучаясь в аспирантуре, А.А. Поцелуев совместно с коллегами по договорам с ПГО «Березовгеология» занимался изучением гидротермально-измененных пород и геохимических аномалий в связи с поисками и оценкой урановых месторождений Минусинского межгорного прогиба (Батеневский и Солгонский кряжи). В этот период было проведено средне- и крупномасштабное картирование метасоматических образований, геохимические исследования урановорудных объектов. Впервые были выявлены и изучены ураноносные вермикулит–сапонит–монтмориллонитовые метасоматиты, проведена систематизация геохимических спектров эндогенных урановых месторождений и многочисленных рудопроявлений региона. Итогом этого этапа работ явилась защита Анатолием Алексеевичем в 1985 г. в спецсовете Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе кандидатской диссертации на тему: «Гидротермально измененные породы и геохимические аномалии как критерии гидротермального уранового оруднения Придорожной и Кулганской площадей Минусинского межгорного прогиба».

С 1986 г. Анатолий Алексеевич наряду с преподавательской деятельностью выполняет значительный объем организационной работы. Будучи от-

ветственным исполнителем работ, он принимает активное участие в исследовании минералогии и геохимии урановых и редкометальных месторождений Северо-Казахстанской рудной провинции, Горного Алтая, в комплексной оценке ряда угольных месторождений Кузбасса.

Наряду с преподаванием традиционных на факультете дисциплин «Прогнозирование и поиски МПИ», «Поиски и разведка МПИ», «Геология МПИ», «Геохимия», «Геология», во второй половине 1990-ых гг. были подготовлены для геологов и геоэкологов новые дисциплины «Дистанционные методы исследования окружающей среды» и «Дистанционные методы геологических исследований, прогнозирования и поиска полезных ископаемых». В результате развития научных исследований в этом направлении по инициативе Анатолия Алексеевича был создан Центр дистанционных исследований и мониторинга окружающей среды, переименованный впоследствии в научно-инновационный центр космогеологических исследований «Космогеология». Коллективом центра с 2004 г. выполняется большой объем научных исследований по заданиям различных организаций как в России, так и за рубежом — ООО «РН-КрасноярскНИПИнефть», ЗАО «Ванкорнефть», ОАО «Атомредметзолото», ЗАО «РУСБУРМАШ», ФГУП «ЦНИГРИ», ФГУП «Урангео», ОАО «Сибгео», ГРК «Казцинк-Гео», ТОО «GeoMineProject», НИГП АК «АЛРОСА» и др.

Накопленный материал был положен в основу докторской диссертации «Закономерности формирования благороднометального оруденения в гидротермальных урановых и редкометальных месторождениях (на примере Алтае-Саянской и Северо-Казахстанской областей)», которая была успешно защищена А.А. Поцелуевым в 2008 г. в совете по защите докторских и кандидатских диссертаций при Томском политехническом университете.

В результате проведенных научных исследований в этот период времени установлены закономерности локализации, уровни накопления, характер распределения и формы нахождения благородных и редких элементов в гидротермальных месторождениях урана, олова, вольфрама и молибдена Северо-Казахстанской и Алтае-Саянской складчатых областей. Изучены физико-химические условия образования оруденения и состав металлоносных флюидов. Установлена природа летучих и твердых углеводородов в рудах изученных месторождений, обоснован гомогенный характер и глубинная природа углерода. Выявлен закономерный очагово-купольный характер структур различных месторождений, обусловленный их глубинным строением и характером развития флюидно-магматических систем. Разработана методика геологических исследований, прогнозирования и поиска месторождений по данным обработки мультиспектральных космоснимков и анализа цифровой модели рельефа.

В этот период времени Анатолий Алексеевич выполняет большую административную работу, бу-

дучи в разные периоды времени заместителем декана, деканом ГРФ, заведующим объединенной кафедрой геологии, минералогии и разведки полезных ископаемых, заместителем проректора-директора Института природных ресурсов по горно-геологическому направлению. Он являлся куратором многих студенческих групп — 2670 (выпуск 1982 г.), 2600 (выпуск 1985 г.), 2650 (выпуск 1990 г.), 2610 (выпуск 1996 г.), 2660 (выпуск 2001 г.).

А.А. Поцелуев активно участвует в различных общественных мероприятиях, избирался председателем профбюро факультета. По его инициативе и при участии в качестве главного редактора к 400-летию г. Томска был создан и выпущен в прекрасном оригинальном оформлении литературно-художественный альманах «Томская геологическая россыпь» (2004 г.), в котором собраны различные произведения (проза, поэзия, художественные полотна, музыка, песни) выпускников-геологов томских вузов разных лет.

Анатолием Алексеевичем опубликовано более 170 научных работ, в том числе 3 монографии и 3 учебных пособия. Под его научным руководством защищены две диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

Деятельность А.А. Поцелуева неоднократно отмечалась благодарностью ректора университета, он награжден нагрудным знаком ВЦСПС «За активную работу в профгруппе», медалью «100 лет профсоюзам России», знаками Министерства природных ресурсов «300 лет горно-геологической службы России», «Отличник разведки недр», Почетной грамотой Министерства природных ресурсов, медалями за участие в развитии Томского политехнического университета I и II степени.

Коллеги и друзья знают Анатолия Алексеевича как активного рыбака, охотника, бильярдиста. В рыбалке предпочтение отдается хариусу, которого он начал ловить со школьных лет в верховьях р. Колымы (р.р. Кулу, Хатынгнах, Омчак, Хинике) и продолжает рыбачить в настоящее время в различных уголках Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Колывань-Томской складчатой зоны. Сложно назвать это увлечением, но периодически, раз в несколько лет, он приезжает на свою «малую родину» — рыбачит, собирает бруснику, фотографирует и снимает на видео. На основе этих материалов уже вышли в свет три видеофильма — «Край моего детства» (2005 г.), «Остров детства моего» (2008 г.), «Здесь прошли наши школьные годы» (2011 г.). Эти фильмы разошлись сотнями экземпляров среди друзей детства, одноклассников, земляков, многие из которых живут далеко за пределами России.

Сотрудники института природных ресурсов, кафедры общей геологии и землеустройства, центра «Космогеология», многочисленные друзья и ученики поздравляют Анатолия Алексеевича с юбилеем и желают ему крепкого здоровья, счастья и новых успехов в научной, педагогической и организационной деятельности.

ПРОФЕССОРУ В.И. ИСАЕВУ – 60 лет



10 марта 2012 г. исполнилось 60 лет доктору геолого-минералогических наук, профессору кафедры геофизики Института природных ресурсов Валерию Ивановичу Исаеву.

В.И. Исаев родился в 1952 г. в с. Ермаковское Шушенского района Красноярского края. Школьные годы прошли в г. Ужур, расположенном на середине железнодорожного пути Красноярск-Абакан. В конце 60-х гг. г. Ужур – место дислокации дивизии ракетных войск стратегического назначения и Западной комплексной геологоразведочной экспедиции. Весной 1968 г. в 9-а класс школы № 4 пришли геологи из экспедиции и позвали ребят закончить курсы и поработать летом в полевых партиях.

Радиометрист-оператор Валера Исаев (свидетельство № 107 от 23.05.1968) два летних полевых сезона маршрутил по степной Хакасии и Горной Шории с начальником поисковой партии Василием Филипповичем Воробьевым.

По окончании школы Валера поступил на геологоразведочный факультет Томского политехнического института. Без научных пробников, но с красным дипломом, он в 1974 г. получил квалификацию «Горный инженер-геофизик» и распределен в Сахалинское территориальное геологическое управление (ТГУ). Из обучения в ТПИ остались неизгладимые впечатления от лекций профессора Дмитрия Степановича Микова и двух производственных практик на Таймыре под руководством к.г.-м.н. Эдуарда Николаевича Линда.

9 сентября 1974 г. самолет приземлился в аэропорту г. Южно-Сахалинск, и Сахалин стал на 28 лет местом пребывания геофизика В.И. Исаева.

1974–1976 гг. – работа оператором и инженером гравиметрической партии: летом – в сопках, наashiгованных японскими дорогами и укрепоч-

ками, зимой – по болотистой тундре с проживанием в брезентовых палатках.

Середина 70-х гг. – период создания вычислительных центров (ВЦ) при всех ТГУ, и с 1976 г. Валерий Иванович – ст. геофизик ВЦ при Сахалинском ТГУ. К 1980 г., под его руководством и непосредственно, создана автоматизированная система обработки и интерпретации данных детальной и высокоточной гравиразведки. Это позволило полностью отказаться от вывоза материалов на машинную обработку в европейскую часть (г. Ухта). Система была внедрена в экспедициях Сахалина, Камчатки и Чукотки, а также покрывала потребности машинной обработки материалов морской гравиметрии Института морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО АН СССР.

1982 г. – поступление в заочную аспирантуру при ИМГиГ, где под руководством чл.-кор. АН СССР Константина Федоровича Сергеева и ныне академика НАН Украины Виталия Ивановича Старостенко подготовлена кандидатская диссертация на тему «Построение региональных геоплотностных моделей методами математического программирования (на примере интерпретации гравитационного поля Дальнего Востока и сопредельных акваторий)». Защита состоялась в 1986 г. в Совете при Институте геофизики АН УССР (г. Киев).

1987–1992 гг. – время интенсивной разработки оригинальной методики (на основе геоплотностного и палеотемпературного моделирования) и исследований перспектив нефтегазоносности ряда осадочных бассейнов Дальневосточного региона.

1993 г. – год полной стагнации геологоразведочных работ на Дальнем Востоке. По инициативе министра МПР Виктора Петровича Орлова небольшие ассигнования направляются на проектирование

и формирование Государственного Банка Цифровой Геологической Информации (ГБЦГИ). Это позволило заметно уменьшить перестроечный разор геологических информационных ресурсов. ВЦ, где работал Валерий Иванович, было поручено создание ГБЦГИ Дальневосточного региона по отрасли «Нефть и газ». В 1999 г. Государственная Комиссия приняла в эксплуатацию Дальневосточный раздел ГБЦГИ, отметив высокий уровень и предложив выделять дополнительное финансирование. Ответственным исполнителем по работам ГБЦГИ на ВЦ с 1994 г. был зам. директора по НР В.И. Исаев.

