



ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СИБИРИ

ЕЖЕКВАРТАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

№ 4(40) ♦ 2019
Октябрь –
декабрь

Главный редактор –

д. г.-м. н. А. И. Варламов (Москва)

Редакционная коллегия

Свиньин В. Ф., отв. редактор, зам. гл.

редактора (Новосибирск)

Бакиев С., д.г.-м.н., проф. (Ташкент,
Узбекистан)

Брехунцов А. М., д.г.-м.н. (Тюмень)

Герт А. А., д.э.н. (Новосибирск)

Добрецов Н. Л., акад. РАН (Новоси-
бирск)

Ельцов И. Н., д.т.н., проф. (Новосибирск)

Жаркова В., д.ф.-м.н., проф. (Ньюкасл,
Великобритания)

Зайнидинов Х., д.т.н. (Ташкент, Узбе-
кистан)

Конторович А. Э., акад. РАН (Новоси-
бирск)

Кулешов В. В., акад. РАН (Новоси-
бирск)

Мельников Н. В., д.г.-м.н. (Новоси-
бирск)

Николаев А. В., чл.-кор. РАН (Москва)

Похиленко Н. П., акад. РАН (Новоси-
бирск)

Птицын А. Б., д.г.-м.н. (Чита)

Сейфуль-Мулюков Р. Б., д.г.-м.н., проф.
(Москва)

Старосельцев В. С., д.г.-м.н., проф.,
зам. гл. редактора (Новосибирск)

Старосельцев К. В., к.г.-м.н., отв. се-
кретарь (Новосибирск)

Тригубович Г. М., д.т.н., проф., зам. гл.
редактора (Новосибирск)

Шин Е. Ч., проф. (Инчхон, Республика
Корея)

Элов М. И., акад. РАН (Новосибирск)

Редакционный совет

Алексеев Г. Ф., к.т.н. (Кемерово)

Будников И. В., к.г.-м.н. (Новосибирск)

Васильев В. И., к.г.-м.н. (Иркутск)

Девятов В. П., д.г.-м.н. (Новосибирск)

Ефимов А. С. (Новосибирск)

Жуков К. А., к.э.н. (Новосибирск)

Комаров А. В. (Томск)

Конторович В. А., чл.-кор. РАН (Ново-
сибирск)

Ларичев А. И., к.г.-м.н. (Санкт-
Петербург)

Мизгурский А. В., д.г.-м.н. (Новоси-
бирск)

Рыльков С. А., к.г.-м.н. (Екатеринбург)

Сальников А. С., д.г.-м.н. (Новоси-
бирск)

Смирнов Е. В., к.г.-м.н. (Новосибирск)

Смирнов М. Ю., к.г.-м.н. (Москва)

Филипцов Ю. А., д.г.-м.н. (Красноярск)

Черных А. И., к.г.-м.н. (Москва)

Шиганова О. В., к.г.-м.н. (Новосибирск)

Шпильман А. В., к.г.-м.н. (Тюмень)

Шурыгин Б. Н., чл.-кор. РАН (Ново-
сибирск)

Редакция

Воронина Т. А.

Изотова Е. С.

Содержание

Региональная геология, стратиграфия, тектоника

В. И. Тихоненко, А. Ю. Туркин. К вопросу строения и возраста базитов трапповой формации бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха..... 3
А. О. Вольвах, Н. Е. Вольвах, Л. Г. Смолянинова. Палеоклиматические изменения и короткопериодичные события позднего плейстоцена в записи лессовых отложений разреза Ложок, юго-восток Западной Сибири 17

Нефтегазовая геология

В. С. Бочкарев, И. В. Касьянов. Об актуальности поисков новых залежей нефти в триасовых и палеозойских толщах Западной Сибири 28
Е. С. Таффарель, Е. А. Предтеченская, З. Я. Сердюк. Прогноз нефтегазоносности алеврито-песчаных пластов Ю₂₋₄ Иртыш-Демьянского междуречья на основе комплексного анализа геолого-геофизических и литолого-петрофизических данных 37
В. А. Казанков. Аллювиальные палеосистемы малышевского горизонта южных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна – определяющий фактор распространения коллекторов с залежами нефти «шнуркового» типа 59
Е. В. Борисов. Вопросы корреляции и индексации продуктивных пластов группы СГ сивговской свиты в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба 67

Геофизика, геофизическое приборостроение

В. Н. Глинских, А. А. Федосеев. Новый подход к литолого-электрофизической интерпретации данных электромагнитных зондирований в интервалах баженовской свиты 80

Минералогия, рудные и нерудные месторождения

Р. В. Кужувет, Н. Н. Анкушева, А. А. Редина, И. Р. Прокопьев, Ю. В. Бутанаев, Х. Х. Ондар. Состав золота и РТХ-условия образования золото-сульфидно-кварцевого рудопоявления Тардан-2 в березитах (Восточная Тува) 89

Поиски и разведка МПИ

В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, В. В. Бабенко. Месторождение жильного кварца Гора Хрустальная как объект полигенного и полихронного генезиса 105

Гипотезы и дискуссионные материалы

Г. С. Федосеев. Концепция континентального базитового силлогенеза и роль конвергентно-дивергентных признаков при диагностике лавовых палеопотоков и малоглубинных силлов 111

Персоналии

Памяти Алексея Всеволодовича Николаева 122

Наши авторы

Алфавитный список статей за 2019 г. 126

Авторы журнала за 2019 г. 130



GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF SIBERIA

QUARTERLY SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL

N4(40) ♦ 2019
October –
December

Editor

DSc A.I.Varlamov (Moscow)

Editorial board:

Svinin V.F., executive editor, associated editor, Novosibirsk
Bakiev S., DSc (Tashkent, Uzbekistan)
Brekhtunsov A.M., DSc (Tyumen)
Gert A.A., DSc (Novosibirsk)
Dobretsov N.L., acad. RAS (Novosibirsk)
Eltsov I.N., DSc, prof. (Novosibirsk)
Epov M.I., acad. RAS (Novosibirsk)
Kontorovich A.E., acad. RAS (Novosibirsk)
Kuleshov V.V., acad. RAS (Novosibirsk)
Melnikov N.V., DSc (Novosibirsk)
Nikolaev A.V., corr. memb. RAS (Moscow)
Pokhilenko N.P., acad. RAS (Novosibirsk)
Ptitsyn A.B., DSc (Chita)
Seiful'-Mulyukov R.B., DSc, prof. (Moscow)
Shin E.Ch., PhD, Prof. (Incheon, Republic of Korea)
Staroseltsev K.V., PhD, executive secretary (Novosibirsk)
Staroseltsev V.S., DSc, prof., associated editor (Novosibirsk)
Trigubovich G.M., DSc, prof., associated editor (Novosibirsk)
Zainitdinov Kh., DSc (Tashkent, Uzbekistan)
Zharkova V., DSc, prof. (Newcastle, United Kingdom)

Editorial council:

Alekseev G.F., PhD (Kemerovo)
Budnikov I.V., PhD (Novosibirsk)
Chernykh A.I., PhD (Moscow)
Devyatov V.P., DSc (Novosibirsk)
Efimov A.S. (Novosibirsk)
Filipsov Yu.A., DSc (Krasnoyarsk)
Komarov A.V. (Tomsk)
Kontorovich V.A., corr. memb. RAS (Novosibirsk)
Larichev A.I., PhD (St. Petersburg)
Migurskiy A.V., DSc (Novosibirsk)
Rylkov S.A., PhD (Ekaterinburg)
Shiganova O.V., PhD (Novosibirsk)
Shpilman A.C., PhD (Tyumen)
Shurygin B.N., corr. memb. RAS (Novosibirsk)
Smirnov E.V., PhD (Novosibirsk)
Smirnov M.Yu., PhD (Moscow)
Vasilyev V.I., PhD (Irkutsk)
Zhukov K.A., PhD (Novosibirsk)

Editorial staff

Voronina T.A.
Izotova E.S.

Content

Regional Geology, Stratigraphy, Tectonics

V. I. Tikhonenko, A. Yu. Turkin. To the question of the basite structure and age of a trap formation in the basin of the Vilyuy mid-channel – the Markh headstream .. 3
A. O. Volvakh, N. E. Volvakh, L. G. Smolyaninova. Paleoclimatic changes and short-period events of the Late Pleistocene in the record of loessial sediments of the Lozhok section, south-eastern West Siberia..... 17

Petroleum Geology

V. S. Bochkarev, I. V. Kasyanov. On the relevance of searching for new oil pools in Triassic and Paleozoic units of West Siberia 28
Ye. S. Taffarel, Ye. A. Predtechenskaya, Z. Ya. Serdyuk. Forecast of oil and gas content of YU₂₋₄ silty-sandy beds of the Irtysh–Demyanka interfluvium based on the complex analysis of geological-geophysical and litho-petrophysical data..... 37
V. A. Kazanenkov. Alluvial paleosystems of the Malyshevsky Horizon of the southern areas of the West-Siberian Sedimentary Basin – a determining factor for the distribution of oil reservoirs of the shoe-string type..... 59
E. V. Borisov. Issues of correlation and indexation of productive LPG strata of the Sigovskaya Formation in the western part of the Yenisei-Khatanga Regional Trough 67

Geophysics, Geophysical Industry

V. N. Glinskikh, A. A. Fedoseev. A new approach to litho-electrophysical interpretation of electromagnetic sounding data in the Bazhenovskaya Formation intervals..... 80

Minerogenesis, ore and non-metallic mineral resources

R. V. Kuzhuget, N. N. Ankusheva, A. A. Redina, I. R. Prokopyev, Yu. V. Butanayev, Kh. Kh. Ondar. Gold composition and PTX formation conditions of the Tardan-2 gold-sulphide-quartz ore manifestation in beresites (Eastern Tuva)..... 89

Prospecting and Exploration for Mineral Deposits

V. N. Ogorodnikov, Yu. A. Polenov, V. V. Babenko. The Khrustalnaya Mountain quartz deposit as an object of polygenic and polychronic genesis 105

Controversial Issues and Hypotheses

G. S. Fedoseev. The concept of continental basic sylogeneses and the role of convergent-divergent features in correct diagnostics of lava paleostreams and shallow sills..... 111

Personalia

In memoriam of Aleksey Nikolaev 123

Our authors 125

Alphabetical list of articles in 2019..... 127

The authors of journal in 2019 131



К ВОПРОСУ СТРОЕНИЯ И ВОЗРАСТА БАЗИТОВ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ БАСЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВИЛЮЙ – ИСТОКОВ Р. МАРХА

В. И. Тихоненко, А. Ю. Туркин

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

Описано структурное положение проявлений базитов трапповой формации. Приведены данные уран-свинцового датирования циркона из интрузий долеритов и роговиков по туфам базальтов, а также содержания петрогенных компонентов и редкоземельных элементов в долеритах и пироксеновых роговиках. Клинопироксены роговиков отчетливо отличаются от породообразующих клинопироксенов долеритов, что подтверждено минералого-кристаллохимическими исследованиями. Установлено, что вулканическая деятельность в районе началась во второй половине карбона (309–306 млн лет) и продолжалась в ранней (298–273), средней (267–265) и до конца поздней перми (261–256 млн лет). Выводы подтверждены относительным возрастом тел долеритов, различиями в содержаниях петрогенных компонентов и редкоземельных элементов, согласуются с определениями прежних лет спорово-пыльцевых комплексов ранней и поздней перми из терригенных отложений, переслаивающихся с туфами базальтов.

Ключевые слова: структуры, геохронология, циркон, вулканизм, Сибирская платформа, карбон, пермь.

TO THE QUESTION OF THE BASITE STRUCTURE AND AGE OF A TRAP FORMATION IN THE BASIN OF THE VILYUY MID-CHANNEL – THE MARKH HEADSTREAM

V. I. Tikhonenko, A. Yu. Turkin

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

The structural position of basite manifestations of a trap formation is described. The data on uranium-lead dating of zircon from intrusions of dolerites and hornfels based on basalt tuffs, as well as the content of petrogenic components and rare-earth elements in dolerites and pyroxene hornfels are given. Clinopyroxenes of hornfels clearly differ from rock-forming clinopyroxenes of dolerites, which is confirmed by mineralogical-crystallochemical studies. It is established that volcanic activity in the region began in the second half of Carboniferous 309–306 and continued in the early – 298–273, middle – 267–265 and up to the end of Permian – 261–256 Ma. The conclusions are confirmed by the relative age of dolerite bodies, differences in the contents of petrogenic components and rare-earth elements, and are consistent with previous years of research on spore-pollen complexes of Early and Late Permian from terrigenous sediments, stratified with basalt tuffs.

Keywords: structures, geochronology, zircon, volcanism, Siberian Platform, Carboniferous, Permian.

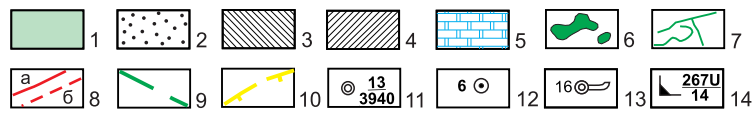
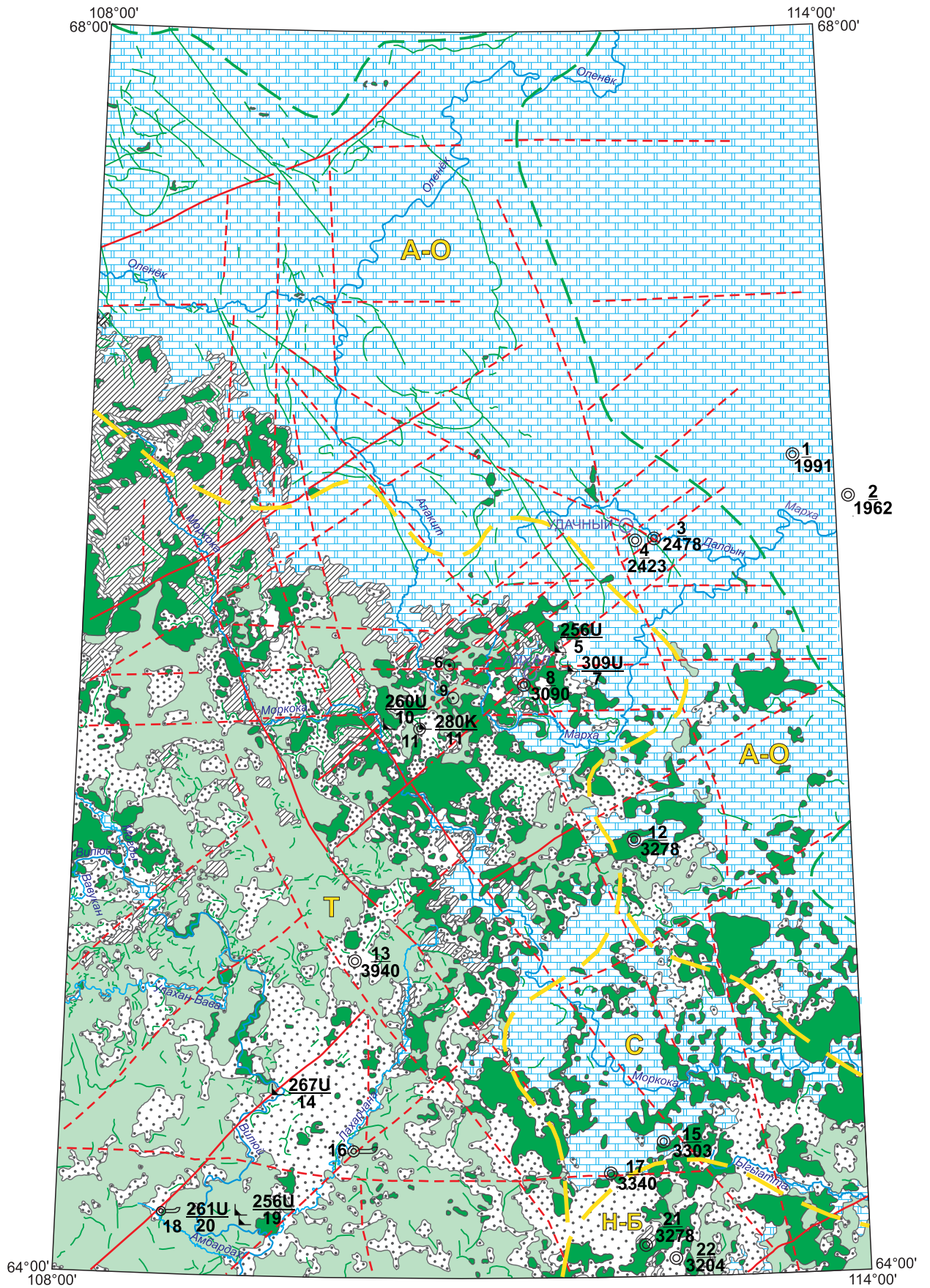
DOI 10.20403/2078-0575-2019-4-3-16

Изучение базитов трапповой формации бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха проводилось авторами в 2015–2017 гг. при выполнении геолого-съёмочных работ ГК-1000/3 в пределах территории листа Q-49 (Удачный). Территория приурочена к зоне сочленения четырех структур первого порядка Сибирской платформы: южного склона Анабаро-Оленекской антеклизы, северо-восточного борта Тунгусской синеклизы, западной части Сюдджерской седловины и северного замыкания Непско-Ботубинской антеклизы [4]. В районе широко развиты разрывные нарушения в фундаменте и чехле, представленные разломами преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания, реже субширотного и меридионального. Территория представляет собой часть восточной границы области распространения пород трапповой формации, известных в интрузивной и эффузивной фациях (рис. 1).

По геолого-геофизическим данным в районе выделяются два структурных этажа, резко раз-

личных по своему строению и времени формирования, – архейский кристаллический фундамент и рифейско-фанерозойский платформенный чехол. Кристаллический фундамент вскрыт скв. 1–4, 8, 12, 13, 15, 17, 21, 22 (см. рис. 1) на глубинах от 1962 до 3340 м. Поверхность фундамента полого погружается на юг и юго-запад под углами от 30' до 3°, характеризуется сочетанием приподнятых и опущенных структур блокового типа, граничащих, как правило, по разломам. В составе рифейско-фанерозойского осадочно-вулканогенного платформенного чехла в дочетвертичном разрезе выделяются четыре структурных яруса [4], возникших в результате направленного полициклического развития: вендско-раннеордовикский, ордовикско-раннесилурийский, среднепалеозойский и верхнепалеозойско-нижнемезозойский (см. рис. 1).

Вендско-раннеордовикский структурный ярус залегает со структурным несогласием на пенепленизированных образованиях архейского кристаллического фундамента. Его верхняя часть, сложенная



морскими карбонатными и карбонатно-глинистыми породами среднего – верхнего кембрия и раннего ордовика, выходит на современный эрозионный срез в северо-восточной части рассматриваемой территории в пределах южного склона Анабарской антеклизы. Мощность отложений яруса следующая: южный склон Анабаро-Оленекской антеклизы – 1962 м (скв. 2), северо-восточный борт Тунгусской синеклизы – 3581 м (скв. 8); Сюгджерская седловина – 3175 м (скв. 15), погребенная Непско-Ботубинская антеклиза – 3163 м (скв. 22).

Ордовикско-раннесилурийский структурный ярус сложен лагунно-морскими сульфатными глинисто-карбонатными породами, согласно перекрывающими образования вендско-раннеордовикского структурного яруса. Закартированы они в юго-западной половине площади листа Q-49, а в северо-восточной половине отсутствуют, вероятно, срезаны эрозией. Породы яруса имеют моноклинальное залегание с падением на юго-юго-запад под углом около 1–3°. На участках, приуроченных к флексурам и структурным уступам, наклон пластов увеличивается до 5–25°. Мощность отложений 500–700 м.

Небольшие эрозионные останцы подошвы образований *среднепалеозойского структурного яруса* сохранились на северо-западе территории в обнажениях в истоках рек Моркока, Нижняя Томба и Могды. Здесь лагунная сульфатная глинисто-мергельно-доломитовая пестроцветная формация позднего силура без видимого несогласия перекрывает формацию органогенных известковистых доломитов раннего силура. Мощность образований до 110 м.

Верхнепалеозойско-нижнемезозойский структурный ярус в подошве представлен угленосными песчано-глинистыми лагунными и грубыми терригенными континентальными породами, залегающими со структурным несогласием на разных срезах среднепалеозойского, ордовикско-раннесилурий-

ского и вендско-раннеордовикского структурных ярусов. В верхней части яруса терригенные отложения постепенно сменяются осадочно-вулканогенными с широким проявлением интрузивного и эффузивного базитового магматизма.

На современной поверхности рельефа образования яруса сохранились в юго-западном углу территории в бассейне среднего течения р. Вилюй и истоках р. Марха в виде обширных полей. Здесь основание яруса сложено среднекаменноугольно-раннепермской угленосной песчано-глинистой лагунно-континентальной формацией. С размывом и базальными конгломератами ее перекрывает ниже-верхнепермская грубая терригенная континентальная формация. Разрез яруса продолжают верхнепермско-раннетриасовая вулканогенно-терригенная и эффузивная (туфолавовая) формации с широким проявлением субвулканических интрузий базитового магматизма. Переходы терригенных фаций от нижележащих образований в водных бассейнах обычно постепенные; вулканогенных – в водной среде постепенные, а на суше – с несогласным налеганием вулканитов на разновременные срезы подстилающих пород.

Образования рассматриваемого структурного яруса сильно нарушены складчато-глыбовыми дислокациями вдоль разломов различной ориентировки. Большую роль играют вулканотектонические структуры разной морфологии: кольцевые структуры купольного типа, кольцевые и полукольцевые интрузии, которые сопровождаются обильными дайками различных форм, размеров и ориентировок, мелкими телами неправильной формы и полого залегающими силлами. Мощность образований яруса 500–1000 м.

В пространственном распространении базитов интрузивной и эффузивной фаций отчетливо проявляется зональность, обусловленная глубиной эрозионного среза эффузивных образований

Рис. 1. Геологическая карта-схема дочетвертичных образований листа Q-49 (Удачный)

1 – вулканогенно-терригенная и туфолавовая формации с широким проявлением базитового магматизма верхней части верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса; 2 – угленосные песчано-глинистые лагунные и грубые терригенные континентальные отложения нижней части верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса; 3 – лагунная сульфатная глинисто-мергельно-доломитовая пестроцветная формация лудловского и пржидольского отделов силура среднепалеозойского структурного яруса; 4 – лагунно-морские сульфатные глинисто-карбонатные образования ордовикско-раннесилурийского структурного яруса; 5 – морские карбонатные и карбонатно-глинистые отложения среднего – верхнего кембрия и раннего ордовика верхней части вендско-раннеордовикского структурного яруса; 6 – интрузии долеритов (без разделения на комплексы); 7 – дайки и мелкие силлы долеритов (без разделения на комплексы); 8 – структурообразующие разломы: а – достоверные, сложной кинематики, выходящие на картографируемую поверхность, выделенные по данным геологических съемок, б – предполагаемые сместители разломов в фундаменте и чехле платформ, выделенные по комплексу геофизических методов (гравимагнитометрия, сейсморазведка), дешифрируемые в рельефе на топографических картах и дистанционной основе как линейные структуры; 9 – фрагмент северо-восточной границы области распространения базитов трапповой формации Сибирской платформы; 10 – контуры структур I порядка (А-О – Анабаро-Оленекская антеклиза, Т – Тунгусская синеклиза, С – Сюгджерская седловина, Н-Б – Непско-Ботубинская погребенная антеклиза); 11 – глубокие скважины (в числителе – номер скважины на карте, в знаменателе – глубина до поверхности кристаллического фундамента, м); 12 – картировочные скважины, по керну которых составлены опорные разрезы стратифицированных подразделений, и их номера на карте; 13 – места составления опорных разрезов в обнажениях и горных выработках и их номера на карте; 14 – пункты, для которых имеются радиологические определения возраста пород (в числителе – возраст, млн лет, и метод определения (U – уран-свинцовый, К – калий-аргоновый); в знаменателе – номер на карте)



базитов и подстилающих их пород нижележащих структурных ярусов, вмещающих интрузии базитов. Так, в северо-западном углу территории в пределах южного склона Анабаро-Оленекской антеклизы от бассейна р. Оленек до слияния рек Марха и Далдын закартированы многочисленные и весьма протяженные (многие десятки км) дайки долеритов. Они формируют дайковый пояс в системе разрывов Вилуюско-Котуйской зоны глубинного разлома шириной 100–150 км и протяженностью до 500 км, контролировавшей базитовый магматизм [3]. Дайки вертикальны или крутонаклонны, пересекают карбонатные породы вендско-раннеордовикского структурного яруса. На картируемой поверхности здесь нет пластовых интрузий долеритов, широко распространенных юго-западнее и южнее.

На площади распространения пород ордовикско-раннесилурийского и среднепалеозойского структурных ярусов у западной рамки листа Q-49 на водоразделе рек Оленек и Вилую отмечаются те же дайки преимущественно северо-западного простирания, а также многочисленные пластовые интрузии (силлы) долеритов, но лавовые покровы и туфы базальтов здесь не известны.

Территория распространения пород верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса, напротив, характеризуется широким проявлением интрузивных и эффузивных фаций базитового магматизма трапповой формации. Причем в нижней части яруса (водораздел бассейнов рек Марха и Вилую) преобладают пластовые пологозалегающие интрузии долеритов (силлы), закартированные широкой полосой северо-западного простирания на продолжении дайкового пояса (см. рис. 1). Здесь трапповые образования часто перемежаются с лагунными угленосными песчано-глинистыми отложениями среднего карбона – ранней перми, а также с нижне-верхнепермскими грубыми терригенными породами. Осадки обычно меняются в плане и разрезах с постепенными фаціальными переходами или местными размывами. На поверхности терригенные отложения ввиду их слабой литифицированности легко поддаются эрозии и обычно перекрыты элювиально-делювиальными образованиями.

К юго-западу, по мере погружения фундамента и повышения уровня эрозионного среза структурного яруса от более низких стратиграфических горизонтов к более высоким (бассейн среднего течения р. Вилую), количество и размеры интрузий долеритов значительно сокращаются, а в разрезе постепенно начинают преобладать образования эффузивных фаций траппов вулканогенно-терригенной и туфолоавовой формаций. Скопления грубообломочного пирокластического материала на отдельных участках указывают на близость эруптивных центров. Так, преобладание псефитовых и агломератовых туфов в разрезе туфогенной толщи отмечается в юго-западном углу территории в бассейне среднего и верхнего течения р. Улахан-Вава,

в приустьевой части долины р. Вавукан, в районе устья р. Могды, по р. Лахарчана и р. Амбардах, где установлена связь между эруптивными центрами и грубообломочными фациями слоистых туфов. В слоистых туфах здесь встречаются вулканические бомбы размером до 30–40 см, имеющие концентрическое строение [6].

Рисунок размещения даек долеритов в пределах верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса иной, чем в трех нижележащих. Протяженные, линейно вытянутые в северо-западном направлении дайки, пересекающие породы нижележащих структурных ярусов, картируются в эрозионных окнах. Такие дайки обычно не секут пластовые тела долеритов, а прослеживаются под ними, будучи преимущественно подводящими каналами этих тел. Кроме таких даек распространены многочисленные разноориентированные мелкие дайки и силлы, в различных направлениях пересекающие терригенные отложения, вмещающие траппы, а также туфы и лавы более ранних эффузий траппов. Эти дайки и силлы генетически связаны с процессами становления более поздних пластовых интрузивных тел долеритов и являются в большинстве своем их апофизами (см. рис. 1).

Наиболее раннее проявление наземного базитового вулканизма в форме выбросов туфов и излияния лав на описываемой территории стратиграфически зафиксировано в процессе выполнения крупномасштабных геолого-съёмочных работ (А. Г. Волотовский, С. Д. Черный, 1967) в разрезе нижней перми. Разрез вскрыт скв. 6 колонкового бурения вблизи северо-восточной границы распространения эффузивных фаций траппов в подошве верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса на водоразделе рек Марха и Алакит в истоках руч. Каменного (см. рис. 1, скв. 6; рис. 2). Встраивание эффузивных фаций базитов в процесс терригенного осадконакопления, задокументированное в этом разрезе, свидетельствует о синхронности осадконакопления и вулканизма, а небольшие по мощности включения вулкаников в терригенном разрезе – о кратковременности и небольших масштабах вулканических процессов в приуральскую эпоху перми.

Проявления пирокластических образований базитового вулканизма на фоне терригенного осадконакопления стратиграфически зафиксированы также в верхней части разреза верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса в отложениях поздней перми в месте сочленения водоразделов рек Вилую, Марха и Алакит (участок «Усун-Юрях»), в разрезе поисковой скв. 9, пробуренной при выполнении поисковых работ на алмазы (В. П. Серов, 1988), а также в верховьях р. Тегюрюк в разрезе колонковой скв. 11, пробуренной в процессе геолого-съёмочных работ м-ба 1:50 000 (И. А. Бухмиллер, В. И. Охлопков и др., 1974) (см. рис. 1, 2; скв. 9, 11). Еще два разреза с проявлениями базитового вулканизма, охарактеризованные сборами палиноло-

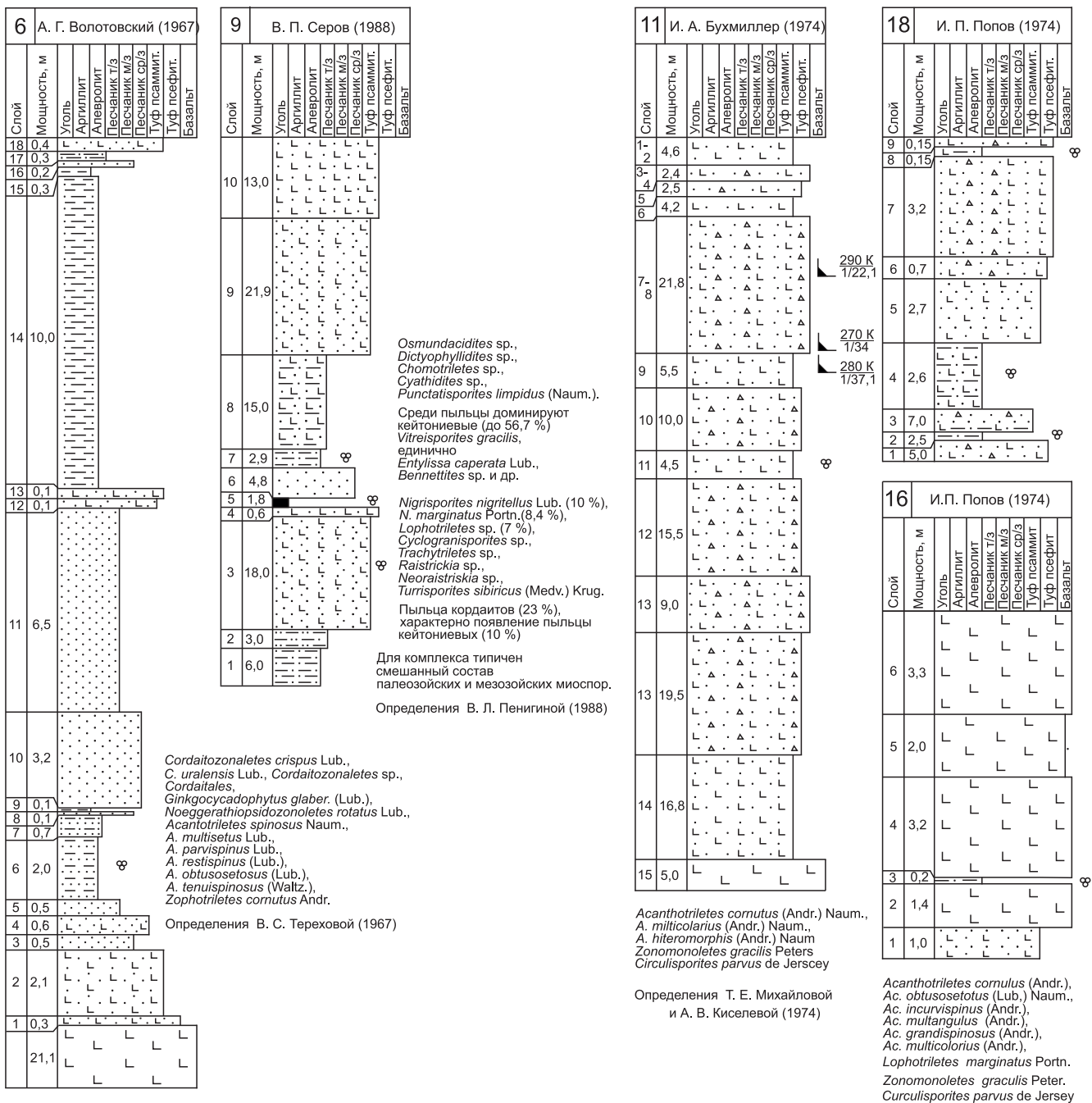


Рис. 2. Частные стратиграфические разрезы (см. рис. 1, разрезы 6, 9, 11, 16, 18) вулканогенно-терригенных и эффузивных туфолавовых образований базитового вулканизма бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха, охарактеризованные палинологическими сборами (усл. обозн. по ГОСТ 2.857-74)

гических комплексов поздней перми, вскрыты канавами в юго-западном углу территории в бассейне р. Вилюй на левых берегах рек Лахарчана и Амбардах при геолого-съёмочных работах м-ба 1:200 000 (И. П. Попов, Б. Н. Полунин и др., 1974) (см. рис. 1, 2; разрезы 16, 18).