Дефолт 1998 г. и последующая отмена фонда на Воспроизводство Минерально-Сырьевой Базы (ВМСБ) не позволили воплотить в жизнь предложения Государственной Комиссии. В это время сын и дочь Валерия Ивановича закончили обучение на факультете прикладной математики НГТУ и трудоустроились по специальности в г. Новосибирске. Председатель Томскгеолкома Александр Владимирович Комаров и директор ИГНД Владимир Васильевич Кривошеев пригласили В.И. Исаева на работу в ТПУ.

С 2002 г. Валерий Иванович в ТПУ преподает на кафедре геофизики и при поддержке зав. кафедрой Леонида Яковлевича Ерофеева оформляет и защищает докторскую диссертацию на тему «Нефтегазоносность Дальневосточного региона по данным гравиметрии и геотермии». Защита состоялась в 2003 г. в Совете при Институте тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН им. акад. Ю.А. Косыгина (г. Хабаровск).

В 2005 г., по согласованию ректоров, В.И. Исаев переведен в Югорский государственный университет (г. Ханты-Мансийск) на должность зав. кафедрой геологии. В период 2005–2007 гг. в ЮГУ выполнено лицензирование и организация учебного процесса инженерных специальностей «Геофизические методы поисков и разведки МПИ» и «Геология нефти и газа».

В 2007 г., по приглашению профессоров Л.Я. Ерофеева и А.К. Мазурова, Валерий Иванович вернулся на кафедру геофизики ТПУ и про-

должает преподавать дисциплины «Теория методов ГИС» и «Интерпретация данных ГИС».

2010–2012 гг. — время обобщения результатов научно-производственной деятельности В.И. Исаева. Это выход в свет учебного пособия «Интерпретация данных гравиметрии и геотермии при прогнозировании и поисках нефти и газа» (2010 г., гриф УМО в области прикладной геологии), публикация монографии «Нефтегазоносность Дальнего Востока и Западной Сибири по данным гравиметрии, геотермии и геохимии» (2011 г.), защита первого аспиранта в Совете академика А.Э. Конторовича, чтение лекций докторантам и преподавателям Казахского национального технического университета, знак «Отличник разведки недр», избрание членом-корреспондентом РАЕН. К этому времени он автор 160 публикаций и 31 отчета о результатах НИР.

Особое влияние на формирование научного мировоззрения Валерия Ивановича оказали известные ученые. К.Ф. Сергеев (1931–2010 гг.) — директор ИМГиГ ДВО РАН, до последнего дня хранивший партбилет КПСС и сообщавший об этом во всех анкетах и со всех трибун. Он учил честно работать. Юрий Александрович Косыгин (1911–1994 гг.) — директор ИТиГ ДВО АН СССР, член бюро Хабаровского крайкома КПСС, имевший служебную «Чайку» (единственную в г. Хабаровске). Он показал стиль и дух ученого-организатора. В.И. Старостенко — директор Института геофизики НАН Украины — бессменный научный руководитель с 1981 г.

Заслуживают доброй памяти родители В.И. Исаева. Отец — Исаев Иван Васильевич (1929–1962 гг.), с 13-ти лет участник ВОВ, награжден медалью «За победу над Японией», образование 4 кл., охотовед. Мать — Исаева Вера Георгиевна (1929–2000 гг.), образование 7 кл., швея.

Друзья, коллеги и студенты поздравляют Валерия Ивановича с юбилеем и, зная его целеустремленность и работоспособность, выражают уверенность — его высоты в научной работе еще впереди.

ПРОФЕССОРУ М.В. КОРОВКИНУ – 60 ЛЕТ



Михаил Владимирович Коровкин родился 15 июля 1952 г. в г. Ростов-на-Дону. В 1969 г. окончил среднюю школу в г. Белово Кемеровской области и поступил в Томский политехнический институт им. С.М. Кирова, который окончил в 1974 г. В 1978 г. окончил очную аспирантуру по специальности «Физика твердого тела» (научный руководитель — профессор А.А. Воробьев). В июне 1986 г. в специализированном совете Ростовского государственного университета Михаил Владимирович защитил кандидатскую диссертацию на тему «Термостимулированное радиоизлучение ионных кристаллов» по специальности 01.04.07 «Физика твердого тела». В 1987 г. ему присуждена ученая степень кандидата физико-математических наук, а в 1990 г. присвоено ученое звание старшего научного сотрудника по специальности «Физика твердого тела». В декабре 1998 г. после окончания очной докторантуры в ТПУ в срок защитил докторскую диссертацию на тему «Электромагнитные эффекты в радиодиапазоне, связанные с динамикой радиационных дефектов в диэлектриках» по специальности 01.04.10 «Физика полупроводников и диэлектриков». Ученая степень доктора физико-математических наук ему присуждена в 2000 г.

Трудовую деятельность он начал в 1972 г. Будучи студентом, работал лаборантом (по совместительству) в лаборатории «Электроника диэлектриков и полупроводников» (ПНИЛ ЭДиП). После окончания ТПИ работал инженером, старшим инженером ПНИЛ ЭДиП, с 1979 г. м.н.с. на кафедре горючих ископаемых и нефти, затем на кафедре минералогии и петрографии (м.н.с., с.н.с., в.н.с., зав. лаб.) в НИЛ ПТЭС. С 2000 по 2005 гг. — профессор кафедры электрооборудования и электро-

техники электрооборудования ЭЛТИ; с 2004 г. начальник отдела менеджмента качества, профессор кафедры геологии, минералогии и разведки месторождений полезных ископаемых Института геологии и нефтегазового дела (ИГНД); с 2007 г. — заместитель начальника отдела менеджмента качества, профессор кафедры геологии и разведки полезных ископаемых; с 2009 г. по настоящее время — главный эксперт информационно-аналитического управления ТПУ, профессор кафедры геологии и разведки полезных ископаемых и профессор кафедры организации и технологии высшего профессионального образования.

В разные годы для студентов и магистрантов ТПУ читал курсы: «Физические методы исследования в геологии», «Лабораторные методы исследования минерального сырья», «Физические методы исследования минералов», «Физические основы электроники», «Общая электротехника», «Система менеджмента качества в вузе», «Сертификация систем качества» отдельные разделы в курсах «Физика твердого тела» и «Физика горных пород». Вел практические занятия по курсу «Кристаллография» у студентов ГРФ ТПИ и лабораторные работы по курсу «Электротехника», «Физические основы электроники», «Физические методы исследования минералов».

Ему повезло, что в ТПИ он поступил на специальность «Физика твердого тела» со специализацией «Физика горных пород», которая была создана легендарным ректором ТПИ профессором Александром Акимовичем Воробьевым. Под его руководством в 1971–1979 гг. довелось работать по прогнозу геодинамических явлений по программе «Подземная гроза» и участвовать в экспедиционных работах на Алтае, в Хакасии, Туве,

Красноярском крае, на Байкале и в Бурятии. Однако основная его работа под руководством А.А. Воробьева связана с изучением нового физического явления — генерации электромагнитного излучения в радиодиапазоне возбужденными диэлектрическими кристаллами. Другим своим наставником Михаил Владимирович считает профессора Владимира Николаевича Сальникова, с которым приходилось работать еще студентом в лаборатории ЭДИП в группе «Радиоизлучение твердых тел», а затем и на ГРФ в лаборатории физики горных пород и минералов, позднее переименованной в НИЛ ПТЭС.

Значительную роль в определении научного интереса сыграла встреча с писателем-фантастом А.П. Казанцевым и профессором Томского медицинского института Н.В. Васильевым. И тот, и другой заинтересовали студента-первокурсника Коровкина своими представлениями о Тунгусском метеорите. Профессор Н.В. Васильев отметил, что у Михаила очень «подходящая» специальность (специализация «Физика горных пород»), которая позволит вести аналитическую работу в лаборатории по выяснению радиационного воздействия при взрыве метеорита. С желанием вести научно-исследовательскую работу по данной проблеме Михаил в начале второго курса пришел в ПНИЛ ЭДИП, в лабораторию физики горных пород к В.Н. Сальникову. В течение многих лет Тунгусский метеорит прямо или косвенно влиял на все его научные исследования. Сначала был обнаружен эффект радиационной «памяти» в чистых кристаллах (что нашло отражение в его диссертациях), а позднее, особенно проявлялся этого эффекта в минералах, что позволило в 1995 г. сделать заключение о возможности радиационного воздействия при взрыве Тунгусского космического тела в районе падения.

Научная работа М.В. Коровкина направлена на изучение нового физического явления — возникновения электромагнитной эмиссии в радиодиапазоне вследствие структурной релаксации в диэлектриках (в том числе, минералах) при тепловом, оптическом и радиационном стимулировании. Показано, что генерирование электромагнитной эмиссии в радиодиапазоне при тепловом, оптическом и радиационном воздействии на неорганические диэлектрики является их фундаментальным свойством, т. к. обусловлено эволюцией, отжигом и взаимодействиями между собой объемных, линейных и точечных заряженных дефектов и отражает динамику релаксационных процессов, а в некоторых случаях носит квантовый характер. По данному направлению проводились исследования электромагнитных эффектов, генерируемых минералами и горными породами в их естественном залегании. Изучение вариаций естественного электромагнитного поля Земли проводилось для прогноза геодинамических явлений — землетрясений, горных ударов и др.

Другим научным направлением является исследование физических свойств минералов и кристал-

лов. Минерал рассматривается как источник генетической информации, которую можно выявить структурно-чувствительными физическими методами. Полученные результаты используются при проведении геологоразведочных работ при поиске и оценке месторождений полезных ископаемых (в том числе нефти и газа), при разработке и получении новых материалов из минерального сырья, для изучения полезных свойств минерала как материала и модификации его свойств. Например, результаты исследований люминесцентных свойств топаза использованы на Правоурмийском оловорудном месторождении; комплексное изучение свойств кварцитов используется при разработке новых технологий получения высокочистого кварцевого сырья; радиационно-оптические свойства известняков использовались для расчленения палеозойских отложений нефтегазовых месторождений Томской области и т. д. По этому направлению профессор М.В. Коровкин ведёт учебные занятия со студентами и магистрантами в Институте природных ресурсов ТПУ. В рамках направления — геоэкологические проблемы окружающей среды, в том числе и «аномальные» явления — остаточные эффекты в минералах и горных породах, испытывавших необычные физические (аномальные) воздействия.