Во время полевых работ нами отмечено большое разнообразие изменений вмещающих пород в экзоконтактах магматических тел базитов. Наибольшую геологическую информацию, на наш взгляд, несут экзоконтактовые изменения туфов:

– незначительные изменения в контактах эффузивных тел базальтов с туфами, перекрывшими их почти сразу после излияния, когда туфы и лавы

находились в разогретом состоянии, но не настолько, чтобы образовались контактовые термальные роговики, так как температура для этого была недостаточна;

– максимальные изменения в контактах интрузивных тел долеритов с формированием в результате контактового термального метаморфизма пироксеновых роговиков по туфам.

Незначительные контактовые изменения выражаются в уплотнении и спекании туфов обычно на глубину 10–20 см, их карбонатизации и цеолитизации. В шлифах видно, что в непосредственном экзоконтакте пирокласты туфов цементируются вулканическим стеклом, заливообразно проникающим



Рис. 3. Непосредственный контакт кровли тела базальтов и перекрывающих их псефитовых туфов. В базальтах отчетливо видна «зона закалки» и многочисленные миндалины, выполненные кальцитом и цеолитами. Скальное обнажение в русле у правого берега р. Вилуй (координаты: с. ш. $64^{\circ}4'17''$; в. д. $109^{\circ}23'6''$)

из тела базальта. В эндоконтакте консолидация тела базальта сопровождается формированием зональности («зона закалки») и не очень интенсивной минерализацией миндалекаменной зоны. В шлифах зональность выражена в постепенном переходе от базальта с гиалиновой и гиалопилитовой структурами к более раскристаллизованной породе с пилотакситовой структурой и далее к центру тела – до офитовой. В обнажениях в контактовой зоне базальтов обычно отчетливо видны «зона закалки» и многочисленные миндалины, выполненные кальцитом и цеолитами. Такие контакты свидетельствуют о присутствии эффузивных тел базальтов в составе траппов (рис. 3).

Пироксеновые роговики по туфам отмечаются в экзоконтактах крупных наиболее полно раскри-

сталлизованных дифференцированных интрузий долеритов, вероятно, обогащенных щелочами и летучими компонентами [5]. Эндоконтактовые изменения тел долеритов сопровождаются уменьшением степени раскристаллизованности до микродолеритов (образование «зоны закалки»); экзоконтактовые – прокаливанием туфов в зоне, прилегающей к контактовой поверхности микродолеритов, что выражается в спекании обломков с образованием афанитовых апотуфовых роговиков. В последних об исходной породе напоминает лишь унаследованная ими теневая реликтовая обломочная текстура туфов, часто просматриваемая на выветрелой поверхности сколов. Процесс сопровождается изменением окраски туфов от темной зеленовато-серой до светло-серой с фиолетовым и сиреневым оттенками. Видимая мощность роговиков от долей метра (чаще от 4–5 до 10 м и более). На аэрофотоснимках зоны контактовых изменений обычно выделяются светлым фототонном. Такие роговики по слоистым туфам хорошо иллюстрирует рисунок по фотографии, сделанный нами в стенке карьера трубки Айхал (рис. 4).

Под микроскопом ороговикование туфов обычно выражено в замещении тонкозернистой основной массы исходной породы и образовании каемок микрогранобластового агрегата мельчайшими полигональными кристаллами бесцветного клинопироксена (размер от 0,005 до 0,01–0,02 мм) и мельчайшими лейстами плагиоклаза (размер 0,001×0,01 мм) вокруг литокластов и фенокристаллокластов, подчеркивая их реликтовую текстуру. Кристаллы первичного клинопироксена породы часто бывают полностью перекристаллизованы и замещены микрогранобластовым агрегатом «роговикового» пироксена; зерна оливина сохраняются. Общее содержание новообразованного клинопи-

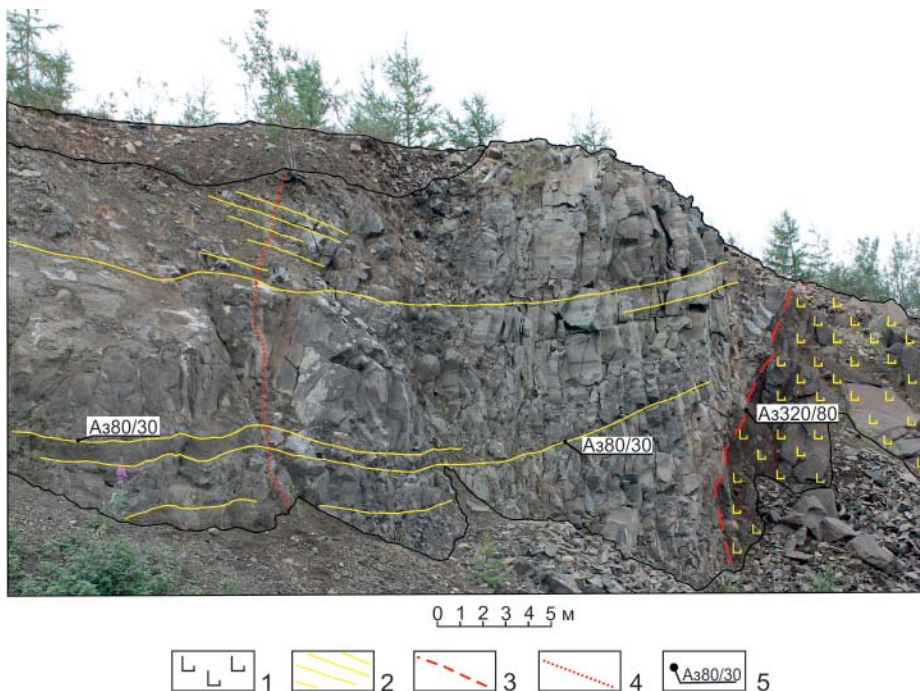


Рис. 4. Ороговикованная пачка слоистых туфов в контакте крупного интрузивного тела долеритов. Северный борт карьера трубки Айхал. Рисунок по фотографии (координаты: с. ш. $65^{\circ}55'33''$; в. д. $111^{\circ}23'45''$)

1 – долериты; 2 – поверхности напластования в туфах; 3 – поверхность контакта долеритов с туфами; 4 – внешняя граница распространения ороговикования в туфах; 5 – замеры залегающих поверхностей



роксена в роговиках обычно 20–30 % в зависимости от первичного состава породы.

Следует отметить, что роговики по туфам базальтов являются трудноопределимыми породами. В обнажениях они могут быть приняты за дайки или апикальные части субвулканических тел с брекчиевой текстурой. Надежным признаком их диагностики является определение в шлифах зерен «роговикового» клинопироксена.

Редко удавалось наблюдать непосредственные контакты интрузий долеритов, принадлежащих к разным фазам или магматическим комплексам. Такие контакты обычно резкие, но породы «сварены» в монолит. По одну сторону контакта долериты «свежие», обычно с уменьшением зернистости к контакту («зона закалки»), по другую – плотные, очень крепкие, ороговикованные. В шлифах ороговикование долеритов выражается в появлении мелких полигональных зерен клинопироксена размером 0,05–0,1 мм и мельчайших лейст плагиоклаза, приуроченных к интерстициям породообразующих минералов. В первую очередь замещаются участки вулканического стекла и зерна породообразующего пироксена; сохраняются зерна оливина, а также крупные зерна клинопироксена и плагиоклаза. Реликтовые минералы приобретают пятнистую (микроавернозную) поверхность за счет наличия мельчайших (точечных) вростков клинопироксена. По мере приближения к контакту количество новообразованного «роговикового» пироксена в долерите увеличивается. Обычно только по роговикам под микроскопом можно установить относительный возраст контактирующих интрузивных тел.

В результате минералого-кристаллохимических исследований, проведенных на сканирующем электронном микроскопе высокого разрешения MIRA LM с катодом Шоттки в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (оператор Н.С. Карманов), изучены породообразующие клинопироксены долеритов, клинопироксены роговиков и кристаллиты клинопироксенов, приуроченные к участкам разложенного вулканического стекла. Чувствительность обнаружения химических элементов составляла для Mn, Fe и Na – 0,014 мас. %; для Mg, Al, Si, Ni, Ca и K – 0,01 мас. %.

В процессе проведенных исследований получены качественные изображения зерен и агрегатов минералов при большом увеличении, изучены особенности их сростаний и взаимоотношений в агрегатах, получены данные о химическом составе и кристаллохимических свойствах минералов, характере распределения в них компонентов-примесей. Химические анализы клинопироксенов пересчитаны на кристаллохимическую формулу по кислородному методу [1]; рассчитано и отображено на диаграмме соотношение в них минералов CaSiO_3 (Wo), MgSiO_3 (En) и FeSiO_3 (Fs).

В результате установлено, что по химическому составу и кристаллохимическим характеристикам

клинопироксены пироксен-роговиковой фации отчетливо отличаются от породообразующих клинопироксенов долеритов [8] и кристаллитов клинопироксенов в участках разложенного вулканического стекла (рис. 5).

Судя по геологической обстановке и минеральным парагенезисам роговиков по долеритам и туфам базальтов, процесс контактового метаморфизма был связан с внедрением магматитов основного состава и протекал в условиях пироксен-роговиковой фации, температуры которой для неглубинных условий оцениваются в пределах 700–800 °С, а давления – до 200–300 атм [9, 12].

С целью обоснования возраста базитового магматизма из тел долеритов и сформировавшихся под их воздействием контактовых роговиков нами было отобрано шесть проб (см. рис. 1, точки 5, 7, 10, 14, 19, 20), по которым в лаборатории абсолютного возраста ФГУП «ВСЕГЕИ» выполнены определения возраста пород по циркону U-Pb методом. Изотопные диаграммы с конкордией для цирконов из исследованных проб показаны на рис. 6. Петрохимический и редкометалльный состав долеритов и роговиков из этих проб приведен в таблице, а корреляционные отношения породообразующих оксидов, спектры распределения и диаграммы нормированных к хондриту [13] и примитивной мантии [14] редкоземельных элементов (РЗЭ) – на рис. 7.

Самая древняя датировка базитов зафиксирована в пробе 319, которая отобрана нами в скальном выходе размером 70×10×3 м оливин-клинопироксеновых тонко-мелкозернистых долеритов субвулканического облика в подошве верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса (см. рис. 1, пункт 7). По данным изотопного анализа циркона абсолютный возраст долеритов составляет 309,3±5,4 млн лет (см. рис. 6, а). Здесь же в обнажении (координаты: 65°40'44" с. ш.; 111°53'5" в. д.) нами установлено и подтверждено петрографически, что тонко-мелкозернистые долериты подвергаются ороговикованию со стороны залегающих сверху более раскристаллизованных средне-мелкозернистых оливин-клинопироксеновых долеритов. Время последнего породообразования вышележащих долеритов, по заключению лаборатории, 256,5±2,8 млн лет по циркону из пробы 2130 (см. рис. 6, б), отобранной из крупного субгоризонтально залегающего силла, который непрерывно прослеживается в скальных обрывах от места отбора пробы 2130 (см. рис. 1, пункт 5) до места отбора пробы 319 (см. таблицу, пробы 2130, 319).

Интересны датировки других зон из трех зональных зерен циркона из этой же пробы (263,8±5,7 и 267±5,7 млн лет), первоначально объединенные в одну выборку с конкордантным возрастом 265,5±5,9 млн лет, характеризующимся низкой конкордантностью (0,092), а также датировок зон: 272±5,8; 276±6,1; 280,5±6,0; 281,8±6,1; $X_{cp} = 277,6±6$ млн лет (см. рис. 6, б). Они отсутствуют

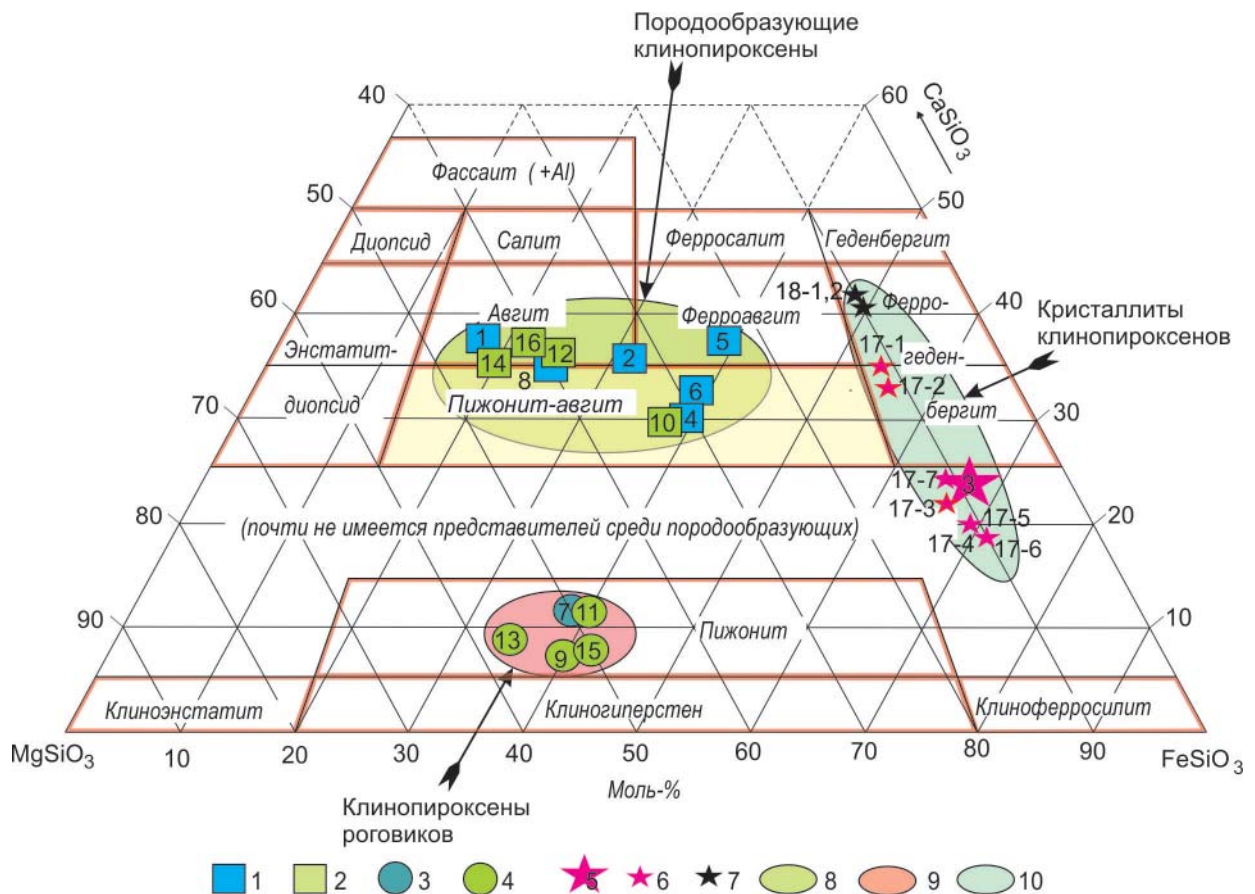


Рис. 5. Соотношение миналов CaSiO_3 (Wo), FeSiO_3 (Fs) и MgSiO_3 (En) в клинопироксенах из магматических пород и роговиков трапповой формации бассейна среднего течения р. Вилуй – истоков р. Марха на диаграмме Трегера [11]

1–2 – средние значения состава магматических клинопироксенов (в числителе – номер выборки на диаграмме, в знаменателе – количество проб в выборке): 1 – в долеритах и габбродолеритах (1/6, 2/12, 4/5, 5/5, 6/9, 8/6), 2 – в базальтах (10/5, 12/19, 14/20, 16/5); 3–4 – среднее значение состава клинопироксенов из роговиков: 3 – по долериту (7/4), 4 – по туфам (9/6, 11/14, 13/30, 15/7); 5 – среднее значение состава кристаллитов клинопироксена из долеритов (3/7); 6–7 – частные значения состава кристаллитов клинопироксена: 6 – из долерита (17–1–17–7/7, 7), 7 – из габбродолерита (18–1, 18–2/20); 8–10 – поля состава клинопироксенов: 8 – магматических (породообразующих), 9 – метаморфических (из ороговикованных пород), 10 – кристаллитов клинопироксена из участков разложенного вулканического стекла в долеритах

в заключении лаборатории, но согласуются с периодами магматических событий, отмеченных на основании анализа U–Pb датировок других наших проб.