В 2002 г. по приглашению С.Б. Могильницкого руководством университета М.В. Коровкину была поручена работа по организации и развитию системы менеджмента качества (СМК) в Томском политехническом университете. Ему опять повезло работать с творческими личностями — руководителями ТПУ — профессорами Ю.П. Похолоковым и А.И. Чучалиным. Под его руководством осуществлялось организационное, информационное и консультационное обеспечение функционирования и развития СМК во всех учебных факультетах и научно-исследовательских институтах ТПУ, которая успешно прошла сертификацию в международном органе по сертификации National Quality Assurance как соответствующая требованиям международного стандарта ISO 2001:2000; проводилась подготовка подразделений к ежегодным (с 2002 г.) надзорным и ресертификационным (2004, 2007 и 2010 гг.) аудитам; обеспечивалось проведение внутренних аудитов и мониторинг функционирования СМК в подразделениях ТПУ; организована деятельность Совета ТПУ по качеству; обучение и подготовка уполномоченных по качеству подразделений ТПУ. Под его непосредственным руководством дважды проведена самооценка ТПУ по критериям конкурса на соискание Премии Правительства РФ в области качества, по результатам которой Томский политехнический университет удостоен звания дипломанта, а в 2006 г. — лауреата престижной национальной награды — Премии Правительства РФ в области качества. Учитывая его опыт, он рекомендован ТПУ и утвержден в 2006 г. в качестве эксперта комиссии Рособнадзора по аккредитации и лицензированию образовательных учреждений по вопросам СМК.

М.В. Коровкин представляет ТПУ в качестве государственного ведущего эксперта Совета по присуждению Премии Правительства РФ в области качества и ведущего эксперта конкурса Министерства образования и науки РФ «Внутривузовские системы обеспечения качества подготовки специалистов»; его работа отмечена благодарственными письмами заместителя министра Минобрнауки РФ А.В. Пыжикова, зам. руководителя Рособнадзора Е.Н. Геворкян и другими. Как эксперт и ведущий эксперт конкурсов М.В. Коровкин принимал участие в оценке более 30 организаций-конкурсантов; среди удостоенных званий лауреатов и дипломантов Дальневосточный государственный университет (г. Владивосток); Тольяттинский государственный университет (г. Тольятти); Южно-Российский государственный университет экономики и сервиса (г. Шахты); Челябинский государственный педагогический университет (г. Челябинск); Государственный университет по землеустройству (г. Москва).

Михаил Владимирович активно участвует в научных конференциях по проблеме менеджмента качества в системе профессионального образования (практические результаты по СМК ТПУ им опубликованы в 27 работах и 2 монографиях в соавторстве), успешно распространяет опыт разработки СМК в ТПУ в других вузах: проводит обучение сотрудников вузов и техникумов по программам повышения квалификации в области менеджмента качества образовательных учреждений, проводит обучение и консультирование высшего руководства и сотрудников ТПУ и других вузов (всего 26, в числе которых Сибирский федеральный и Южный федеральный университеты, Дон-

ской технический университет, Карагандинская медицинская академия и Сибирский (Томский) медицинский университет и другие) при выполнении проектов по разработке системы менеджмента качества в образовательных учреждениях.

Профессор М.В. Коровкин опубликовал в соавторстве более 150 научных и научно-методических работ.

Он является действительным членом Международной академии наук о природе и обществе (МАНПО) (с 1997) и Ученым секретарем Томского регионального отделения МАНПО, действительным членом Межрегиональной общественной организации Академии проблем качества (с 2007 г.), действительным членом Российского минералогического общества, действительным членом Томского профессорского собрания, ведущим экспертом совета по присуждению премии Правительства РФ в области качества (2003–2012), ведущим экспертом конкурса Минобрнауки РФ «Внутривузовские системы обеспечения качества подготовки специалистов» (2003–2012), экспертом-аудитором систем качества образовательных учреждений.

Научную работу М.В. Коровкин всегда сочетал с общественной: с 1979 по 1986 гг. в областном совете молодых ученых и специалистов при обкоме ВЛКСМ; в 1991–1995 гг. — член ученого совета ГРФ; с 2001 г. — ученый секретарь диссертационного совета по защите докторских диссертаций (Д 212.269.02), член диссертационных советов Д 212.269.03 и Д 212.269.12.

Награжден нагрудным знаком «Почетный работник высшего профессионального образования РФ» (2006).

Некролог

ПРОФЕССОР Н.М. РАССКАЗОВ (1932–2012)



12 марта 2012 г. ушёл из жизни глубокоуважаемый нами учитель и соратник, профессор, доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент Международной Академии минеральных ресурсов, почётный разведчик недр, соавтор 10 научных монографий, 167 статей и нескольких десятков научных и производственных отчётов, первооткрыватель Томского месторождения питьевых подземных вод Николай Михайлович Рассказов, известный как в России, так и за рубежом ученый — старейший гидрогеохимик («гидрогеохимик первой волны»), сооснователь Томской гидрогеохимической школы и «Гидрогеохимии» как науки.

Николай Михайлович ушёл из жизни, спеша на работу. И именно трепетное отношение к работе было его образом жизни.

Попав в годы (1950–1955 гг.) «отличной» учёбы в ТПИ в творческую («инновационную») обстановку становления и оформления «Гидрогеохимии» как науки и апробации гидрогеохимического метода поисков рудных месторождений в различных ландшафтных условиях, Николай Михайлович уже не смог выйти из Воробьёвско-Удодовской гипнотически обаятельной научной среды.

Поработав 2 года (1955–1958 гг.) в Октябрьской экспедиции инженером и затем начальником отряда по поискам месторождений радиоактивного сырья на Дальнем Востоке и достигнув заметного материального и жилищного благополучия, Николай Михайлович «неожиданно» для многих и семьи вернулся в Томск на съёмную квартиру и аспирантскую стипендию (1958–1961 гг.). Под руковод-

ством П.А. Удодова и И.П. Онуфриёнка «гидрогеохимии первой волны» — Н.М. Рассказов, В.М. Матусевич, Ю.С. Париков, Е.А. Пономарёв и С.Л. Шварцев — провели широкую полевую апробацию предложенного и разработанного указанными руководителями метода соосаждения (концентрации) металлов и гидрогеохимического метода поисков рудных месторождений в различных полярных, таёжных и степных ландшафтных зонах Сибири. Методы оказались простыми, массовыми, экспрессными, малоёмкими и весьма информативными. Полученный материал послужил основой для написания и успешной защиты кандидатских диссертаций всеми указанными исследователями. В последующем все они стали докторами наук и профессорами.

Николай Михайлович в своей кандидатской диссертации на тему «Гидрогеохимия хребта Кирса (Западный Саян)» (1963 г.) обосновал электрохимические основы глубинности гидрогеохимического метода поисков руд и закономерности изменчивости режима подземных вод потоков рассеяния зон рудной минерализации и гидрогеохимического фона, нашедших в последующем широкое признание и распространение в поисковой гидрогеохимической практике. За разработку методики гидрогеохимических поисков он был награждён в 1965 г. золотой медалью ВДНХ.

Накопленная фактологическая база легла в основу написания коллективных монографий «Гидрогеохимические исследования Колывань-Томской складчатой зоны» (1971 г.) и «Методическое руководство по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений» (1973 г.), а также составления одной из первых гидрогеохимических карт юго-востока Западной Сибири масштаба 1:1500000, удостоенной серебряной медалью ВДНХ (1975 г.).

С 1963 г. начались совместные с Московским и Горьковским филиалами «Гипроторфразведки» и Новосибирским геологическим управлением интенсивные гидрогеологические и гидрогеохимические исследования заболоченных территорий Томской области, материалы которых были изложены в монографии «Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири» (1977 г.) и монографическом сборнике «Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития» (2002 г.).

За полувековую (1961–2012 гг.) «службу» на кафедре гидрогеологии и инженерной геологии он плавно прошёл все ступени преподавательского «взросления» — от ассистента до профессора и принимал активное участие в подготовке более 1500 горных инженеров-гидрогеологов, магистров и кандидатов наук. Им подготовлены и прочитаны курсы лекций по дисциплинам: «Динамика подземных вод», «Подземная гидравлика», «Гидрогеохимия», «Радиогидрогеология», «Гидрогеология и инженерная геология», «Минеральные воды», «Поиски и разведка месторождений подземных вод», «Учение о гидросфере», «Методика гидрогео-

логических исследований», «Мелиоративная гидрогеология» и многие другие, изданы 4 учебных пособия и десятки методических указаний. Как лектора его отличает тщательность подготовки и исключительное системно-последовательное изложение материала. Ни у кого из коллег не вызвало сомнений, что как педагог Николай Михайлович уже давно состоялся. Подтверждением этого явилось присуждение ему учёного звания профессора (1998 г.).

С 1965 по 1967 г. Николай Михайлович исполнял обязанности заведующего кафедрой гидрогеологии и инженерной геологии. С 1966 г. принимал активное участие в становлении и развитии «Проблемной гидрогеохимической лаборатории» и таких научных направлений, как «Нефтегазовая гидрогеология», «Поровые растворы горных пород», «Геохимия природных газов», «Лечебно-минеральные подземные воды Томской области» и другие. Результаты научных исследований изложены в монографиях «Поровые растворы горных пород как среда обитания микроорганизмов» (1981 г.), «Геохимические особенности поровых растворов горных пород» (1983 г.) и «Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия» (1982 г.), удостоенной Государственной премии СССР в 1986 г. Считается, что только участие в написании такой монографии указывает на то, что автор как учёный состоялся. Приглашение его в качестве старшего научного сотрудника в ТО ОИГГМ СО РАН (1991 г.), присвоение ему звания член-корреспондента Международной академии минеральных ресурсов (1996 г.) и награждение Почётной грамотой Президента РАН лишь подтвердили указанный факт.

Детальная разведка (1967–1971 гг.) и успешная защита геологических запасов Вороновского месторождения тугоплавких глин (при участии Н.М. Рассказова в качестве научного руководителя гидрогеологической части) в Государственной комиссии по запасам при Совете Министров СССР — высшей геологической инстанции подтверждают, что Николай Михайлович состоялся и как геолог. Присвоение ему учёного звания доктора геолого-минералогических наук (1993 г.), звания «Почётный разведчик недр» и награждение знаком «300 лет геологической службы России» лишь только удостоверяли его геологические заслуги.

Уникальный неоценимый (возможно неоценённый) вклад внёс Николай Михайлович в надёжное обеспечение жителей г. Томска качественной подземной водой. Нередко высказываемое на разных уровнях мнение о возможности доведения любой воды до кондиционных требований теоретически ошибочно и социально вредно. Невозможно воссоздать сложнейший качественный состав природной воды. Можно лишь незначительно его откорректировать. Но основой должна быть природная составляющая воды.

Первоначальная оценка прогнозных эксплуатационных запасов подземных вод на левом берегу Томи по результатам съёмочных исследований

Томской геолого-разведочной экспедиции (1962–1963 гг.) оказалась значительно заниженной (всего 5 000 м³/сутки), что существенно снизило социально-экологическую значимость данной территории и ввело в заблуждение областное партийное и административное руководство, попытавшееся разместить на левом берегу Томский нефтехимический комбинат. Уникальный природный водный бассейн был бы уничтожен только за счёт фоновых потерь комбинатом органометаллических загрязнителей. Проведённый Н.М. Рассказовым тщательный анализ производительности редких одиночных заглублённых водозаборных скважин и инициация качественного бурения ударно-канатным способом экспериментальной скважины, давшей 4000 м³/сутки, окончательно опровергли выводы о незначительных запасах здесь питьевых подземных вод. Из этих сведений вытекает, что Николай Михайлович является единственным (главным на 90 %) первооткрывателем Томского месторождения питьевых подземных вод. Все остальные «первооткрыватели» (на 10 %) лишь содействовали реализации открытия.

Составленный и успешно защищённый в 1973 г. в Мингео СССР проект предварительной разведки Томского крупного (до 300 тыс. м³/сутки) месторождения питьевых подземных вод вызвал весьма негативную реакцию как экспедиционных авторов отмеченного отчёта (что вполне понятно), так и руководства области и города (что также понятно в связи с необходимостью переноса Нефтехимкомбината на новое место, списания затраченных средств и пересмотра всего проектного инфраструктурного обустройства Обь-Томского междуречья (мосты, железные и автодороги, жилищное строительство и т. п.). «Спасло» проект и месторождение лишь неожиданное ураганное нефтехимическое загрязнение р. Томи — тогдашнего источника водообеспечения города, получившее нежелательный международный резонанс.

В настоящее время прогнозные водные ресурсы месторождения выросли до 500 (и даже 800) тыс. м³/сутки. Современная добыча воды в среднем составляет около 182 тыс. м³/сутки. Простейший рыночный расчёт показывает, что за 35 лет эксплуатации месторождения город добыл около 2,3 млрд м³ подземной воды и положил в свою казну по современным ценам более 53 млрд (рассказовских) руб. Нашедшему кубышку с кладом выплачивают 25 % и более его стоимости, в то время как нашедшему

такой водный клад если бы платили не по международным меркам, а хотя бы по 1 коп за 1 м³ (что было бы совсем необременительно для потребителя), то Николай Михайлович получал бы около 1820 р./сутки и мог бы позволить себе пожить подольше. За открытие и детальную разведку Томского месторождения подземных вод Николай Михайлович награждён дипломом II степени областного конкурса. Обычно благодарные люди на таких жизненно важных объектах ставят ещё при жизни первооткрывателя благодарственный знак (бюст и т. п.), а потом и памятник с мемориальной доской.

Заметен вклад (с 1990 г.) Николая Михайловича в гидрогеологическое изучение шахтных полей Кузбасса и проблему добычи там сланцевого газа.

Проведённые в 1995 г. под его руководством работы по оценке прогнозных ресурсов пресных и солоноватых вод степной зоны Минусинского бассейна Хакасии легли в основу гидрогеологической карты центральной части Минусинского бассейна масштаба 1:200000, монографии «Ресурсы пресных подземных вод степной зоны Минусы» и «Карты ресурсов пресных вод» альбома «Экология Хакасии».

Эколого-гидрогеохимические исследования изложены в монографии «Экогеохимия Западной Сибири. Тяжёлые металлы и радионуклиды» (1996 г.).

Историко-геохимическое осмысление рудной геологии вошли в монографию «Развитие идей Ф.Н. Шахова в рудной геологии и геохимии» (1998 г.).

10 марта 2012 г. Николай Михайлович поделился с нами обширными планами по своим научным и учебно-методическим задумкам, часть из которых не мешало бы реализовать и нам.

Большое уважение коллег вызывали такие человеческие качества Николая Михайловича, как несписовость, уважительное отношение к соратникам, тактичность, отзывчивость, исполнительность, повышенная образовательная требовательность и завидная выдержка в сложных производственных ситуациях.

Коллеги и ученики, преподаватели и студенты, научные сотрудники кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии, научно-образовательного центра «Вода» Института природных ресурсов Томского политехнического института.

Summaries

UDC 550.42:552.11

Turkin Yu.A., Novoselov K.L.

PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF DEVONIAN GRANITOIDS IN NORTH-WEST PART OF RUDNY ALTAI

The article introduces new data on geological structure and granitoid magmatism in north-west Russian part of Rudny Altai. For the first time Novonikolaevsk, Aleysk and Ustyansk granitoid massifs are selected in composition of the polyphase aleysk-zmeinogorsk complex as a result of geological observations, petrological and geochemical researches from the position of lithosphere plate tectonics. This complex has been formed from a single magmatic center of activated continental margin in Middle and Late Devonian age.

UDC 552.11:552:551:550.42

Korobeynikov A.F., Gusev A.I., Krasova A.S. THE REDUCED INTRUSIVE-HYDROTHERMAL-METASOMATIC GOLD SYSTEMS

The reduced intrusive-hydrothermal-metasomatic gold systems are connected to small-size felsic massifs and often conducted by lamprophyre dyke complex. Gold-generating granitoids refer to three types: strongly contaminated and reduced, shoshonit (SH) and adakite (AD). These systems form the deposits of scarn, gold-black-shale, vein gold-quartz-sulfide types. The reduced environment is the same over the whole evolution period of such systems from magmatogene to hydrothermal stages.

UDC 553.411.071.242.4+550.4

Kucherenko I.V., Gavrilov R.Yu., Martynenko V.G., Verkhozin A.V. PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF WALLROCK METASOMATISM IN VERNINSKOJE GOLD DEPOSIT (LENSK REGION)

The authors have introduced and discussed the materials revealing mineral composition and zoning of apo-black-shale wallrock (ore-hosting) metasomatic halo of Verninskoje deposit. The metasomatic halo belonging to beresite metasomatic formation is substantiated. Au, Ag, Hg distribution is governed by mineral zoning of metasomatic halo. The structure of metasomatic and geochemical deposit haloes fits well into typical universal diagram of mineralogic-geochemical zoning of wallrock haloes in mesothermal gold deposits applicable to black-shale and non-shale ore-hosting substrate. This is the real-valued expression of geologic-genetic deposits homogeneity in this or that system.

UDC 553.411.071.242.4+550.4

Kucherenko I.V., Gavrilov R.Yu., Martynenko V.G., Verkhozin A.V. PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF WALL- ROCK METASOMATISM IN SUKHOI LOG GOLD DEPOSIT (LENSK REGION). P. 3. GOLD AND SILVER GEOCHEMISTRY

The article introduces the data on statistic parameters of distribution of geochemical and metallogenic pathfinder elements in mineral zones of ore-hosting apo-black-shale metasomatic halo of beresite-

propylitic profile in western part of Sukhoi Log deposit (Lensk region). Average Au content on the level of the first mg/t and Ag content on the level of tens mg/t and their distribution dispersion (standard coefficient, standard deviation) are minimum in metasomatites accessible for studying of intermediate chloritic and more back albite zones containing no sulfides. The mentioned distribution parameters and Au/Ag-ratio grow considerably in metasomatites sulphidized at ore-formation in both zones. The results are discussed in comparison with the same data in the other gold deposits formed in black-shale and crystal substrates.

UDC 553.45:550.84

Potseluev A.A., Peregudov V.V., Babkin D.I., Ananyev Yu.S. GOLD IN ORES OF SYRYMBET RARE METAL DEPOSIT (NORTH KAZAKHSTAN)

The authors have studied gold occurrence forms and character of distribution in ores of Syrymbet rare metal deposit (North Kazakhstan fold area). High gold concentrations to 0,2 g/t are discovered in primary ores located both in sharyk suite rocks and in granites as well. Two forms of gold according to its size: fine dust gold (<200 mesh) and coarse mainly 0,3...0,5 to 1 mm are singled out. Maximum gold concentrations (41,3 g/t) are in dark-grey carbon shale developed clays. Gold is discovered by mineralogical researches in stanniferous gravity concentrates. the factors determining occurrence of noble metal high concentrations are ascertained.

UDC 550.42:553.411

Voroshilov V.G. VORTEX NATURE OF ORE-GENIC GEOCHEMICAL FIELDS

The author proposes the model of forming the structure of ore-genic geochemical field and substantiates its relation with mineralization scale. The article demonstrates the vortex structure of anomalous geochemical fields of different hierarchical levels by the example of hydrothermal gold deposits. The structure is conditioned by convective-vortex character of hydrothermal fluid flow, contingency of their upward and down flows, leaching and redeposition of chemical elements. The author determines space relation of geochemical anomalies with ring structures identified on satellite images.