Проба 1214 отобрана на левом берегу р. Моркока из дайки мелкозернистых оливин-двупироксеновых долеритов, рассекающих и скарнирующих известняки ордовикско-раннесилурийского структурного яруса (см. рис. 1, точка 10; см. таблицу; рис. 6, 7). По заключению лаборатории, время последнего породообразования магматической породы 260 ± 5 млн лет. При этом два других замера в двух зернах зональных цирконов $280,2 \pm 6$ и $283,1 \pm 6$, $X_{cp} = 281,6 \pm 6$ млн лет (см. рис. 6, в) согласуются с определениями в пробе 2130.

Проба 153 отобрана на правом берегу р. Вилуй в скальном обнажении из роговиков по псефитовым туфам базальтов в контакте (аз. пад. 310° , угол 65°) средне-мелкозернистых долеритов (см. рис. 1, точка 14; см. таблицу, рис. 6, 7). Мощность роговиков 5–7 м. По трем измерениям в двух зернах циркона

время последнего породообразования магматической породы 267 ± 3 млн лет. Какие-то магматические события фиксируются около 296 ± 3 млн лет по трем замерам в трех зональных зернах циркона (291 ± 3 ; 297 ± 3 ; $298 \pm 2,3$ млн лет) и около $306,5 \pm 2$ млн лет по двум замерам (303 ± 2 ; 310 ± 2 млн лет) (см. рис. 6, г, д). Логично предположить, что дата 267 ± 3 млн лет является временем ороговикования туфов, а около 296 ± 3 и $306,5 \pm 2$ млн лет – временем кристаллизации изверженных пород.

Проба 217 отобрана на правом берегу р. Вилуй в скальном выходе размером 100×150 м роговиков по туфам базальтов (см. рис. 1, точка 19; см. таблицу, рис. 6, 7). По двум измерениям в двух зернах циркона время последнего породообразования (256 ± 3 млн лет), вероятно, является временем ороговикования туфов, а наиболее многочисленный (пять зерен) конкордантный кластер с возрастом 273 ± 2 млн лет (см. рис. 6, ж, з), видимо, отражает время кристаллизации изверженной породы.



Содержания петрогенных (в мас. %) и редкоземельных (в г/т) элементов в долеритах и роговиках территории листа Q-49 (Удачный)

Компонент	Порода					
	Долерит			Роговик		
	Ol-Cpx (319)	Ol-Cpx (2130)	Ol-Cpx-Orx (1214)	Cpx (153)	Cpx (217)	Cpx (1141-2)
SiO ₂	48,56	49,24	48,5	52,00	53,14	52,88
TiO ₂	2,17	1,07	1,70	1,14	1,09	1,16
Al ₂ O ₃	14,28	15,05	15,3	14,93	15,13	14,78
Fe ₂ O ₃ общ	15,77	12,76	15,0	12,00	11,50	11,53
MnO	0,22	0,20	0,22	0,17	0,17	0,16
MgO	5,46	7,75	6,4	6,41	6,19	6,67
CaO	9,56	11,10	10,6	10,12	9,73	9,98
Na ₂ O	2,43	2,01	2,6	2,24	2,32	1,68
K ₂ O	0,84	0,41	0,5	0,61	0,75	0,78
P ₂ O ₅	0,24	0,12	0,17	0,12	0,12	<0,01
ППП	0,33	0,35	<0,1	-0,26	-0,1	-0,17
Сумма	99,87	100,06	101,0	99,74	100,13	99,60
La	6,85	7,73	7,33	10,6	11,9	11,9
Ce	15,3	17,2	17,2	22,3	25	25
Pr	2,15	2,42	2,43	2,94	3,2	3,27
Nd	9,74	11	11,8	13	14,2	13,4
Sm	2,9	3,1	3,52	3,49	3,64	3,39
Eu	0,95	1,06	1,26	1,04	1,15	1,18
Gd	3,13	3,47	3,67	3,9	4,25	3,99
Tb	0,57	0,63	0,68	0,59	0,72	0,67
Dy	3,79	4,04	4,37	4,28	4,53	4,43
Ho	0,75	0,95	0,96	0,87	1,1	1,04
Er	1,98	2,5	2,82	2,48	2,74	2,74
Tm	0,39	0,39	0,37	0,37	0,44	0,4
Yb	2,19	2,32	2,45	2,3	2,57	2,53
Lu	0,33	0,37	0,38	0,37	0,38	0,37
V	283	303	293	268	294	290
Cr	293	302	137	220	242	232
Ni	145	124	125	93,9	82,6	75,3
Rb	10,5	11,5	15,3	17,1	19,1	20,9
Sr	175	195	191	193	209	200
Y	21,7	23,4	24,9	23,4	25,7	25,1
Zr	74	78,6	86,9	90,4	104	98,8
Nb	3,84	4,29	4,32	4,88	5,41	5,66
Ba	111	136	120	186	223	206
Hf	1,93	1,87	2,24	2,31	2,74	2,58
Ta	0,2	0,27	0,29	0,33	0,37	0,37
Pb	1,28	1,32	4,94	3,41	3,65	3,51
Th	1,07	1,16	1,03	1,97	2,16	2,32
U	0,43	0,45	0,42	0,66	0,78	0,78

Примечания. Места отбора проб: 319 – истоки р. Марха, водораздел левых притоков Сохсолох и Чукука (точка 7 на рис. 1: с.ш. 65°56'48''; в.д. 111°50'29''); 2130 – там же, (точка 5 на рис. 1: с.ш. 66° 01'4''; в.д. 111° 43'14''); 1214 – левый берег р. Моркока (точка 10 на рис. 1: с.ш. 65°45'48''; в.д. 110°22'52''); 153 – правый берег р. Вилюй (точка 14 на рис. 1: с.ш. 64°34'59''; в.д. 109°34'46''); 217 – там же, (точка 19 на рис. 1: с.ш. 64°11'35''; в.д. 109°19'31''); 1141-2 – левый берег р. Вилюй (точка 20 на рис. 1: с.ш. 65°09'39''; в.д. 109°20'50''). Ol – оливин, Cpx клинопироксен, Orx – ортопироксен.

Проба 1141-2 отобрана на левом берегу р. Вилюй из роговиков по туфам базальтов вблизи отчетливо видимого в скальном обнажении заливообразного контакта крупного интрузивного тела долеритов (см рис. 1, точка 20;

см. таблицу; рис. 6, 7). По двум замерам в одном зерне время последнего породообразования 261,6±6,9 млн лет. Три других замера в двух зернах зональных цирконов дают 298±5,8 млн лет (см. рис. 6, е). Также можно предположить, что дата

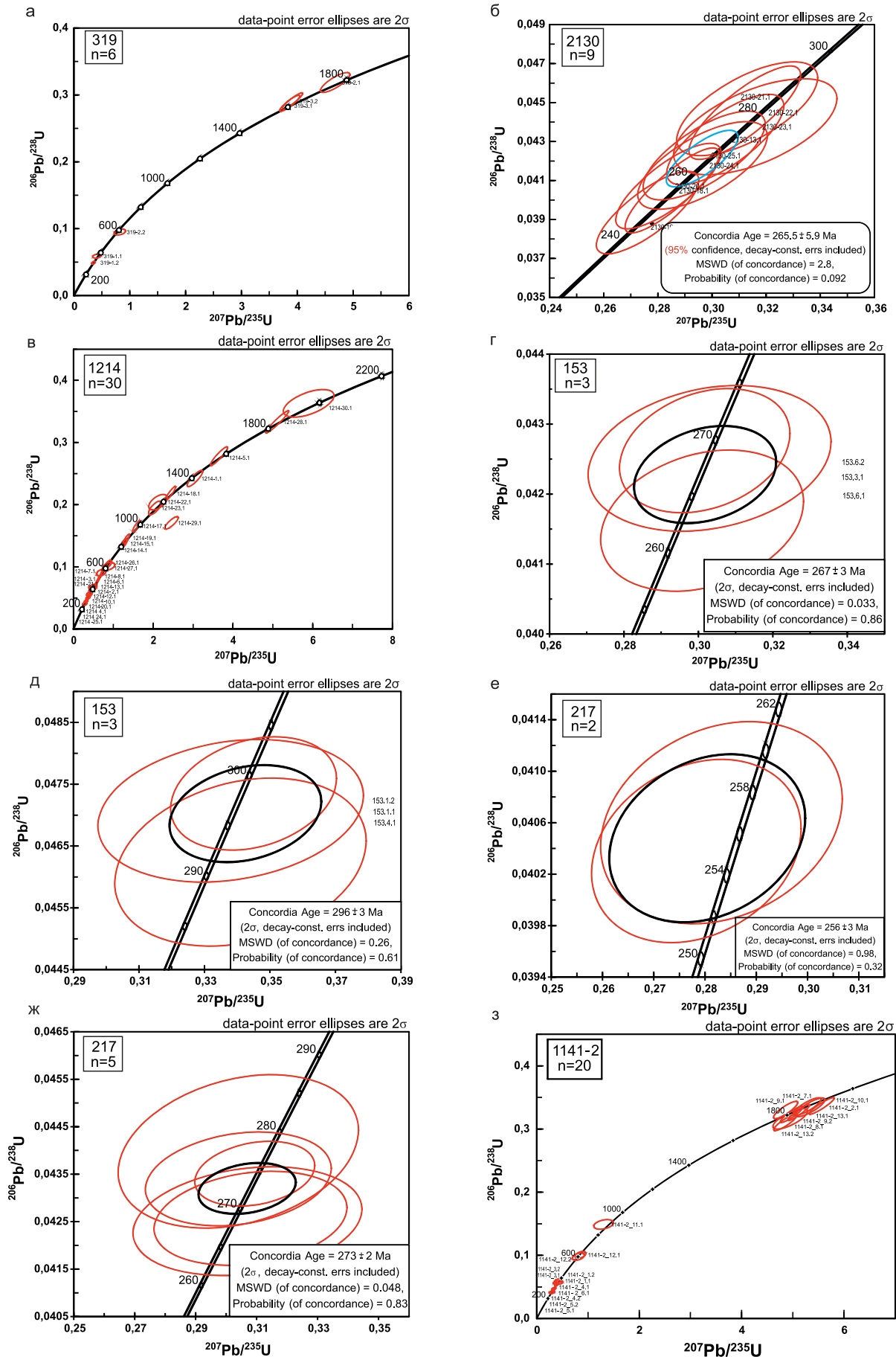


Рис. 6. U-Pb изотопные диаграммы с конкордией для цирконов из долеритов (см. таблицу, пробы 319, 2130, 1214) и роговиков (см. таблицу, пробы 153, 217, 1141–2) базитового магматизма бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха (n – количество точек замеров)

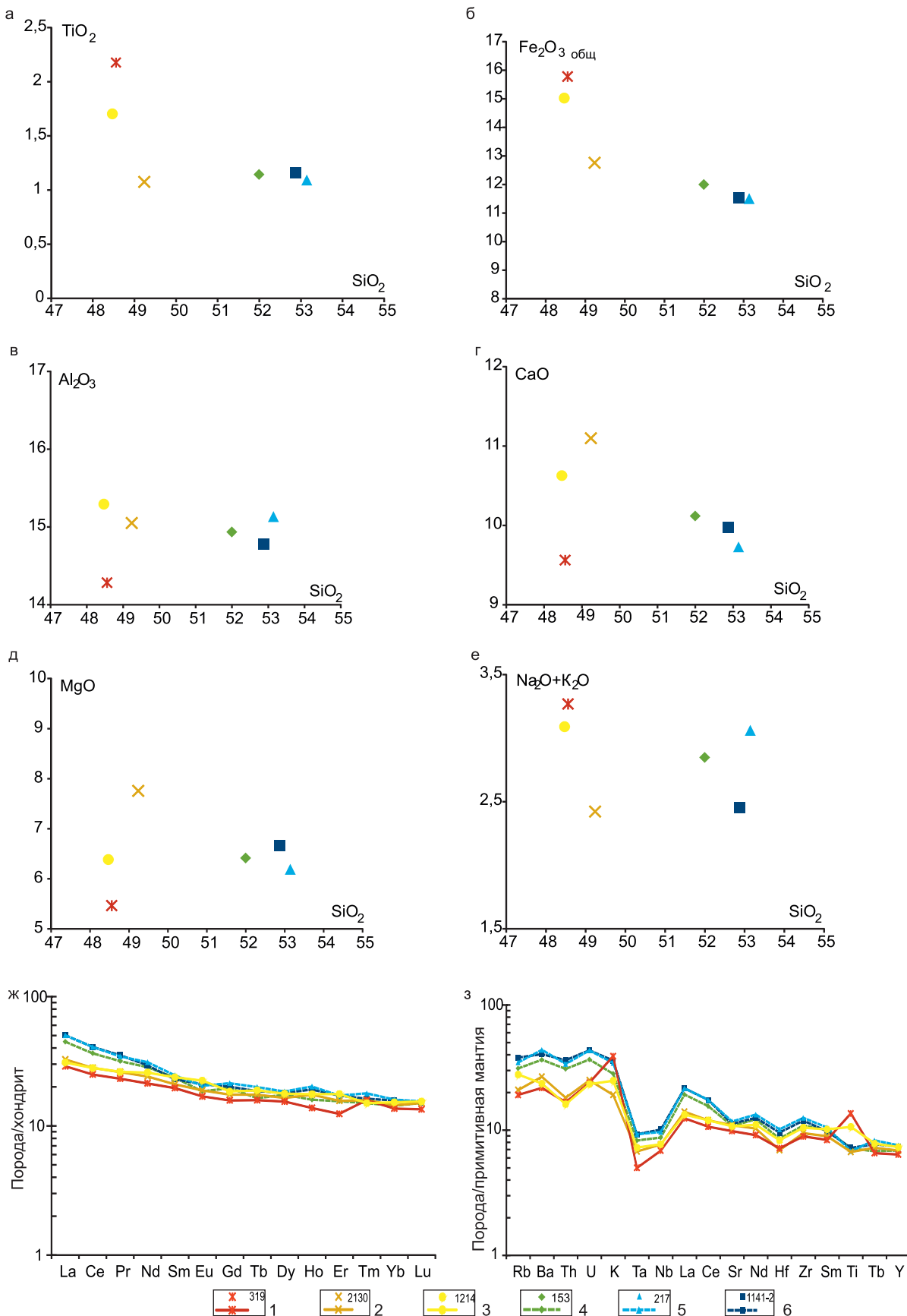


Рис. 7. Корреляционные отношения породообразующих оксидов (а–е), спектры распределения и диаграммы нормированных к хондриту [13] и примитивной мантии [14] редкоземельных элементов (ж, з) в долеритах (пробы 319, 2130, 1214) и роговиках (пробы 153, 217, 1141–2) базитового магматизма бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха

1–6 – фигуративные точки и спайдер-диаграммы проб, содержания и места отбора которых приведены в таблице

261,6±6,9 млн лет является временем ороговикования туфов, а 298±5,8 млн лет – их кристаллизации после извержения.

Следует добавить, что приведенные результаты радиологических исследований U-Pb методом близки определениям абсолютного возраста K-Ar методом, выполненным Центральной комплексной лабораторией Киевского геолого-разведочного треста по трем пробам, отобранным из туфов в разрезе скв. 11 (см. рис. 2) на глубинах 22,1, 34 и 37,1 м. Абсолютный возраст пород составил 290, 270 и 280 млн лет соответственно (И. А. Бухмиллер, В. И. Охлопков и др., 1974).