UDC 549.623.7

Lupak E.M. CHLORITE GENETIC PROPERTIES OF SUKHARINSK ORE FIELD

The author has studied chlorites of ores and metasomatites of scarnified-magnetite Sukharinsk ore field (Gornaya Shoria) with superposed gold-sulphide mineralization. Two types of chlorites: metasomatic and vein are singled out. The article introduces the data on their genetic properties; the dependence of metasomatic chlorite iron content on replaced mineral composition is determined. The author determines iron content increase in all types of chlorites while moving away from Telbessk granitoid massif that indicates the paragenetic correlation of hydrothermal mineralization with granitoid magmatism.

UDC 553.411(57):546.65

Ananyev Yu.S.**RARE-EARTH ELEMENTS IN METASOMATIC ROCKS AND ORES OF GOLD DEPOSITS IN WESTERN KALBA**

The author has studied the features of distributing rare-earth elements in metasomatic rocks and ores of gold deposits in Western Kalba (Eastern Kazakhstan). It is ascertained that all metasomatic processes occurred at the change of these elements balance. The article demonstrates vertical differentiation of rare-earth elements in ore-bearing metasomatic rocks providing quartz-vein and vein-disseminated gold mineralization. The author singles out three types of lanthanide distribution in metasomatic rocks. The common nature of ore-bearing beresites is defined.

UDC 553.411(571.53)

Vagina E.A.**MINERAL ORE COMPLEXES AND GENESIS OF CHERTOVO KORYTO GOLD DEPOSIT (PATOM UPLAND)**

The author has studied mineral complexes and conditions of forming Chertovo Koryto gold deposit (North Tran Baikal). It is ascertained that ores are accumulated by five mineral complexes. Early complexes (the first and the second) are formed in the temperature range $>400\text{--}360\text{ }^{\circ}\text{C}$ from light-salted solutions (6...15 mass equivalent % NaCl) of sodium specialization in pressure range 150...300 MPa. The producing complexes (the third, the forth) are formed at active participation of carbon dioxide, methane and partly nitrogen in temperature range $350\text{--}180\text{ }^{\circ}\text{C}$ from water-salt solutions containing (Na, Mg) with saltiness to 12,5...21 mass equivalent % NaCl. Pressure changes in the system within the range of 60...200 MPa. The fifth complex has been crystallized from light-salted solutions (5...8 mass equivalent % NaCl) of sodium specialization at temperatures not higher than $130\text{ }^{\circ}\text{C}$ in pressure range 40...50 MPa. The results obtained are compared to the data on Irokindinskoye and Berikulskoe deposits located in crystal substrate and to Sukholozhskoe deposit occurred in black-shale strata. The conclusion is made on material-genetic homogeneity of gold deposits in both systems.

UDC 552.321.6:553.08

Yurichev A.N., Chernyshov A.I.**ORE MINERALIZATION OF THE IDARSKY DUNITE-HARZBURGITE COMPLEX (NORTHWEST OF EASTERN SAYAN)**

The authors studied the features of ore mineralization of dunites and harzburgites in the Idarsky restitic complex of the Kansk block located in northwestern part of Eastern Sayan. Typomorphism, mineral and chemical structure of minerals are shown. The resulted data allowed establishing the evolutionary direction in the change of chromspinelide chemical composition and associated sulphides which is determined by the conditions of their depletion in upper mantle and subsequent metamorphic transformations when moving and consolidating in crust.

UDC 550.831.01

Pyatakov Yu.V., Isaev V.I., Kosygin V.Yu.**THE POTENTIAL THEORY METHODS AT SOLUTION OF DIRECT GRAVITY AND GEODYNAMICS PROBLEMS OF THREE-DIMENSIONAL HETEROGENEOUS MEDIA**

The article introduces the algorithms for solving the problems of determining gravity and geodynamic field components for three-dimensional heterogeneous media. Typical elements –vertical triangular prisms with arbitrary upper and low base are used for approximation of densities and medium rheological structure. The authors have obtained a new analytical solution for the direct gravity problem for typical element with the density changing linearly at depth. The mathematical statement has been carried out. The article introduces the general solution of the problem for determining voltages and instantaneous drift velocities of heterogeneous viscous medium under earth's gravitational field. The solution is determined using hydrodynamic potentials of volume, simple and double layers. It is shown that the theory and typical method of solving direct problems of gravity

potential are ideally to be used for numerical calculation of such potentials. Stability, accuracy and response time of the developed algorithms are illustrated by test example calculation.

UDC 517.958:532.546+556.332.52+556.334+517.551+517.584

Zavedy T.Yu., Erofeev L.Ya.**ANALYTICAL DESCRIPTION OF STEADY WAVE HYDROGEODYNAMIC PROCESS IN CONFINED AQUIFER WITH LEAKAGE**

The authors have carried out practical approximation of the modified Bessel function of the second type of zero order (McDonald function) and extended functions with complex input values derived from it in connection with the case of solving the wave hydrogeodynamics problem on steady harmonic oscillations of the ground water level in the infinite strike confined aquifer with leakage. The article demonstrates the possibility in principle of simplifying the complex solution with leakage and its reducing to solution of simpler similar problem for the isolated bed.

UDC 552.52(571.9)

Arbuzov S.I., Volostnov A.V., Ilyenok S.S., Rybalko V.I.**THE NATURE OF TONSTEINS IN AZEISK DEPOSIT OF IRKUTSK COAL BASIN**

The article considers mineralogical and geochemical features of kaolinite interlayers (tonsteins) in Azeisk deposit of Irkutsk coal basin. The authors have determined rare-metal geochemical specialization of tonsteins in the deposit in REE, Y, Zr, Hf, U, Th, Ta, Sn, Ga, Cu, Pb, Se, Te and carried out complex analysis of possible sources of accumulating tonstein primary substance. The article introduces the substantiation of aerogenic mechanism of accumulating kaolinite interlayer primary material. The volcanic model of their formation owing to felsic pyroclastic substance has been substantiated.

UDC 553.313/.495

Ershov V.V., Rikhvanov L.P., Pshenichkin A.Ya., Arbuzov S.I. URANIUM AND THORIUM IN ORES OF BAKCHAR IRON ORE DEPOSIT

The article introduces the data on uranium and thorium accumulation levels in different mineralogical ore types and rocks of Bakchar iron ore deposit (Western Siberia). The authors have analyzed uranium and thorium bonds with the other microelements. The supposition on rock composition in alimentation zone has been made.

UDC 553.982

Yashchenko I.G.**HEAVY VANADIUM BEARING OILS OF RUSSIA**

The article considers the resource potential of heavy vanadium bearing oils of the Russian Federation. The main part of resources of heavy and vanadium bearing oils in Russia coincides with the deposits of Volga-Urals, Western-Siberian and Timan-Pechora oil-and-gas bearing basins. The significant potential of heavy oil is not sufficiently developed in the country. The possibility of recovering valuable associated components such as vanadium is neglected but it is the current issue at necessary transition to the large-scale development of heavy oil resources. It is known that vanadium production and recovery from heavy oils and its application in different manufactures is the promising direction of oil production and refining and it could give significant profit for oil producing companies.

UDC 552.56.550.832(571.16)

Ezhova A.V.**ALUMINOUS AND FERRIFEROUS ROCKS OF THE PRODUCTIVE STRATA IN THE SOUTH-EAST OF WESTERN SIBERIAN OIL-AND-GAS PROVINCE (TOMSK REGION)**

The author has studied the features of the structure of aluminous and ferriferous rocks coincide with the Paleozoic basement upper part and Jurassic sediments in the south-east of Western Siberian Plate, carried out their typing and determined their mineralogical composition, sedimentation conditions and secondary transformations. The

main criteria for determining these rocks at well logs: high values of electric conductivity and radioactivity, increase of well diameter at propagation of bauxite and oxide ferriferous rocks; high values on the neuron logging curves (for siderites) were determined. The results obtained allow distinguishing these rocks in sections with limited core sampling and using these data at correlation of sections in the Paleozoic and the Mesozoic aureole as well as at paleogeographic researches.

UDC 553.982:553.041:552.578:550.836

Lobova G.A.
THE GENERATION CENTERS AND PRIMARY-ACCUMULATED RESOURCES OF BAZHENOV OILS IN THE UST-TYM MEGADEPRESSION

The author has estimated the petroleum potential of Upper Jurassic-Cretaceous deposits in the Ust-Tym megadepression and its framing (Western Siberia) based on paleotectonic reconstructions and paleotemperature modeling, mapping the generation centers and relative density of initial geological resources of Bazhenov oils. The article introduces the recommendation on priority of objects for exploration work organization.

UDC 550.8.05

Ostanin V.A., Peshkov V.E., Krokhaev I.V., Parovinchak K.M., Syrchina N.V., Tikhomirova N.O.
SUBSTANTIATION OF RATIONAL COMPLEX OF AQUIFER HYDRODYNAMIC RESEARCHES

The article describes the algorithm of designing hydrodynamic parameters by the results of drillhole testing. The authors substantiate the reliability of determining edge water reserves by the researches carried out in single drillhole that reduces the exploration work labor intensity in comparison with observation well testing.

UDC 553.984:552.54

Koveshnikov A.E.
RESERVOIR ROCKS FORMATION IN PRE-JURASSIC CARBONATE DEPOSITS OF WESTERN SIBERIAN GEOSINECLISE

Hydrocarbons migrate into Paleozoic carbonate deposits of south-east part of Western Siberian geosineclise from north from the main oil-and-gas formation areas in settling down Bazhenov group and from east from oil-parent Pre-Cambrian deposits in Eastern Siberia. The hydrocarbons form in imbedded horizons of pre-Jurassic rocks the extensive crack metasomatic oil and gas reservoirs connected with oil-and-gas deposits in the Paleozoic carbonate sediments by the feeding crack system. The reservoir rocks in Silurian-Upper-Devonian carbonate sediments in the Western Siberian geosineclise were formed in the secondary-catagenetic stage of rock transformation in the form of crack-metasomatic areas. Long continental region stand in Permo-Triassic has not almost affected on reservoir rock formation in carbonate rocks. Diagenetic and primary-catagenetic dolomitization with the secondary-catagenetic dolomitization and secondary-catagenetic lixiviation formed the current outlook of rock voids.