Становление многочисленных и разнообразных по морфологии тел базитов (преобладают пологозалегающие) бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха происходило в субвулканических условиях, о чем свидетельствует преобладание в их сложении порфировых долеритов, которые даже в центральных частях наиболее крупных тел не становятся полнокристаллическими габбро. Редко встречаются долериты с повышенным содержанием вулканического стекла и неполнокристаллические гиалобазальты.

Многочисленные находки в разных частях площади грубообломочных псефитовых и агломератовых туфов и ксенотуфов, реже лав и кластолав базальтов указывают на близость эруптивных центров, которых должно быть несколько в разных частях площади, поскольку грубообломочные эксплозии отлагаются вблизи мест их извержения.

Совокупность субвулканических интрузий и эффузий вместе с дайками и вулканокластическими породами сформировали вулканоплутоническую ассоциацию базитов [7]. Поступление магмы из глубинного очага носило растянутый во времени пульсационный характер, регулируемый, вероятно, тектоническими процессами. Каждая сформировавшаяся на поверхности вулканогенная линза с участием лав базальтов после их отвердевания бронировала верхнюю часть геологического разреза, вследствие чего последующие порции базитовой магмы формировали пологозалегающие залежи (силлы) долеритов, обходя места бронирования, и выбрасывали на поверхность за их пределами новые порции пирокластов и изливали лавы. Этому способствовали слабая литифицированность и водонасыщенность подстилающих эффузивы и вмещающих интрузии терригенных отложений среднего – позднего карбона и перми. Так, вероятно, формировались многоэтажные образования силлов с обратной возрастной последовательностью, где нижние силлы долеритов более молодые, чем верхние [2].

Нужно признать, что вулканическая деятельность в районе началась во второй половине карбона эксплозиями туфов и излияниями лав базальтов (от 309,3±5,4 до 306,5±2 млн лет, пробы 319, 153) и продолжалась в ранней перми эксплозиями

туфов (от 298±5 до 273±2 млн лет, пробы 1141–2, 153, 217) и внедрением долеритов (от 281,6±6 до 279±6,1, пробы 1214, 2130). С середины (от 267±3 до 265,5±5,9 млн лет, пробы 153, 2130) и до конца перми внедрения интрузий долеритов сопровождалось ороговикованием более ранних туфов. Наиболее интенсивно эти процессы проявились от 261,6±6,9 до 256±3 млн лет назад в поздней перми (пробы 1141–2, 1214, 2130, 153).

Содержания петрогенных компонентов и РЗЭ (см. таблицу), а также корреляционные отношения породообразующих оксидов, как и спектры распределения нормированных к хондриту [13] и примитивной мантии [14] РЗЭ на диаграммах (см. рис. 7), позволяют уверенно отличить роговики по туфам базальтов от интрузивных долеритов, а среди последних – карбоновые (проба 319) от позднепермских (пробы 2130, 1214).

Так, на диаграммах корреляционных отношений породообразующих оксидов фигуративные точки проб (153, 217, 1141–2), отобранных из роговиков по туфам базальтов, составляют обособленные области и четко отличаются от долеритов (пробы 319, 1214, 2130). Для роговиков характерны более высокие относительно долеритов содержания SiO_2 (52–53 %) и пониженные – Fe_2O_3 (11–12 %); для карбоновых долеритов (проба 319) – повышенные значения TiO_2 (2,17 %), Fe_2O_3 (15,77 %), $\text{N}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (3,27 %) и более низкие Al_2O_3 (14,28 %), MgO (5,46 %) и CaO (9,56 %), чем для роговиков и позднепермских долеритов (пробы 2130, 1214).

На диаграмме спектра РЗЭ, нормированных к хондриту [13], для роговиков по туфам типичны повышенные значения легких элементов (La-Sm), а также Gd, Ho и Tm; пониженные – Eu. Кривые содержаний РЗЭ позднепермских долеритов (пробы 2130, 1214) практически тождественны, а кривая карбоновых долеритов (проба 319) располагается заметно ниже для всех элементов, кроме Tm.

На диаграмме спектра РЗЭ, нормированных к примитивной мантии [14], роговики характеризуется повышенным содержанием всего спектра РЗЭ, кроме Ti, Tb и Y. Близкими значениями содержаний отмечаются позднепермские долериты (пробы 2130, 1214), а карбоновые долериты (проба 319) отличаются от них заметно более низкими содержаниями Ta, Nb, La, Ce, Sr, Nd и высокими K и Ti.

Различия в содержаниях петрогенных компонентов и РЗЭ карбоновых и позднепермских долеритов подтверждают относительный возраст их тел, установленный нами в обнажениях, где были отобраны пробы 319 и 2130.

Полученные результаты радиологических исследований U-Pb методом долеритов и роговиков согласуются с определениями спорово-пыльцевых комплексов ранней и поздней перми В. С. Тереховой (1967), В. Л. Пенигиной (1988), Т. Е. Михайловой и А. В. Киселевой (1974) из терригенных отложений, переслаивающихся с туфами базальтов (см. рис. 2).



Также подтверждаются представления М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса и Л. А. Полуниной [5] о проявлении на северо-западе Сибирской платформы первого этапа траппового магматизма в позднем карбоне – перми и самом начале триаса, кроме того, подтверждаются выводы Г. Н. Садовникова [10] о проявлении базитового вулканизма в Средней Сибири в гагарьеостровское время вишкильского (северодвинского) века поздней перми.

Стратиграфических данных присутствия эффузивных базитов триаса в пределах территории не установлено. Верхняя возрастная граница вулканогенно-осадочной толщи не определена.

Петрографические определения и описания пород, а также обработка результатов минералого-кристаллохимических исследований выполнены А. Б. Шепелем и М. Е. Гавриленко (СНИИГГиМС).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булах А. Г. Руководство и таблицы расчета формул минералов. – М.: Недра, 1967. – 143 с.
2. Коробков И. Г., Евстратов А. А., Мильштейн Е. Д. Базитовые вулканоструктуры алмазодносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы / отв. ред. А. А. Поцелуев. – Томск: СТТ, 2013. – 270 с.
3. Краснов И. И., Масайтис В. А. Тектоника Оленекско-Виллюйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы // Материалы по геологии Сибирской платформы. – М.: Госгеолтехиздат, 1955. – С. 217–234. – (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.; вып. 7).
4. Легенда Анабаро-Виллюйской серии государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Кн. 1 / гл. ред. М. С. Мащак. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 311 с.
5. Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография восточной Сибири. Т. 1. – М., 1962. – С. 5–70.
6. Масайтис В. Л. Трапповая формация бассейна р. Виллюй // Петрография восточной Сибири. Т. 1. – М., 1962. – С. 208–255.
7. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 2-е, перераб. и доп. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
8. Породообразующие пироксены / Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин, А. П. Кривенко, В. А. Кутолин. – М.: Наука, 1971. – 453 с.
9. Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. – М.: Недра, 1970. – 241 с.
10. Садовников Г. Н. Эволюция биотома траппового плато Средней Сибири // Палеонтологический журнал. – 2016. – № 5. – С. 87–99.
11. Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения пороодообразующих минералов. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 185 с.
12. Фации метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. – М.: Недра, 1970. – 432 с.
13. McDonough W. F., Sun S. S. The Composition of the Earth // *Chemical Geology*. – 1995. – Vol. 120. – P. 223–253.
14. Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. – Oxford: Blackwell, 1985. – 312 с.

REFERENCES

1. Bulakh A.G. *Rukovodstvo i tablitsy rascheta formul mineralov* [Guide and calculation tables for mineral formulas]. Moscow, Nedra Publ., 1967. 143 p. (In Russ.).
2. Korobkov I.G., Evstratov A.A., Milshteyn E.D. *Bazitovye vulkanostrukturny almazonosnykh rayonov vostochnogo borta Tungusskoy sineklizy* [Basic volcanic structures of diamondiferous regions of the eastern side of the Tunguska syncline]. Tomsk, STT Publ., 2013. 270 p. (In Russ.).
3. Krasnov I.I., Masaytis V.A. [Tectonics of the Olenek-Vilyui watershed in connection with the structure of the marginal zones of the Tunguska syncline]. *Mater. VSEGEI, nov. ser.* Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 1955, pp. 217–234. (In Russ.).
4. *Legenda Anabaro-Vilyuyskoy serii gosudarstvennoy geologicheskoy karty rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:1000 000 (tretye pokolenie). Obyasnitel'naya zapiska* [The legend of the Anabar – Vilyui series of the state geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 1000 000 (third generation). Explanatory note]. Saint-Petersburg, VSEGEI Publ., 2009. 311 p. (In Russ.).
5. Lurye M.L., Masaytis V.L., Polunina L.A. [Intrusive traps of the western edge of the Siberian Platform]. *Petrografiya Vostochnoy Sibiri. T. 1* [Petrography of East Siberia, vol. 1]. Moscow, 1962, pp. 5–70. (In Russ.).
6. Masaytis V.L. [A Trap formation of the Vilyuy River basin]. *Petrografiya vostochnoy Sibiri. T. 1* [Petrography of East Siberia. Vol. 1]. Moscow, 1962, pp. 208–255. (In Russ.).
7. *Petrograficheskiy kodeks Rossii. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, im-paktnye obrazovaniya. Izdanie vtoroe, pererabotannoe i dopolnennoe* [Petrographic Code of Russia. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations. Second edition, revised and supplemented]. Saint-Petersburg, VSEGEI Publ., 2008. 200 p. (In Russ.).
8. Dobretsov N.L., Kochkin Yu.N., Krivenko A.P., Kutolin V.A. *Porodoobrazuyushchie pirokseny* [Rock-forming pyroxenes]. Moscow, Nauka Publ., 1971. 453 p. (In Russ.).
9. Reverdatto V.V. *Fatsii kontaktovogo metamorfizma* [Facies of contact metamorphism]. Moscow, Nedra Publ., 1970. 241 p. (In Russ.).
10. Sadovnikov G.N. Evolution of the biome of the Middle Siberian Trappean Plateau]. *Paleontological Journal*, 2016, vol. 50, no. 5, pp. 518–532.
11. Treger V.E. *Tablitsy dlya opticheskogo opredeleniya porodoobrazuyushchikh mineralov* [Tables for opti-



cal determination of rock-forming minerals]. Moscow, Gosgeolteckizdat Publ., 1958. 185 p. (In Russ.).

12. Dobretsov N.L., Reverdatto V.V., Sobolev V.S., et al. *Fatsii metamorfizma* [Facies of Metamorphism]. Moscow, Nedra Publ., 1970. 432 p. (In Russ.).

13. McDonough W.F., Sun S.S. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 1995, vol. 120, pp. 223–253.

14. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Publ., 1985. 312 c.

© В. И. Тихоненко, А. Ю. Туркин, 2019



ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И КОРОТКОПЕРИОДИЧНЫЕ СОБЫТИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ЗАПИСИ ЛЕССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ЛОЖОК, ЮГО-ВОСТОК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А. О. Вольвах, Н. Е. Вольвах, Л. Г. Смолянинова

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Приведены данные детального распределения в лессово-почвенных отложениях разреза Ложок отношений Ba/Sr, Mg/Ca, Sr/Ca, Mg/Sr, магнитной восприимчивости и U-ratio, являющихся палеоклиматическими индикаторами. Записи геохимических индексов и магнитной восприимчивости показывают хорошую сходимостью. Установлено, что климатические условия холодных стадиялов последней ледниковой эпохи (70000–11700 лет назад) постепенно становились суше. Внутри каждого стадияла от его начала к завершению также отмечается уменьшение количества осадков и увеличение силы ветрового потока (U-ratio). Установлено, что климат периодов лессонакопления не был стабильно сухим и холодным: в каждом горизонте лесса выявлены быстрые короткопериодические климатические колебания, выраженные в резком увеличении количества осадков с постепенным его снижением. Выполнено первичное сопоставление выделенных тысячелетних климатических осцилляций с событиями Дансгора – Эшгера, зафиксированных в ледовой записи климата ядра NGRIP (North Greenland Ice Core Project) и отражающихся в различных отложениях Северного полушария.

Ключевые слова: *плейстоцен, лесс, лессово-почвенная последовательность, Западная Сибирь, короткопериодические колебания климата, магнитная восприимчивость, индексы выветривания.*

PALEOCLIMATIC CHANGES AND SHORT-PERIOD EVENTS OF THE LATE PLEISTOCENE IN THE RECORD OF LOESSIAL SEDIMENTS OF THE LOZHOK SECTION, SOUTH-EASTERN WEST SIBERIA

А. О. Volvakh, N. E. Volvakh, L. G. Smolyaninova

V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Data on the detailed distribution of the Ba/Sr, Mg/Ca, Sr/Ca, Mg/Sr ratios, magnetic susceptibility, and U-ratio, which are paleoclimatic indicators, are presented. Records of geochemical proxies and magnetic susceptibility show good convergence. It is shown that the climatic conditions of the cold stadials of the last ice age (70,000–11,700 years old) gradually became drier. Within each stadial, there is also a decrease in precipitation from its beginning to completion. In the same direction, the force of the wind flow expressed by the U-ratio coefficient increased. It is established that the climate of loess accumulation periods was not consistently dry and cold: fast short-period climatic fluctuations have been revealed in each loess horizon; they are expressed in a sharp increase in the amount of precipitation with its gradual decrease. An attempt is made to compare the identified millennium-old climatic oscillations with the Dansgaard-Oeschger events recorded in the ice record of the NGRIP core climate and reflected in many deposits of the Northern Hemisphere.

Keywords: *Pleistocene, loess, loess-paleosol sequence, West Siberia, short-period climatic fluctuations, magnetic susceptibility, weathering proxies.*

DOI 10.20403/2078-0575-2019-4-17-27

В связи с повышенным интересом к проблеме изменения климата в последние десятилетия по всему миру проводятся разносторонние исследования лессовых отложений, направленные на восстановление динамики и причин изменений природных процессов прошлого, а также на выявление палеоклиматических осцилляций различного масштаба в течение последней ледниковой эпохи. Лессово-почвенная последовательность (ЛПП) – это своего рода богатый континентальный архив палеосреды, содержащий детальную информацию о динамике эоловой аккумуляции пыли и вторичных изменений отложений, проявлявшихся в различных климатических условиях. При изучении лессовых отложений с целью прослеживания палеоклиматических изменений следует учитывать возможное влияние химического и физического выветривания, склоновых процессов,

процессов почвообразования, а также вероятное наличие перерывов в осадконакоплении.

Общепринято, что лессовые отложения формировались эоловым путем в результате осаждения пылеватых частиц из атмосферного потока. Лессово-почвенные отложения верхнего плейстоцена юга-востока Западной Сибири накапливались в условиях внеледниковой зоны, лессовые слои образовывались в криоаридных условиях [7, 18] в течение стадиялов, а палеопочвы – во время интерстадиялов и казанцевского межледниковья. Наиболее полным разрезом ЛПП верхнего плейстоцена в Новосибирской области является разрез Ложок. Он расположен в Искитимском районе, на междуречье Шипунихи и Койнихи в бывшем, ныне задержанном карьере, в 1,5 км от ж/д станции Ложок (рис. 1). Разрез выделен в качестве стратотипиче-



0 100 км

Рис. 1. Расположение разреза Ложок, Новосибирское Приобье, юго-восток Западной Сибири

ского для лессово-почвенной формации верхнего плейстоцена Новосибирского Приобья [3]. В связи с этим он неоднократно изучался различными исследователями [2, 3, 21 и др.], в том числе авторами [7, 18], и интерес к нему не угасает до сих пор. Для восстановления палеоклиматических изменений во время осадконакопления лессово-почвенной последовательности разреза Ложок применен мультидисциплинарный подход. Исследование лессовых отложений различными методами позволило выделить наиболее перспективные параметры, дающие хорошие результаты при определении палеогеографических условий, сопровождавших лессонакопление на юге Западной Сибири [7, 18]. Перспективные данные содержатся в записях различных гранулометрических параметров и магнитной восприимчивости. Несомненно, важную роль играет изучение изменения химического состава отложений по разрезу. В данной работе использованы отношения Ba/Sr , Sr/Ca , Mg/Ca , Sr/Mg . Регистрация климатических колебаний в лессах выражается в изменении минимум одного из индикаторов.

Стратиграфия и геологическое строение

Согласно используемой стратиграфической схеме лессово-почвенной последовательности юга Западной Сибири [2] в позднем плейстоцене выделяются: баганский лесс (вторая половина 2-й морской изотопной стадии – МИС-2), суминская палеопочва (интерстадиал внутри МИС-2); ельцовский лесс (первая половина МИС-2); искимитский педокомплекс (МИС-3), представленный двумя интерстадиальными палеопочвами; тулинский лесс (МИС-4) и бердский педокомплекс, состоящий из интерстадиальной (МИС-5с) и межледниковой (МИС-5е) палеопочв. Последняя соответствует казанцевскому межледниковью Западной Сибири. Все стратиграфические горизонты схемы соотносятся со стадиями изотопно-кислородной шкалы океанических

осадков и другими глобальными климатическими записями [2].

В разрезе (рис. 2, 3) под профилем современной почвы залегает баганский лесс, ниже – ельцовский, который с перерывом в осадконакоплении перекрывает нижнюю палеопочву искимитского педокомплекса. Оба лесса соответствуют МИС-2. Ниже лежит тулинский лесс (МИС-4), перекрывающий отложения бердского педокомплекса. Последний представлен двумя погребенными почвами, нижняя из которых сформировалась во время казанцевского межледниковья (МИС-5е). Детальное послойное описание разреза было неоднократно опубликовано ранее [3, 7, 18, 21]. В разрезе 2018 г. (см. рис. 2, 3) ниже тулинского лесса (на глубине 5,8–6,0 м) были отмечены признаки слабо развитого почвообразования: слабо гумусированные полосы и отдельные пятна, сконцентрированные на одном уровне по простиранию разреза. Слой представлен суглинком светло-коричневым, более темным, чем выше- и нижележащие лессовидные суглинки, плотным, карбонатным, пористым, с мелкими угольками; по нижней границе слоя отмечаются редкое ожелезнение по корнеходам и редкий карбонатный псевдомицелий. Слой хорошо прослеживается как по фронтальной стенке, так и по боковым (см. рис. 3). Его мощность варьирует от 5 до 15 см, в южном направлении слой выклинивается через 2,5 м. Вероятно, его образование связано с потеплением в финальной стадии МИС-5.

Оценка возраста изученных отложений проведена на основе имеющихся радиоуглеродных датировок и корреляции горизонтов разреза Ложок с эквивалентными горизонтами ЛПП Средней Сибири [2] в детально продатированном ТЛ и ОСЛ-методами разрезе Куртак [12]. При сопоставлении имеющейся серии радиоуглеродных датировок [3], использованных при построении стратиграфической схемы [2], с данными люминесцентного датирования разреза Куртак и записью событий Гренландской кривой даты ^{14}C были переведены в калиброванные года (кал. л. н.). Перевод проводился с использованием программы Radiocarbon calibration program rev 6.0.1.

За верхнюю границу баганского лесса принимается граница плейстоцена – голоцена (11,7 тыс. лет назад; далее – л. н.); за нижнюю границу – примерно 17 тыс. л. н. согласно ^{14}C датировкам со стоянки древнего человека Волчья Грива. Эти данные получены по костному материалу на поверхности иллювиального горизонта суминской палеопочвы, которая в стратиграфической схеме разделяет баганский и ельцовский лесса (13600±230 л. н./16680±331 кал. л. н. (СОАН-111), 14200±150 л. н./17284±225 кал. л. н. (СОАН-78) [3]). Приведенные датировки характеризуют время завершения теплого интерстадиала и начало накопления баганского лесса. Также имеется ^{14}C датировка в озерной котловине оз. Аксор из палеопочвы, являющейся, по-видимому, аналогом суминской палеопочвы, – 16210±850 л. н. / 19461±907 кал. л. н. (СОАН-3891)

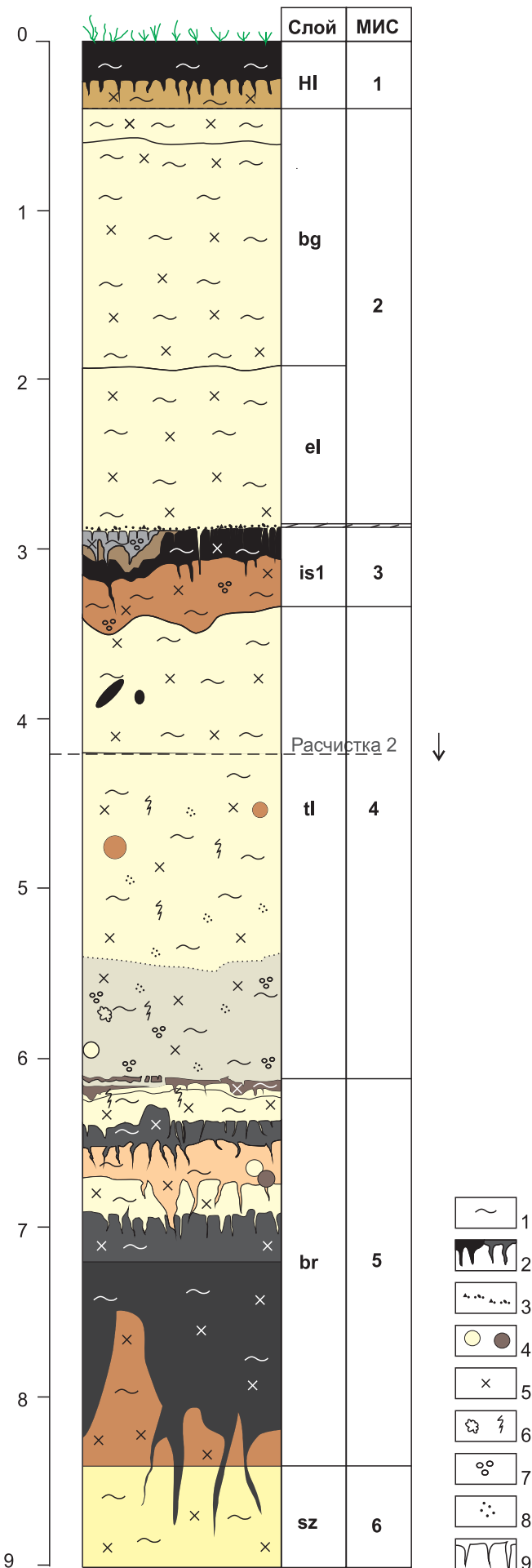


Рис. 2. Геологическое строение разреза Ложок (2018 г.)

1 – суглинок, 2 – гумусовый горизонт, 3 – включения гравия и грубозернистого песка, 4 – норы землероев (цвет соответствует цвету заполнителя), 5 – карбонатность, 6 – ожелезнение, 7 – оглеение, 8 – марганцовистый крап, 9 – трещины усыхания; hl – современная почва, bg – баганский лесс, el – ельцовский лесс, is₁ – нижняя почва искимитского педокомплекса, tl – тулинский лесс, br – бердский педокомплекс, sz – сузунский лесс, МИС – морская изотопная стадия

[4]. Исходя из этого за верхнюю границу ельцовского лесса принят рубеж примерно 19,4 тыс. л. н. В разрезе Ложок имеются ¹⁴C датировки из верхней искимитской почвы – 19400±800 л. н. / 23212±959 кал. л. н. (СОАН-164) и 21700±900 л. н. / 25982±1061 кал. л. н. (СОАН-12), отражающие время ее вторичных изменений [3]. Нижняя почва имеет ¹⁴C датировку по углю 33100±1600 / 38026±1740 кал. л. н. (СОАН-165) [3]. В разрезе Мраморный на междуречье Берди и Шипунихи (около 4 км от разреза Ложок) датировка верхнего горизонта искимитского педокомплекса – 26300±700 л. н. / 30837±501 кал. л. н. (ИГАН-167), над нижней искимитской почвой – 32780±670 л. н. / 37407±714 кал. л. н. (СОАН-629). Последняя получена по черепу шерстистого носорога [3].

Разрез Куртак является стратотипическим разрезом лессово-почвенной формации позднего плейстоцена Средней Сибири, он детально охарактеризован OSL и TL-датами [12].

Согласно этим датировкам в разрезе выделяются следующие горизонты и периоды их формирования:

- нижняя часть трифонового лесса (МИС-2, аналог ельцовского) – 17,9±2–24±4 тыс. л. н.;
- куртакский педокомплекс (МИС-3, аналог искимитского) – 24±4–57,2±6,9 тыс. л. н.;
- чанинский лесс (МИС-4, аналог тулинского) – 57,2±6,9–69,5±11,8 тыс. л. н.;
- сухоложский педокомплекс (МИС-5а, с, аналог верхней почвы бердского) – в пределах 69,5±11,8–101±20 тыс. л. н.;
- каменноложская палеопочва (МИС-5е, аналог нижней бердской) – 118±13–126±29 тыс. л. н. [12].

В соответствии с приведенными данными и в настоящей статье принимаются следующие интервалы (тыс. л. н.) формирования горизонтов разреза Ложок: баганский лесс – 11,7–17, ельцовский лесс – 19,4–24, искимитский педокомплекс – 24–57,2, тулинский лесс – 57,2–69,5, бердский педокомплекс – 69,5–126 (межледниковая нижняя бердская палеопочва – 118–126).

Элементные отношения Ba/Sr, Mg/Ca, Sr/Ca, Mg/Sr

Геохимические индикаторы изменения минерального состава (индексы химического выветривания) основаны на принципе перемещения в процессе выщелачивания более подвижных и растворимых элементов относительно менее



Рис. 3. Верхнеплейстоценовая лессово-почвенная последовательность разреза Ложок (расчистка 2018 г.)
Усл. обозн. см. на рис. 2

подвижных или нерастворимых [9]. При химическом выветривании отложений элементный состав материнской породы изменяется. Количество растворимых и подвижных элементов сокращается. Однако процессы почвообразования не только сопровождаются выветриванием и уменьшением содержания элементов, происходит также минеральная перестройка с образованием вторичных глинистых минералов и/или оксидов железа. При выборе индексов выветривания важно учитывать наличие в исходной материнской породе минералов, являющихся источниками рассматриваемых элементов. Нами использованы отношения Ba/Sr , Sr/Ca , Mg/Ca , Mg/Sr , которые применяются в Европе и Китае в качестве палеоклиматических индикаторов, чувствительных к количеству осадков, выпадающих во время лессонакопления [8, 9 и др.].

Ba/Sr. Это отношение основано на сравнении содержания слабоподвижного бария и более мобильного стронция. Оба элемента высвобождаются преимущественно из калиевого полевого шпата и плагиоклазов [1, 6] при одинаковых условиях, но с разной скоростью выщелачивания. М. Бокхорст с соавторами [8] показали, что наибольшую точность это соотношение показывает при относительно низкой интенсивности атмосферных осадков и может служить индикатором сухих и умеренно влажных климатов. Стронций может накапливаться

в отложениях при образовании вторичных карбонатов в аридных обстановках [11], поэтому при наличии в отложениях большого количества карбонатов соотношение Ba/Sr следует применять с осторожностью. Ba и Sr имеют невысокие биогенные коэффициенты (0,04 и 0,06, [6]), поэтому их небольшая значимость для растительности может не учитываться, следовательно, их содержание контролируется преимущественно изменениями влажности и температуры.

Mg/Ca. Первоначальным источником магния и кальция в лессах являются плагиоклазы; магний содержится в амфиболах и биотите. При химическом выветривании Mg и Ca переходят в карбонаты. Mg менее подвижен относительно Ca [6]. Поскольку Ca в процессе выщелачивания удаляется быстрее магния, указанное соотношение выше в отложениях, образованных в условиях педогенеза или при повышении количества осадков. Высокий биогенный коэффициент Ca (0,17) по сравнению с Mg (0,02) способствует убыванию Ca из разреза посредством биологической активности растений [6]. Как и в случае со Sr, следует учитывать возможность вторичного окarbonачивания отложений, потому что оно может сильно повлиять на соотношение Mg/Ca.

Mg/Sr и Sr/Ca. Ряд растворимости для этих элементов выглядит как $Sr < Mg < Ca$, т. е. кальций имеет наибольшую растворимость, а стронций – наименьшую [6]. Главным фактором их выноса яв-

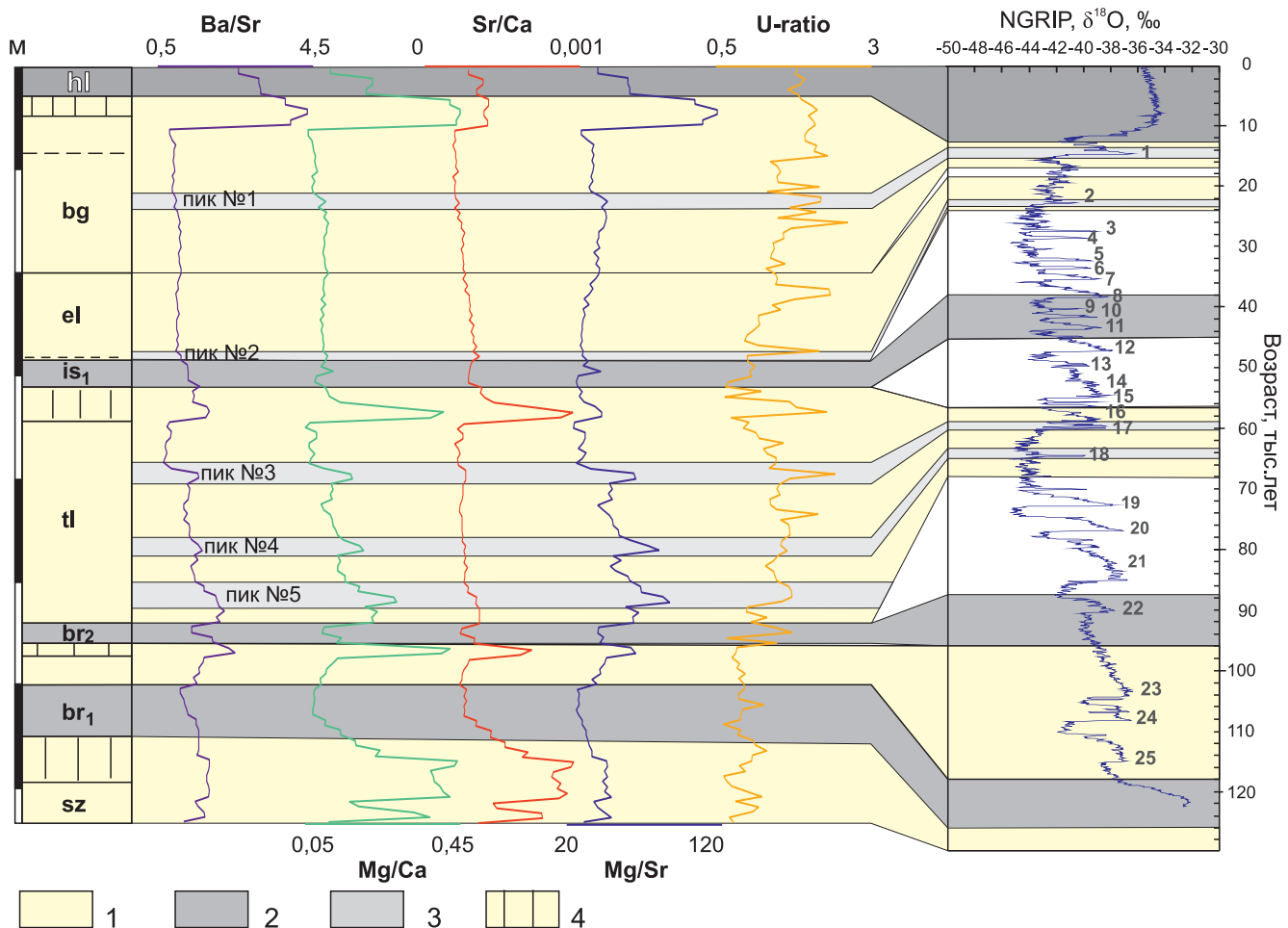


Рис. 4. Распределение элементных отношений по разрезу Ложок (расчистка 2011 г.) и корреляция выделенных климатических событий с записью ледового ядра NGRIP [14]

1 – лесс; 2 – гумусовый горизонт почвы; 3 – климатические осцилляции; 4 – иллювиальный горизонт почвы; остальные усл. обозн. см. на рис. 2; цифрами на кривой NGRIP показаны события Дансгора – Эшгера

ляется инфильтрация дождевой и талой водой, что приводит к повышению значений их соотношений в отложениях, сформированных во влажных условиях. Как указано, все три элемента участвуют в образовании вторичных карбонатов, поэтому их отношения следует использовать с осторожностью.