UDC 553.984:552.54:551.253

Koveshnikov A.E.
RESERVOIR ROCKS OF PRE-JURASSIC CARBONATE-SILICATE-CLAY DEPOSITS OF THE WESTERN SIBERIAN GEOSINECLISE

Silicon-carbonate and silicon-clay formations in the south-east part of the Western Siberian geosineclise namely Nyurolsk structural-facial zone are formed in the areas of sedimentation basins of Late Devonian and early Carbonic age. Along with biogenic silicon accumulation in sediments it was redistributed in diagenesis and early catagenesis while forming micro-quartzitic rocks at the Upper Devonian limestone. These rocks were subject to supergene leaching at the stage of continental region stand and formation of weathering crusts at the outputs to the pre-Jurassic surface of the Paleozoic deposits. In the period of secondary catagenetic transformation of rocks the crack type reservoir rocks of hydrothermal-metasomatic nature were

formed in them both as a result of kaolinization with sideritization and hydrothermal leaching.

UDC 549:552(571.16)

Zhilina E.N.
MATERIAL-STRUCTURAL FEATURES OF MIDDLE-UPPER-JURASSIC DEPOSITS IN LUGINETSK FIELD (TOMSK REGION)

Based on the results of the detailed mineral-petrographic research the author introduces the comparative characteristic of material-structural features of the productive Calloway-Oxford deposits of J-I horizon in Luginetsk gas-condensate-oil field (Tomsk region).

UDC 622.276.6

Ivanov E.N., Kononov Yu.M.
THE SELECTION OF ENHANCED OIL RECOVERY METHODS BASED ON ANALYTICAL ESTIMATION OF GEOLOGICAL PHYSICAL DATA

The article considers optimization in selecting the enhanced oil recovery methods based on the author electronic program – «Applicability matrix» for analytical estimation of geological physical data. The program contains the criteria on multiple enhanced oil recovery methods and there is a possibility of the methods screening and ranking. The article introduces the analysis of oil fields for determining the applicability of enhanced oil recovery methods.

UDC 550.42:577.4(571.1)

Savichev O.G., Bernatonis P.V., Bernatonis V.K.
HYDROLOGICAL SUBSTANTIATION OF ECONOMIC DEVELOPMENT OF MARSHES (BY THE EXAMPLE OF THE KLUCH RIVER BASIN, WESTERN SIBERIA)

The mathematical model of water runoff formation is developed and approved by the example of the Kluch river in northeast part of the Vasuganskoe bog. The elements of annual and monthly water balance of the river basin are estimated. The authors have elaborated recommendations on hydrological substantiation of economic development of marches and offered parameters which should be determined in prospecting works and engineering researches: the areas of intra-marsh, forest and field ecosystems with various proaccuracy, the extent of water inflow and outflow contours out of ecosystems, annual and monthly values of water balance elements in the river basin; a longitudinal structure of water runoff change at water movement from basin border up to channel networks.

UDC 556.314

Guseva N.V., Kopylova Yu.G., Khvashchevskaya A.A., Smetanina I.V.
CHEMICAL COMPOSITION OF SALT LAKES IN SEVERO-MINUSINSK DEPRESSION, KHAKASIYA

The article considers the chemical composition of salt lakes in Severo-Minusinsk depression, Khakasiya. The dependence of the lake ion composition on mineralization is shown. The authors have determined brine types by the classification of M.G. Valyashko and calculated water salt composition. The influence of evaporation concentration on formation of the lake ion composition is characterized.

UDC 550.46:556.314

Tokarenko O.G.
GROUND WATERS OF KUZBAS CENTRAL PART: CHEMICAL COMPOSITION WITHIN VARIOUS LANDSCAPE REGIONS

The author has considered chemical composition of ground waters in active water exchange zone of Kuzbas. The article demonstrates the dependences between the content of macro- and micro-components and water salinity as well as their composition change in the profile of decreasing relief elevation points when passing from foothill to steppe. The author has determined the main geochemical processes typical for steppe landscapes and the reasons for concentrating some components in the ground waters.

UDC 622.233.63

Fedin D.V., Shadrina A.V., Saruev L.A.
THE EXPERIMENTAL INVESTIGATIONS OF FLUID PULSE
FORMATION MECHANISM FOR ROCK DESTRUCTION WHEN
DRILLING

The article introduces the researches of hydroimpulsive mechanism used in rotative-impact units for drilling intensification. The author has determined the dependences of amplitude and energy of force pulse changing on length and diameter of high pressure hose as well as on the change of inertia mass and stress of hydroimpulsive mechanism pneumo-feeder.

UDC 622.277:622.234.5

Gorshenin N.E.
SLURRY TRANSFER ORGANIZATION IN FLOODED STOPE
AT HYDRAULIC BOREHOLE MINING

The article introduces the results of the experiments on slurry transfer organization by water jets. The author proposes the technique for calculating water jets to prevent heavy fraction redeposition in a stope.

UDC 551.510.535:551.501.8

Vukolov A.V., Ippolitov I.I., Karataev V.D., Nagorsky P.M.,
Smirnov S.V., Firstov P.P., Yakovleva V.S.
VARIATION OF RADIATION BACKGROUND COMPONENTS
IN SEISMICALLY ACTIVE AND QUIET REGIONS
(PRELIMINARY RESULTS)

The article introduces the preliminary results of coordinate experiments on studying the interconnection between the components of natural radiation background and meteorological values in seismically active and passive regions. The authors have determined the fundamental differences in consistency of γ -, β -radiation variations on time intervals from synoptic to annual in seismically quiet and active regions.

UDC 534.6.08

Bocharov A.A., Kolesnik A.G., Solovyev A.V.
ACOUSTIC NOISES OF THE URBAN LANDS
BY THE EXAMPLE OF TOMSK

The article proposes the technique for designing the noise map of the city by spectral characteristics of acoustic noises. The authors have constructed the acoustic noise maps with sound and infrasound frequency range as well as the maps of recession indicator space distribution by the measurement data in Tomsk.

UDC 504.064:537.612

Semenov A.V.
SUBSTANTIATION OF UTMOST ALLOWABLE STANDARDS
FOR MAGNETIC INDUCTION WITH INDUSTRIAL FREQUENCY
FOR A MAN

The author has considered the influence of low frequency magnetic fields including geomagnetic storms on human health. The conclusions were made on illegality of introduction in Russia the existing utmost allowable standards for magnetic induction with industrial frequency 50 Hz as these standards are suitable only for sinusoidal magnetic fields. The conclusions were made based on the research of time characteristics of magnetic field of electric power transmission lines with industrial frequency which are connected and disconnected to different active, reactive and nonlinear loads; based on studying nonlinear properties of human body structures high-sensitive to alternating magnetic fields including biological membranes as well as on the basis of long-term investigations of the magnetic induction with industrial frequency effect on human health carried out in Sweden and Russia. The authors substantiated the change of the existing utmost allowable standards for magnetic induction with industrial frequency and proposed a number of administrative and technical measures for decreasing negative effect of these fields on a person.

UDC 550.46:556.314

Kiryukhin V.A., Norova L.P.
HYDROGEOCHEMISTRY OF URBAN AGLOMERATIONS

The article considers the main premises and current situation on pollution of various natural environments such as atmosphere, aeration zone, ground waters and the others effecting greatly on health and sound life of megacity population. The authors have carried out the survey and analysis of natural environment hydrogeochemistry which allow carrying out typing of hydrogeochemical situation in the cities.

UDC 622.276+553.98+530.1

Zapivalov N.P.
THE DYNAMIC OF OIL FIELD LIFE

The author has determined the threshold of critical state for fluid-dynamic system. The article demonstrates the necessity of rehabilitation cycles and low impact methods (techniques) of reservoir stimulation. The conclusion on possibility of long-term and effective development of oil-and-gas fields with high coefficient of final oil recovery is made. The author has developed physico-mathematical model of field dynamics and proposed fundamentally new science and technology paradigm of developing, saving and recovering oil and gas resources.

Сведения об авторах

Ананьев Юрий Сергеевич, 1966 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры общей геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-39-61. E-mail: AnanyevYS@ignd.tpu.ru. Область научных интересов: геология и геохимия золоторудных и полиметаллических месторождений Алтае-Саянской области, геоинформационные технологии при геологических исследованиях.

Арбузов Сергей Иванович, 1959 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры геологической и геохимической геологии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-63-07. E-mail: siarbu-zov@mail.ru. Область научных интересов: геохимия угольных месторождений, геология и геохимия месторождения радиоактивных элементов, комплексное использование минерального сырья.

Бабкин Дмитрий Иванович, 1981 г.р., канд. геол.-минерал. наук, науч. сотр. кафедры общей геологии и землеустройства Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-39-61. E-mail: babkindi@tpu.ru. Область научных интересов: условия формирования грейзеновых месторождений, минерализация благородных и редких металлов.

Бернатович Виллис Казимирович, 1944 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-54. E-mail: BernatovitsVK@tpu.ru. Область научных интересов: коры выветривания; зоны окисления рудных месторождений; геология, геохимия, поиски, разведка и геолого-экономическая оценка месторождений торфа и сапропеля.

Бернатович Павел Виллисович, 1973 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры общей геологии и землеустройства Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-46-28. E-mail: BPV@tpu.ru. Область научных интересов: разведка и геолого-экономическая оценка месторождений торфа.

Бочаров Александр Александрович, 1986 г.р., аспирант, мл. науч. сотр. кафедры космической физики и экологии радиофизического факультета Томского государственного университета. Р.т. 41-39-76. E-mail: euphoria@docsis.ru. Область научных интересов: акустические колебания в инфразвуковом и звуковом диапазоне частот, акустические шумы и техногенные источники акустических шумов.

Вагина Екатерина Андреевна, аспирант, ассистент кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-44-44. E-mail: VEA1986@mail.ru. Область научных интересов: минеральный состав руд золотых месторождений.

Верхошин Андрей Васильевич, 1957 г.р., геолог ООО «Золото Евразии», г. Москва. Р.т. 8-(495)-221-05-44. E-mail: VerkhoshinAV@polyusgold.com. Область научных интересов: геологические и геохимические особенности строения рудных месторождений и методы их поисков и разведки.