Во избежание неправильной интерпретации или (в случае с содержанием вторичных карбонатов) получения данных, способных привести к ошибке, перечисленные индикаторы следует использовать в комплексе друг с другом, а также с дополнительными индикаторами палеоклиматических условий среды, основанными на магнитной восприимчивости или размере зерен.

Содержание Ca, Ba, Sr и Mg для ЛПП разреза Ложок было получено методом атомно-эмиссионной спектроскопии (ИСП-АЭС) из карбонатной вытяжки отложений в азотнокислой среде по методике М. Бокхорста с соавторами [8].

Распределение значений отношений Ba/Sr, Sr/Ca, Mg/Ca, Mg/Sr по разрезу представлено на рис. 4. Их графики показывают хорошее соответствие между собой, они сопоставимы с изменениями магнитной восприимчивости (рис. 5). Наибольшие зна-

чения Ba/Sr, Sr/Ca, Mg/Ca отмечаются в отложениях педокомплексов, которые образовались при влажном и теплом климате. При этом как в погребенных почвах искитимского и бердского педокомплексов, так и в современной голоценовой почве максимальные их значения наблюдаются в иллювиальных горизонтах, что связано с активными процессами химического выветривания и вымывания элементов из гумусовых горизонтов. Наиболее показательны для лессовых отложений отношения Ba/Sr, Mg/Sr и Mg/Ca. Отношения, контролируемые содержанием магния, более чувствительны к обнаружению колебаний влажности внутри лессовых горизонтов; Mg/Sr слабо выражено в горизонтах палеопочв, однако в лессовых горизонтах хорошо маркирует периоды увлажнения; Sr/Ca отражает только периоды педогенеза. Значения отношений в разновозрастных лессовых горизонтах практически не изменяются и слабо варьируют внутри горизонта. При этом в каждом горизонте лесса отмечаются пики, свидетельствующие о том, что в холодные и сухие периоды лессонакопления позднего плейстоцена имели место климатические осцилляции, выраженные в некоторых увеличениях увлажненности,

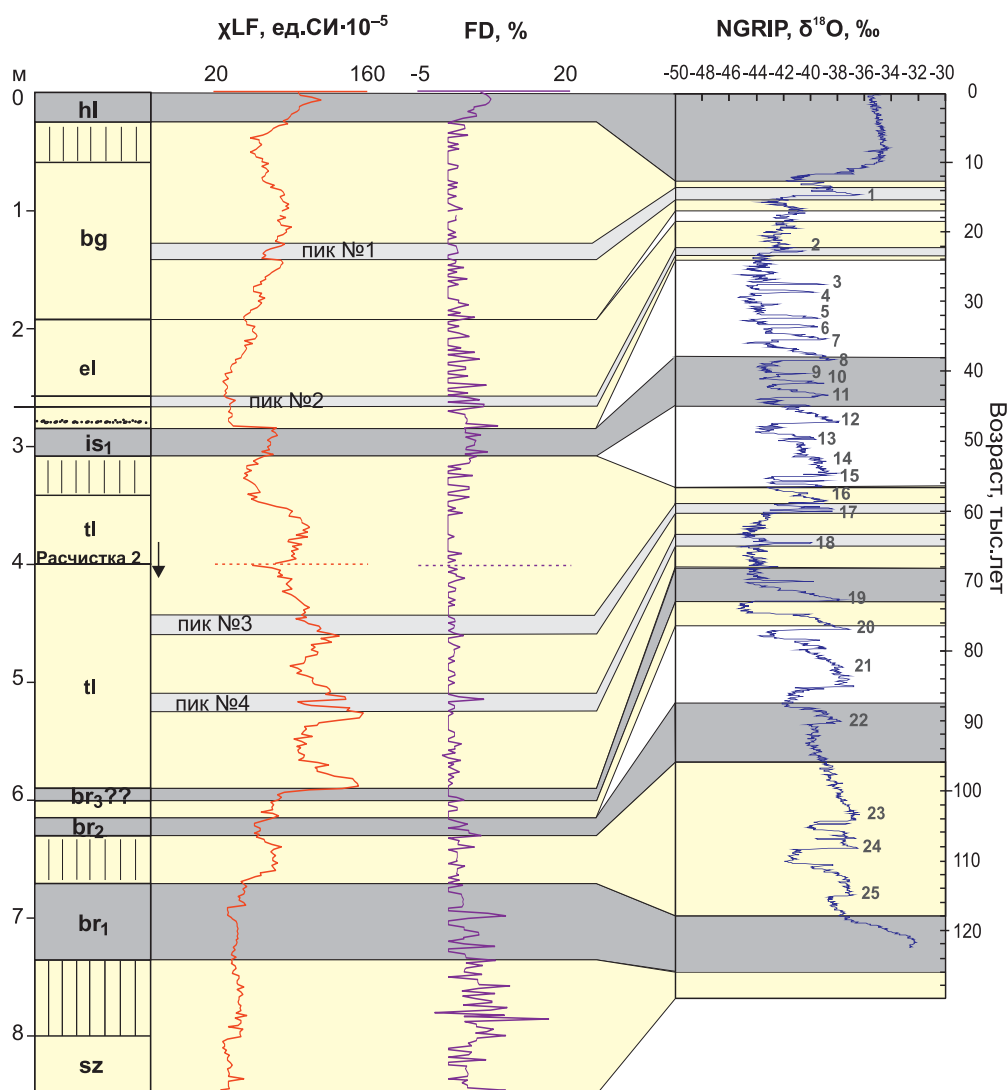


Рис. 5. Магнитная характеристики разреза Ложок (расчистка 2018 г.)

Усл. обозн. см. на рис. 4

наиболее сильно – в тулинском лессе на глубинах 3,85–4,0, 4,5–4,7 и 5,0–5,2 м (см. рис. 4), менее – в ельцовском (2,65–2,75 м) и баганском (1,3–1,5 м) лессах.

Максимальные значения элементных отношений отмечаются в иллювиальных горизонтах почв, которые являются лессовыми отложениями, значительно переработанными химическими процессами во время почвообразования. Отношения Ba/Sr, Sr/Ca, Mg/Ca, Mg/Sr коррелируют с изменениями магнитной восприимчивости в отложениях и могут являться признаком проявления влажных обстановок; их вариации связаны с климатическими колебаниями. В каждом горизонте лесса отмечаются несколько осцилляций, выраженных в увеличении значений этих отношений, что указывает на повышение количества осадков в указанные короткие периоды на фоне более сухого и холодного климата, характерного для стадиялов.

Гранулометрическая характеристика

Гранулометрический анализ не только используется для литологической характеристики отложе-

ний, но и широко применяется при интерпретации данных об условиях природной среды, в которой происходило лессонакопление. Несмотря на то что на юге Западной Сибири большинство лессов в той или иной степени переработаны в результате деятельности вторичных процессов, вариации гранулометрического состава ЛПП связаны с условиями природной среды и изменением климата [7, 18]. При изучении следует учитывать, что распределение гранулометрического состава отражает не только динамику субаэральной среды, но и постседиментационные процессы. С целью исключения их влияния используются различные индексы. На примере отложений Лессового плато в Китае было показано, что укрупнение гранулометрического состава соответствует увеличению скорости осадконакопления, поскольку то и другое зависят от ветровой энергии [16]. Крупнозернистые осадки связаны с динамичной средой, для которой типичны сильные ветра и холодные условия, тогда как наиболее мелкозернистый материал (преимущественно глинистый) связан с низкой энергией осаднения в более теплых условиях. Подробное распределе-



ние гранулометрического состава отложений приводилось в предыдущих работах [7, 18], в данной статье – только отношение U-ratio.

Коэффициент U-ratio (отношение количества среднезернистой пыли к мелкозернистой) – $(5,5-16)/(16-44)$ мкм [19]. При этом исключаются глина, содержание которой контролируется преимущественно вторичными процессами, и крупнозернистые фракции, для которых в основном характерна транспортировка сальтацией. Исключение глинистой фракции позволяет убрать влияние вторичных процессов, отразив непосредственно процесс осадконакопления и позволив оценить ветровую энергию. Гранулометрический состав измерен на лазерном измерителе размера частиц Fritsch Analysette a22 с интервалом отбора образцов через 5 и через 2 см.

В записи изменения U-ratio в разрезе Ложок отмечается серия холодных событий с усилением ветровой энергии в течение времени накопления баганского лесса, которые можно связать с эпизодами дриаса, а также с тысячелетними климатическими осцилляциями (см. рис. 4). В тулинском и ельцовском лессах отмечается усиление ветровой активности от начала до завершения осадконакопления. Наиболее высокая интенсивность ветрового потока отмечается в периоды лессонакопления, более спокойная – во время почвообразования (см. рис. 4).

Изменение гранулометрического состава разреза Ложок не только отражает различия между палеопочвенными горизонтами и слоями, но и позволяет проследить короткие климатические колебания внутри лессов, однако данный параметр слишком чувствителен к изменениям различных факторов и должен использоваться в сочетании с другими палеоклиматическими индикаторами.

Магнитная характеристика разреза

Магнитная восприимчивость (χ) – один из наиболее часто используемых палеоклиматических индикаторов. Она отражает изменения минеральных магнитных параметров, являясь соотношением намагниченности вещества и напряженности магнитного поля, приложенного к нему. Магнитная восприимчивость прямо коррелирует с концентрацией магнитного вещества в осадке, которая, в свою очередь, зависит от состава и размера зерен магнитных минералов [1]. В процессе педогенетического выветривания под действием солнечной радиации, температурного режима и выщелачивании атмосферными осадками изменяются параметры магнитных минералов в осадке. Частотно зависящая магнитная восприимчивость (χ_{fd}) используется для обозначения уменьшения восприимчивости при десятикратном увеличении частоты магнитного поля. Процентное выражение этого параметра рассчитывается по формуле

$$FD = \left(\frac{\chi_{LF} - \chi_{HF}}{\chi_{LF}} 100 \right),$$

где χ_{LF} – низкочастотная магнитная восприимчивость, χ_{HF} – высокочастотная магнитная восприимчивость. Данный параметр чувствителен к наличию мелкодисперсных магнитных минералов, образованных при педогенезе и в периоды увлажнения в целом. Чем он выше, тем больше концентрация мелкозернистых магнитных минералов, что говорит об активном педогенезе в период их накопления [1]. Изменение магнитной восприимчивости зависит от формирования в отложениях ферромагнетиков, которое в том числе контролируется количеством осадков. В сочетании с гранулометрической характеристикой отложений магнитная восприимчивость является достоверным индикатором увлажненности палеогеографической обстановки. Магнитная восприимчивость измерена на приборе MS-2 Bartington (интервал отбора образцов 2 см).

Нижний слой разреза относится к среднеплейстоценовому сузунскому лессу (МИС-6), подстилающему нижнюю бердскую почву, и характеризуется низкими значениями магнитной восприимчивости $30 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и параметром FD около 2–3 % (см. рис. 5). Во время формирования нижней бердской почвы (МИС-5e) образовалось значительное количество суперпарамагнитных (SP) и однодоменных (SD) магнитных минералов, на что указывает рост FD в среднем до 6–8 %. Магнитная восприимчивость при этом увеличилась до $(40-50) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Для верхней бердской почвы (МИС-5c) характерно повышение χ_{LF} от $50 \cdot 10^{-5}$ до $80 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и невысокие значения FD (2–4 %). Это может свидетельствовать о более низких температурах и (или) меньшей влажности климата, чем во время формирования нижней бердской почвы.

Выделенный в ходе полевых работ 2018 г. гумусовый горизонт палеопочвы, отмеченный над лесовым прослоем, перекрывающим верхнебердскую палеопочву (МИС-5c), хорошо выделяется на графике распределения магнитной восприимчивости (χ_{LF} до $83 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) (см. рис. 5). Эти значения выше, чем в верхней бердской почве (МИС-5c), значит, продолжается тренд снижения температур и относительного количества влаги в течение эпох почвообразования МИС-5. Одновременно вероятно повышение ветровой активности, которая еще более усиливается во время формирования тулинского лесса. Ветер привносит в осадок большое количество крупнозернистого магнитного материала, что приводит к увеличению магнитной восприимчивости. В тулинском лессе χ_{LF} достигает $160 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ при практически нулевых значениях FD. Снижение χ_{LF} до $50 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ перед началом формирования искитимской почвы может свидетельствовать об уменьшении силы ветра в этот период. В дальнейшем процессы почвообразования привели к новому росту значений магнитных характеристик. В гумусовом гори-



зонте искитимской почвы χLF колеблется в пределах $(60-80) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а FD составляет в среднем 4 %. В перекрывающих искитимскую почву ельцовском и баганском лессах наблюдается постепенное увеличение χLF (от $30 \cdot 10^{-5}$ до $90 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и дальнейшее снижение в иллювиальном горизонте современной почвы до $60 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, что также может быть связано с изменением силы ветров. В основании ельцовского лесса отмечается резкое снижение магнитной восприимчивости, вероятно, из-за перерыва в осадконакоплении. В гумусовом горизонте современной почвы значения магнитной восприимчивости достигают $114 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $FD - 7 \%$.

Значения магнитной восприимчивости, при которых χLF в лессах больше, чем в палеопочвах, характерны для «аляскинской» модели механизма записи палеоклиматического сигнала в магнитных свойствах ЛПП [20]. Связывается это с преобладанием во время формирования осадка сильных ветров, которые могут во взвешенном состоянии переносить крупные тяжелые магнитные минералы. Эта модель отчетливо проявляется в средней части разреза, где значения магнитной восприимчивости искитимской почвы ниже, чем у подстилающего ее тулинского лесса, а также внутри бердского педокомплекса. С другой стороны, «китайская» модель формирования магнитных свойств осадка [17], при которой значения χLF выше в погребенных почвах, частично отражена в отложениях бердского педокомплекса сравнительно с сузунским лессом, а также в современной почве, сформировавшейся на баганском лессе. Принимая во внимание равнинный характер Западной Сибири с сильным ветровым потоком в эпохи похолодания и резко континентальным климатом с активным образованием мелкозернистого магнитного материала в эпохи потеплений, следует ожидать проявления основных качеств обеих моделей, что мы и видим в исследуемом разрезе. Таким образом, «аляскинская» модель, где значения χLF выше в лессах, чем в почвах, характерна для искитимского педокомплекса и тулинского лесса, а «китайская» модель (значения χLF выше в почвах) для ельцовского, баганского лессов и современной голоценовой почвы. В бердском же педокомплексе присутствуют признаки наложения этих моделей: в сравнении с подстилающим сузунским лессом χLF ведет себя как в «китайской» модели, а внутри педокомплекса – как в «аляскинской». Подобная динамика неоднократно наблюдалась в разрезах Западной Сибири [5 и др.].

Учитывая «аляскинскую» модель записи палеоклиматического сигнала внутри бердского педокомплекса, где периодам педогенеза свойственны пониженные значения магнитной восприимчивости, следует отметить, что в течение формирования бердского педокомплекса наблюдается отчетливое увеличение значений магнитной восприимчивости от нижней бердской межледниковой почвы к двум верхним интерстадиальным, что может свидетельствовать о снижении количества влаги, уменьшении

степени проявления процессов почвообразования и усилении ветровой активности в этом направлении.

На графике изменения магнитной восприимчивости в разрезе Ложок в тулинском лессе отчетливо заметны три события, выраженные в пониженных значениях магнитной восприимчивости (см. рис. 5), которые связаны с резким снижением привноса тяжелых магнитных минералов и ветровой энергии и с повышением количества осадков на фоне сухих и холодных обстановок внеледниковой зоны во время лессонакопления.

Палеоклиматическая интерпретация

Детальность проведенных анализов, достигнутая максимально подробным отбором материала, дала возможность выявить короткопериодические колебания климата тысячелетнего масштаба, а также попытаться установить отображение глобальных климатических событий (быстрые изменения климата) в лессово-почвенной записи позднего плейстоцена разреза Ложок. В Западной Сибири климатические события тысячелетней продолжительности в МИС-2 впервые были обнаружены в котловине оз. Аксор [4].