Волостнов Александр Валерьевич, 1977 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геоэкологии и геохимии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-89-10. E-mail: volostnov@list.ru. Область научных интересов: геохимия и минерализация углей, геоэкология.

Ворошилов Валерий Гаврилович, 1952 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-45-13. E-mail: v_g_v@tpu.ru. Область научных интересов: геология, геохимия золоторудных месторождений.

Вуколов Артем Владимирович, 1978 г.р., канд. физ.-мат. наук, старший преподаватель кафедры прикладной физики Физико-технического института ТПУ. Р.т. 70-18-28. E-mail: vukolov@tpu.ru. Область научных интересов: физика твердого тела, ядерная физика, дозиметрия и защита от ионизирующих излучений, массоперенос радона в неоднородных средах, предвестники землетрясений, перенос радиоактивных аэрозолей в атмосфере, электрические свойства атмосферы.

Гаврилов Роман Юрьевич, 1978 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-38-05. E-mail: GavrilovRY@ignd.tpu.ru. Область научных интересов: металлогения золота, геохимические особенности поведения рудогенных элементов в пределах рудных полей и месторождений.

Горшенин Николай Евгеньевич, 1985 г.р., аспирант кафедры бурения скважин Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-44-50. E-mail: nickgor@inbox.ru. Область научных интересов: совершенствование технологии скважинной гидродобычи.

Гусев Анатолий Иванович, 1940 г.р., д-р геол.-мин. наук, профессор кафедры географии Алтайской государственной академии образования им. В.М. Шукшина, г. Бийск. Р.т. 8-(385-4)-32-28-63. E-mail: anzerg@mail.ru. Область научных интересов: геология и петрология магмо-рудно-метасоматических систем, флюидный режим магмогенерации и рудообразования.

Гусева Наталья Владимировна, н.с. научно-образовательного центра «Вода», ст. преподаватель кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-90-68. E-mail: guseva24@yandex.ru. Область научных интересов: геохимия природных вод, гидрогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых, геохимия редкоземельных элементов.

Ежова Александра Викторовна, 1939 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-60. E-mail: eav@tpu.ru. Область научных интересов: нефтегазовая литология, палеогеографические реконструкции, изучение коллекторов нефти и газа, геологическая интерпретация геофизических данных.

Ерофеев Леонид Яковлевич, 1935 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор, зав. кафедрой геофизики Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-72. E-mail: erofeev_leonid@tpu.ru. Область научных исследований: петрофизика, методики геофизической разведки.

Ершов Василий Васильевич, 1962–2010 гг., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геоэкологии и геохимии Института природных ресурсов ТПУ. Область научных интересов: геохимия угольных месторождений, геохимия радиоактивных элементов, комплексное использование минерального сырья.

Жилина Елена Николаевна, ст. преподаватель кафедры динамической геологии геолого-географического факультета Томского государственного университета. Р.т. 52-97-49. E-mail: elena@ggf.tsu.ru. Область научных интересов: литология и петрография нефтегазоносных отложений, фациальный и формационный анализ нефтегазоносных толщ.

Заведий Тарас Юрьевич, 1977 г.р., канд. геол.-минерал. наук, инженер-технолог лаборатории геотехнологического мониторинга ОАО «Сибирский химический комбинат», г. Северск. Р.т. 8-(382-3)-55-95-80. E-mail: taras_zavediy@mail333.com. Область научных интересов: волновая гидродинамика, экологическая геофизика, геотермия.

Запывалов Николай Петрович, 1931 г.р., д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, профессор каф. геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 8-(383-3)-33-28-95. E-mail: ZapivalovNP@irgg.nsc.ru. Область научных интересов: геофлюидодинамика нефтегазонасыщенных систем.

Иванов Евгений Николаевич, 1987 г.р., аспирант кафедры геологии и разработки нефтяных месторождений Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-62-45. E-mail: IvanovEN@nipineft.tomsk.ru; zhenur2003@mail.ru. Область научных интересов: разработка нефтегазовых и нефтегазоконденсатных месторождений, гидродинамическое моделирование пластовых процессов, изучение методов увеличения нефтеотдачи.

Ильенок Сергей Сергеевич, 1986 г.р., ассистент кафедры геоэкологии и геохимии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-89-10. E-mail: ilenokss@rambler.ru. Область научных интересов: геохимия, минералогия и минерагения углей.

Ипполитов Иван Иванович, 1941 г.р., д-р физ.-мат. наук, в.н.с. кафедры прикладной физики Физико-технического института ТПУ, заведующий лабораторией Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск. Р.т. 49-19-44. E-mail: seo@imces.ru. Область научных интересов: геофизика, электрические свойства атмосферы, климатология, метеорология.

Исаев Валерий Иванович, 1952 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры геофизики Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-65. E-mail: isaev_sah@mail.ru. Область научных интересов: нефтегеологическая интерпретация геолого-геофизических данных, гравиметрия.

Каратаев Владимир Дмитриевич, 1944 г.р., канд. техн. наук, доцент кафедры прикладной физики Физико-технического института ТПУ. Р.т. 70-18-28. E-mail: karataev@tpu.ru. Область научных интересов: радиационная экология, спектрометрия, экспериментальная ядерная физика, дозиметрия и защита от ионизирующих излучений, перенос радиоактивных аэрозолей в атмосфере, электрические свойства атмосферы.

Кирюхин Владимир Андреевич, 1930–2011 гг., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры гидрогеологии и инженерной геологии Санкт-Петербургского государственного горного университета; академик РАЕН; член Ассоциации гидрологов США; Заслуженный деятель науки РСФСР. Область научных интересов: региональная гидрогеология, гидрогеохимия, гидрогеоэкология, четвертичная гидрогеология.

Ковешников Александр Евгеньевич, 1953 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геологии и разведки полез-

ных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-63-81. E-mail: sanika@tpu.ru. Область научных интересов: геология нефти и газа, литология и коллекторские свойства пород-коллекторов доюрских отложений Западной и Восточной Сибири.

Колесник Анатолий Григорьевич, 1947 г.р., д-р физ.-мат. наук, профессор, зав. кафедрой космической физики и экологии радиофизического факультета Томского государственного университета. Р.т. 41-27-97. E-mail: kolesnik@mail.tsu.ru. Область научных интересов: солнечно-земная физика, физика и математическое моделирование ионосферной плазмы, электромагнитная экология.

Кононов Юрий Михайлович, 1988 г.р., аспирант кафедры информационно-измерительной техники Института неразрушающего контроля ТПУ. Р.т. 41-89-11. E-mail: KononovYM@nipineft.tomsk.ru; association@sibmail.com. Область научных интересов: рациональное природопользование, разработка нефтегазовых и нефтегазоконденсатных месторождений, изучение методов увеличения нефтеотдачи, неразрушающий контроль и диагностика природной среды, веществ, материалов и изделий.

Копылова Юлия Григорьевна, канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии, начальник научно-образовательного центра «Вода» Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-90-68. E-mail: unpr_voda@mail.ru. Область научных интересов: геохимия природных вод, гидрогеохимический метод поисков месторождений полезных ископаемых.

Коробейников Александр Феофанович, 1934 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 55-58-36. E-mail: paya@tpu.ru. Область научных интересов: геология и геохимия благородных металлов, прогнозирование и поиски.

Косыгин Владимир Юрьевич, 1950 г.р., д-р геол.-минерал. наук, вед. науч. сотр. Вычислительного центра ДВО РАН, г. Хабаровск. Р.т. 8-(421-2)-30-62-86. E-mail: kosyginv@inbox.ru. Область научных интересов: математические методы и модели в геофизике.

Красова Анна Сергеевна, 1984 г.р., аспирант кафедры географии Алтайской государственной академии образования им. В.М. Шукшина, г. Бийск. Р.т. 8-(385-4)-32-28-63. E-mail: anzer@tpu.ru. Область научных интересов: петролого-геохимические критерии золотоносных систем.

Крохалев Игорь Витальевич, 1971 г.р., зам. главного геолога ОАО «Таймыргаз», г. Норильск. Р.т. 8-(391-9)-22-36-98. E-mail: sever71@gmail.com. Область научных интересов: определение емкостных и фильтрационных характеристик продуктивных пластов и повышение их кондиционности при определении потенциальных ресурсов месторождений воды и газа.

Кучеренко Игорь Васильевич, 1937 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-38-05. E-mail: Kucherenko.o@sibmail.com. Область научных интересов: геохимия и металлогения золота.

Лобова Галина Анатольевна, канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геофизики Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-61-64. E-mail: lobovaga@tpu.ru. Область научных интересов: нефтегеологическая интерпретация геолого-геофизических данных.

Лупак Евгения Михайловна, аспирант кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-44-44. E-mail: planet@sibmail.com.

- Область научных интересов: минералогия, геохимия золоторудных месторождений.
- Мартыненко Владимир Геннадьевич**, 1948 г.р., главный геолог ООО «Ленская золоторудная компания», г. Бодайбо. Р.т. 8-(395-61)-7-60-16. E-mail: MartynenkoVG@polyus-gold.com. Область научных интересов: анализ рудоносных обстановок, определяющих локализацию месторождений.
- Нагорский Петр Михайлович**, 1943 г.р., д-р физ.-мат. наук, в.н.с. кафедры прикладной физики Физико-технического института ТПУ, в.н.с. Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск. Р.т. 70-18-28. E-mail: npm_sta@mail.ru. Область научных интересов: геофизика, электрические свойства атмосферы, климатология.
- Новоселов Константин Леонидович**, 1969 г.р., канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 42-06-82. E-mail: nkonstantin1@rambler.ru. Область научных интересов: гранитоидный магматизм, акцессорные минералы гранитоидов.
- Норова Лариса Павловна**, канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры гидрогеологии и инженерной геологии Санкт-Петербургского государственного горного университета. Р.т. 8-(812)-328-84-90. E-mail: LarisaNorova@rambler.ru. Область научных интересов: региональная инженерная геология, инженерно-геологические изыскания, влияние загрязнения подземного пространства промышленных и городских инфраструктур на преобразование подземных вод, горных пород и развитие геологических процессов.
- Останин Владимир Александрович**, 1977 г.р. руководитель отдела сопровождения разработки нефтяных и газовых месторождений Томского филиала ФГУП «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья». Р.т. 24-19-85. E-mail: ostanin@tf-sniiggims.ru. Область научных интересов: изучение зависимости гидродинамических параметров пластов от их волновых характеристик, полученных при сейсморазведочных работах.
- Паровинчак Константин Михайлович**, 1977 г.р., руководитель проекта департамента разработки месторождений ОАО «НК Роснефть», г. Москва. Р.т. 8-(495)-777-44-77. E-mail: kparovinchak@rosneft.ru. Область научных интересов: совершенствование методов обработки результатов гидродинамических исследований при проектировании разработки нефтяных, газовых и водонасыщенных пластов.
- Перегудов Валерий Васильевич**, 1946 г.р., геолог, директор ТОО «КРИЦ-НТК», г. Степногорск, Казахстан. Р.т. 8-(716-45)-2-52-07. E-mail: pereval1946@mail.ru. Область научных интересов: минералого-технологические исследования, разработка и испытание нового обогащательного оборудования, технологии поиска и оценки месторождений редких, радиоактивных и благородных металлов.
- Пешков Викторин Евгеньевич**, 1940 г.р., канд. геол.-минерал. наук, вед. научн. сотр. отдела сопровождения разработки нефтяных и газовых месторождений Томского филиала ФГУП «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья». Р.т. 24-19-85. E-mail: pochta@tf-sniiggims.ru. Область научных интересов: гидродинамические исследования пластов, методы разработки нефтяных и газовых месторождений и анализ их эффективности.
- Почелуев Анатолий Алексеевич**, 1952 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор, зав. кафедрой общей геологии и землеустройства Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-36-05. E-mail: PoceluevAA@ignd.tpu.ru. Область научных интересов: минерагения месторождений редких, благородных и цветных металлов, дистанционные методы исследований.
- Пшеничкин Анатолий Яковлевич**, 1936 г.р., канд. геол.-минерал. наук, зав. лабораторией геологии золота кафедры геологии и разведки полезных ископаемых Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 56-36-06. E-mail: paya@tpu.ru. Область научных интересов: типоморфизм минералов золоторудных месторождений.
- Пятаков Юрий Владиславович**, 1955 г.р., канд. физ.-мат. наук, доцент кафедры информационных и управляющих систем Воронежского государственного университета инженерных технологий. Р.т. 8-(473-2)-55-38-75. E-mail: pyatakovjv@mail.ru. Область научных интересов: математическая геофизика, информатика.
- Рихванов Леонид Петрович**, 1945 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры геоэкологии и геохимии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-94-77. E-mail: rihvanov@tpu.ru. Область научных интересов: геохимия радиоактивных элементов, геохимический мониторинг природных сред, геоэкология.
- Рыбалко Владимир Игоревич**, 1988 г.р., аспирант кафедры геоэкологии и геохимии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-89-10. E-mail: vavonshox@ngs.ru. Область научных интересов: геохимия угольных месторождений, геология и геохимия месторождения радиоактивных элементов, комплексное использование минерального сырья.
- Савичев Олег Геннадьевич**, 1967 г.р., д-р географ. наук, профессор кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии, заместитель проректора-директора Института природных ресурсов ТПУ по НР и ИР. Р.т. 42-61-56. E-mail: OSavichev@mail.ru. Область научных интересов: гидрология, гидрохимия, геоэкология.
- Саруев Лев Алексеевич**, 1940 г.р., д-р техн. наук, профессор кафедры теоретической и прикладной механики Института физики высоких технологий ТПУ. Р.т. 56-46-55. E-mail: levsaruev@sibmail.com. Область научных интересов: динамические процессы в бурильных машинах ударного действия.
- Семенов Анатолий Васильевич**, 1932 г.р., канд. техн. наук, ст. научн. сотр., доцент кафедры радиотехнических систем радиотехнического факультета Томского государственного университета систем управления и радиоэлектроники и ст. научн. сотр. ОСП Сибирского физико-технического института Томского государственного университета. Р.т. 41-36-70. E-mail: flickersem@post.tomica.ru. Области научных интересов: ВЧ- и СВЧ-устройства, активированные жидкости, информационная медицина.
- Сметанина Ирина Валерьевна**, научн. сотр. научно-образовательного центра «Вода» Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-90-68. E-mail: unpс_voda@mail.ru. Область научных интересов: геохимия природных вод.
- Смирнов Сергей Васильевич**, 1962 г.р., канд. физ.-мат. наук, ст. научн. сотр. кафедры прикладной физики Физико-технического института ТПУ, с.н.с. Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск. Р.т. 49-15-65. E-mail: smirnov@imces.ru. Область научных интересов: метеорология, опасные явления в атмосфере, озон в атмосфере.

Соловьев Андрей Вениаминович, 1974 г.р., канд. физ.-мат. наук, доцент кафедры космической физики и экологии радиофизического факультета Томского государственного университета. Р.т. 41-39-76. E-mail: andrio@mail.tsu.ru. Область научных интересов: распространение инфразвуковых волн, инфразвуковые шумы, влияние инфразвука на организм человека.

Сырчина Наталья Валериевна, 1983 г.р., инженер, ст. научн. сотр. ООО «Сибнефтегазинновация 21 век», г. Томск. Р.т. 51-05-61. E-mail: sngi@mail.tomsknet.ru. Область научных интересов: разработка методов подсчета на водозаборах в сеноманских пластах.

Тихомирова Наталья Олеговна, 1978 г.р., инженер, начальник отдела проектирования разработки нефтяных месторождений ООО «Сибнефтегазинновация 21 век», г. Томск. Р.т. 51-05-61. E-mail: sngi@mail.tomsknet.ru. Область научных интересов: применение результатов гидродинамических исследований при проектировании разработки нефтяных, газовых и водонасыщенных пластов.

Токаренко Ольга Григорьевна, канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-90-68. E-mail: tog@tpu.ru. Область научных интересов: гидрогеохимия, минеральные воды Кузбасса, азотные термальные воды Забайкалья, вторичное минералообразование.

Туркин Юрий Александрович, 1955 г.р., канд. геол.-минерал. наук, ведущий геолог Региональной партии ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское Алтайского края. Р.т. 8-(385-4)-77-41-80. E-mail: jura.tourkin@mail.ru. Область научных интересов: региональная геология, геодинамика, структурный анализ, тектоника, магматизм.

Федин Дмитрий Владимирович, 1987 г.р., аспирант кафедры теоретической и прикладной механики Института физики высоких технологий ТПУ. Р.т. 41-88-26. E-mail: dvf_87@mail.ru. Область научных интересов: разрушение горных пород, добыча и транспортировка углеводородного сырья, повышение эксплуатационной надежности промысловых трубопроводов.

Фирстов Павел Павлович, 1941 г.р., д-р физ.-мат. наук, ст. научн. сотр. Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский. Р.т. 8-(451-2)-29-84-08 E-mail: firstov@ksnet.ru. Область научных интересов: изучение извержений Камчатских вулканов, наблюдения за волновыми возмущениями

в атмосфере, возникавшими при различных типах вулканической активности, мониторинг подпочвенного радона на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне с целью прогноза землетрясений.

Хвашевская Альбина Анатольевна, канд. геол.-минерал. наук, доцент кафедры гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-90-68. E-mail: unpс_voda@mail.ru. Область научных интересов: геохимия природных вод, методы анализа природных вод, питьевые воды.

Чернышов Алексей Иванович, 1953 г.р., д-р геол.-минерал. наук, профессор, зав. кафедрой петрографии геолого-географического факультета Томского государственного университета. Р.т. 52-94-45. E-mail: aich@ggf.tsu.ru. Область научных интересов: петрология ультрамафитовых, мафит-ультрамафитовых комплексов и их металлогения.

Шадрина Анастасия Викторовна, 1980 г.р., канд. техн. наук, доцент кафедры транспорта и хранения нефти и газа Института природных ресурсов ТПУ. Р.т. 41-88-26. E-mail: avshadrina@rambler.ru. Область научных интересов: волновые процессы в колонне труб при вращательно-ударном бурении скважин.

Юричев Алексей Николаевич, 1985 г.р., мл. научн. сотр. НИЛ структурной петрологии и минерагении геолого-географического факультета Томского государственного университета. Р.т. 52-94-45. E-mail: juratur@sibmail.com. Область научных интересов: петрология ультрамафитовых, мафит-ультрамафитовых комплексов и их металлогения, геология золоторудных месторождений.

Яковлева Валентина Станиславовна, 1970 г.р., канд. физ.-мат. наук, доцент кафедры прикладной физики Физико-технического института ТПУ. Р.т. 70-18-28. E-mail: vsyakovleva@tpu.ru. Область научных интересов: радиационная экология, геофизика, ядерная физика, дозиметрия и защита от ионизирующих излучений, массоперенос радона в неоднородных средах, предвестники землетрясений, перенос радиоактивных аэрозолей в атмосфере, электрические свойства атмосферы.

Ященко Ирина Германовна, канд. геол.-минерал. наук, зав. лаб., зав. музеем нефтей Института химии нефти СО РАН, г. Томск. Р.т. 49-22-27. E-mail: src@ipc.tsc.ru. Область научных интересов: закономерности распределения нефтей, физико-химические свойства нефтей, геоzonирование с использованием геоинформационных систем.

Редактирование и корректура *М.А. Шустов*
Компьютерная верстка *О.Ю. Аршинова*
Перевод на англ. язык *С.В. Жаркова*

Подписано к печати 27.07.2012. Формат 60х84/8. Бумага «Снегурочка».
Печать XEROX. Усл. печ. л. 27,0. Уч.-изд. л. 24,4.
Заказ 906-12. Тираж 500 экз.



Национальный исследовательский Томский политехнический университет
Система менеджмента качества
Издательства Томского политехнического университета сертифицирована
NATIONAL QUALITY ASSURANCE по стандарту BS EN ISO 9001:2008



ИЗДАТЕЛЬСТВО  ТПУ. 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30. Тел./факс: 8(3822) 563-291, www.tpu.ru, shustov@tpu.ru