К быстрым короткопериодическим изменениям климата относятся события Дансгора – Эшгера [10]. Их проявления отмечены во многих различных климатических записях Северного полушария, морских и континентальных. Отражение быстрых климатических колебаний последнего ледникового периода в лессовых записях впервые было обнаружено на Лессовом плато в Китае [15].

События (циклы) Дансгора – Эшгера (DO) – это резкие короткопериодические палеоклиматические осцилляции тысячелетнего масштаба в Северном полушарии, изначально выделенные в последнем ледниковом периоде (МИС-2, 3, 4) в высокочастотных записях ледовых кернов Гренландии [10, 13]. Они характеризуются резким непродолжительным потеплением (в масштабе десятилетий) с последующим более длительным похолоданием (столетия).

Возраст выделенных по элементным соотношениям и магнитной восприимчивости климатических осцилляций в лессовой записи разреза Ложок оценивался на основе расчетов средних скоростей осадконакопления для каждого лессового слоя. Мощность иллювиальных горизонтов палеопочв включалась в мощность лессовых слоев, поскольку они первоначально образовались в результате эоловых процессов в эпоху лессонакопления, а уже впоследствии были подвержены влиянию почвенных процессов. Средняя скорость лессонакопления рассчитывалась как отношение мощности горизонта к продолжительности его накопления (см. таблицу).

С использованием средних скоростей осадконакопления для каждого горизонта лесса рассчитано, что 5 см баганского лесса формировалось в среднем за 166 лет, ельцовского – за 287 лет, тулинского – за 273 года. При допущении относительно непрерывного лессообразования при известном

Расчет средних скоростей лессонакопления для разреза Ложок

Лесс	Мощность, мм	Время формирования, лет	Скорость, мм/год
Баганский	1600	5300	0,302
Ельцовский	800	4600	0,174
Тулинский	2250	12300	0,182

времени начала и завершения и скорости лессонакопления конкретного горизонта можно оценить примерный возраст отложений в любой точке внутри этого горизонта. Так, по отношениям Ba/Sr, Sr/Ca, Mg/Sr, Mg/Ca и магнитной восприимчивости внутри всех трех лессов разреза Ложок отмечаются пики, выражающие резкие климатические изменения. На графиках элементных отношений они представлены резким увеличением значений с более спокойным снижением. Такое распределение, по-видимому, свидетельствует о резком потеплении с последующим постепенным похолоданием. Показатели Ba/Sr и Mg/Ca в тулинском лессе выше, чем в ельцовском и баганском; отмечается снижение их значений к позднеледниковью. Следовательно, климат холодных периодов становился суше от МИС-4 до МИС-2 включительно. Внутри каждого лесса значения Ba/Sr и Mg/Ca уменьшаются от основания горизонта к его кровле. Это означает, что в течение каждой холодной эпохи климат со временем становился суше и холоднее. Кроме того, минимальные значения Ba/Sr, Sr/Ca, Mg/Sr, Mg/Ca отмечаются в верхней части баганского лесса. Снижение начинается приблизительно от выделенного нами пика № 1 (см. рис. 4). Этот интервал лесса сформировался, по-видимому, в наиболее сухих условиях.

В баганском лессе на глубине 1,3–1,5 м отмечается первый пик резкого увеличения значений Mg/Sr и Mg/Ca с последующим их постепенным уменьшением (см. рис. 4). По расчетам его возраст составляет приблизительно 14845 лет, а продолжительность всего события примерно 664 года. Он слабо фиксируется в распределении значений магнитной восприимчивости (см. рис. 5). В основании ельцовского лесса выделяется менее заметный пик (№ 2) на глубине 2,65–2,75 м (примерный возраст 23426 лет, продолжительность 574 года). В записи магнитной восприимчивости пик № 2 отражен слабо (см. рис. 5). В тулинском лессе – три отчетливых пика аналогичного строения (см. рис. 4), пик № 3 и № 4 хорошо маркируются и элементными отношениями, и магнитной восприимчивостью: № 3 – на глубине 3,85–4,0 м, возраст 61841 л. н., продолжительность 819 лет, № 4 – 4,5–4,7 м, 65663, 1092 соответственно, № 5 – 5,0–5,2 м, 68666, 1092 соответственно.

Возрасты и продолжительность выделенных пиков относительные. Динамика изменения элементных отношений в них по длительности и предположительно возрасту может совпадать с короткопериодическими климатическими осцилляциями

Дансгора – Эшгера [10, 13]. Так, пик № 1 может отождествляться с событием DO-1 (14692±93 тыс. л. н.), пик № 2 – DO-2 (23340±298 тыс. л. н.), пик № 3 – DO-17 (59440±1287 тыс. л. н.), пик № 4 – DO-18 (64095 тыс. л. н. В пике № 5 неочевидно соответствие выделенным событиям DO [13], однако он может быть соотнесен с пиком небольшого потепления на кислородной кривой ледового ядра NGRIP в начале стадии МИС-4 (см. рис. 4). Кроме того, в записи магнитной восприимчивости (см. рис. 5), измеренной с более высоким разрешением, пик № 5 не фиксируется. Можно предположить, что на кривых распределения элементных отношений он имеет отношение к некоторому более древнему событию увлажнения, при котором была сформирована выделенная в разрезе 2018 г. последняя палеопочва бердского педокомплекса (см. рис. 5). События от DO-3 до DO-15 выделены в интервале 27–56 тыс. л. н. [13], что на юге Западной Сибири совпадает со временем образования отложений искимитского педокомплекса. Событие DO-16 по времени его проявления попадает на верхнюю часть тулинского лесса, затронутую процессами почвообразования. Лессовое накопление на изученной территории не было непрерывным, и некоторые отложения были подвержены эрозии (верхняя искимитская почва в разрезе отсутствует), следовательно, некоторые климатические осцилляции не отразились в разрезе. Наличие мощных палеопочв в разрезе указывает на длительные периоды очень медленного осадконакопления.

В настоящей статье изученные слои ЛПП разреза Ложок впервые соотнесены с записью глобальных климатических изменений Северного полушария – изотопно-кислородной кривой льдов Гренландии NGRIP (см. рис. 4, 5) [14]. Показано, что горизонты палеопочв формировались в периоды потеплений, а лессовые горизонты соответствуют периодам холодных стадиялов и похолоданий. Ранее уже было показано соответствие ЛПП Западной Сибири морским изотопным стадиями океанических осадков [2].

Выделенные внутри лессовых горизонтов короткие эпизоды потепления также отражаются в климатических осцилляциях NGRIP последнего ледникового периода (МИС-4, МИС-3, МИС-2). На рис. 4 и 5 на кривой NGRIP отмечены возрасты формирования изученных горизонтов; оценка возраста палеопочв бердского педокомплекса проводилась в соответствии с установленными возрастными сурожского и каменноложского педокомплексов в разрезе Куртак [12].

Выводы

В результате проведенных комплексных детальных исследований лессовых отложений разреза Ложок показано, что и магнитная восприимчивость, и элементные отношения хорошо реагируют на изменения палеогеографических условий среды, сопро-



вождавших процессы осадконакопления в позднем плейстоцене на территории Новосибирского Приобья. Их изменения не только отражают этапы лессового накопления и периоды почвообразования (смену стадияла на интерстадиал), но также позволяют устанавливать короткие климатические осцилляции внутри лессов. Оба индикатора в большей степени реагируют на количество осадков. Можно сказать, что элементные отношения являются более чувствительными индикаторами палеоосадков, чем магнитная восприимчивость. Разрез Ложок дает хорошую основу для палеоклиматических реконструкций в позднем плейстоцене Новосибирского Приобья.

На основе полученных результатов по элементному составу и данных изменения магнитной восприимчивости показано, что климат холодных эпох последних 70 тыс. лет постепенно становился суше и холоднее. Лессонакопление в течение МИС-2 и МИС-4 происходило в условиях повышения активности среды, отмечается усиление криоаридных обстановок от начала каждой эпохи к ее завершению. На это также указывает увеличение гранулометрического отношения U-ratio, свидетельствующего об интенсивности ветрового потока. Внутри каждой эпохи лессообразования отмечаются короткопериодические климатические колебания, выраженные в резком небольшом увлажнении с последующим постепенным иссушением. Наличие обнаруженных климатических колебаний внутри периодов лессонакопления указывает на то, что климат холодных эпох не был стабильным. Эти свидетельства быстрых непродолжительных изменений в записи магнитной восприимчивости и элементных отношений в лессах могут быть интерпретированы как некоторое отражение событий Дансгора – Эшгера. Многоиндикаторный подход приводит к выделению большего количества осцилляций, чем одноиндикаторный. Изменение климата к более ветреному может выражаться в записи гранулометрического состава, а увеличение количества осадков – в элементных отношениях или записи магнитной восприимчивости.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и правительства Новосибирской области в рамках научного проекта № 18-45-543007 р_мол_а, государственного задания Института геологии и минералогии СО РАН и гранта РФФИ № 19-05-00513.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Алексеев А. О., Алексеева Т. В.** Оксидогенез железа в почвах степной зоны. – М.: Изд-во ГЕОС, 2012. – 204 с.
2. **Зыкина В. С., Зыкин В. С.** Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2012. – 477 с.
3. **Зыкина В. С., Волков И. А., Дергачева М. И.** Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. – М.: Наука. – 1981. – 204 с.
4. **Зыкин В. С., Зыкина В. С., Орлова Л. А.** Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2002. – № 4. – С. 2–16.
5. **Матасова Г. Г., Казанский А. Ю., Зыкина В. С.** Наложение «аляскинской» и «китайской» моделей записи палеоклимата в магнитных свойствах отложений верхнего и среднего плейстоцена на юге Западной Сибири // Геология и геофизика. – 2003. – № 44 (7). – С. 638–651.
6. **Перельман А. И.** Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). – М.: Недра, 1965. – 272 с.
7. **Сизикова А. О., Зыкина В. С.** Морфоскопия песчаных кварцевых зерен и микростроение верхнеплейстоценовых лессов юга Западной Сибири, разрез Ложок // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 1 (170). – С. 41–50.
8. **Pedo-chemical climate proxies in Late Pleistocene Serbian – Ukrainian loess sequences / M. P. Bokhorst, C. J. Beets, S. B. Markovic et al. // Quaternary International. – 2009. – Vol. 198. – P. 113–123.**
9. **Chemical weathering of the loess deposits in the low Changjiang Valley, China, and paleoclimatic implications / S. Y. Yang, C. X. Li, D. Y. Yang, X. S. Li // Quaternary International. – 2004. – Vol. 117. – P. 27–34.**
10. **Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record / W. Dansgaard, S. J. Johnsen, H. B. Clausen et al. // Nature. – 1993. – Vol. 364 (6434). – P. 218–220.**
11. **Geochemical characterization and origin of Southern and Eastern European loesses (Serbia, Romania, Ukraine) / B. Buggle, B. Glaser, L. Zoller, et al. // Quaternary Science Reviews. – 2008. – Vol. 27 (9–10). – P. 1058–1075.**
12. **Luminescence chronology of the Upper Pleistocene loess record at Kurtak in Middle Siberia / A. Zander, M. Frechen, V. Zykina, W. Boenigk // Quaternary Science Review. – 2003. – Vol. 22. – P. 999–1010.**
13. **Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record / E. W. Wolf, J. Chappellaz, T. Blunier, et al. // Quaternary Science Reviews. – 2010. – Vol. 29. – P. 2828–2838.**
14. **North Greenland Ice Core Project members.** High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period / K. K. Andersen, N. Azuma, J.-M. Barnola, et al. // Nature. – 2004. – Vol. 431. – P. 147–151.
15. **Porter S. C., Zhisheng A.** Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation // Nature. – 1995. – Vol. 375. – P. 305–308.
16. **Quaternary Climate Record Based on Grain Size Analysis from the Luochuan Loess Section on the Central Loess Plateau, China / G. Nugteren, J. Vanden-**



berghe, J. Van Huissteden, A. A. Zhizheng // *Global and Planetary Change*. – 2004. – Vol. 41. – P. 167–183.

17. **Rock** magnetic properties and palaeoclimate of Chinese Loess / X. M. Liu, J. Shaw, T. S. Liu, et al. // *J. Geomag. Geoelectr.* – 1993 – Vol. 45. – P. 117–124.

18. **Sizikova A. O., Zykina V. S.** The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia // *Quaternary International*. – 2015. – Vol. 365. – P. 4–14.

19. **Vandenberghe J.** Paleoenvironment and Stratigraphy During Last Glacial in the Belgian-Dutch Border Region // *Quaternary Research*. – 1985. – Vol. 24. – P. 23–38.

20. **Westgate J. A., Stemper B. A., Pewe T. L.** A 3 m. y. record of Pliocene – Pleistocene loess in interior Alaska // *Geology*. – 1990. – Vol. 18 (9). – P. 858–861.

21. **Zykin V. S., Zykina V. S.** The Middle and Late Pleistocene loess-soil record in the Iskitim area of Novosibirsk Priobie, south-eastern West Siberia // *Quaternary International*. – 2015. – Vol. 365. – P. 15–25.

REFERENCES

1. Alekseev A.O., Alekseeva T.V. *Oksidogenez zheleza v pochvakh stepnoy zony* [Iron oxidogenesis in the soils of the steppe zone]. Moscow, GEOS Publ., 2012. 204 p. (In Russ.).

2. Zykina V.S., Zykin V.S. *Lessovo-pochvennaya posledovatel'nost' i evolyutsiya prirodnoy sredy i klimata Zapadnoy Sibiri v pleystotsene* [Loessial-soil sequence and evolution of the natural environment and climate of West Siberia in Pleistocene]. Novosibirsk, Geo Acad. Publ., 2012. 477 p. (In Russ.).

3. Zykina V.S., Volkov I.A., Dregacheva M.I. *Verkhnechetvertichnye otlozheniya i iskopaemye pochvy Novosibirskogo Priob'ya* [Upper Quaternary sediments and fossil soils of Novosibirsk Ob]. Moscow, Nauka Publ., 1981. 204 p. (In Russ.).

4. Zykin V.S., Zykina V.S., Orlova L.A. [Reconstruction of changes in the natural environment and climate of the Late Pleistocene in the south of West Siberia based on the deposits of the Axor Lake Basin]. *Arkhheologiya, etnografiya i antropologiya Evrazii – Archeology, Ethnography and Anthropology of Eurasia*, 2002, no. 4, pp. 2–16. (In Russ.).

5. Matasova G.G., Kazanskiy A. Yu., Zykina V.S. Superposition of “alaskan” and “chinese” models of paleoclimate records in magnetic properties of Upper and Middle Neopleistocene deposits in southern West Siberia. *Russian Geology and geophysics*, 2003, vol. 44, no. 7, pp. 638–651.

6. Perelman A.I. *Geokhimiya epigeneticheskikh protsessov (zona gipergeneza)* [Geochemistry of epigenetic processes (hypergenesis zone)]. M., Nedra Publ., 1965. 272 p. (In Russ.).

7. Sizikova A.O., Zykina V.S. [Sand quartz grain morphoscopy and microstructure of Late Pleistocene loesses of the South of Western Siberia, Lozhok sec-

tion]. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri – Geology and mineral resources of Siberia*, 2014, no. 1(17), pp. 41–50. (In Russ.).

8. Bokhorst M.P., Beets C.J., Markovic S.B., et al. Pedo-chemical climate proxies in Late Pleistocene Serbian – Ukrainian loess sequences. *Quaternary International*, 2009, vol. 198, pp. 113–123.

9. Yang S.Y., Li C.X., Yang D.Y., Li X.S. Chemical weathering of the loess deposits in the loess Changjiang Valley, China, and paleoclimatic implications. *Quaternary International*, 2004, vol. 117, pp. 27–34.

10. Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 1993, vol. 364 (6434), pp. 218–220.

11. Buggle B., Glaser B., Zoller L., et al. Geochemical characterization and origin of Southern and Eastern European loesses (Serbia, Romania, Ukraine). *Quaternary Science Reviews*, 2008, vol. 27 (9–10), pp. 1058–1075.

12. Zander A., Frechen M., Zykina V., Boenigk W. Luminescence chronology of the Upper Pleistocene loess record at Kurtak in Middle Siberia. *Quaternary Science Review*, 2003, vol. 22, pp. 999–1010.

13. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record / E. W. Wolf, J. Chappellaz, T. Blunier et al. // *Quaternary Science Reviews*, 2010, vol. 29., pp. 2828–2838.

14. Andersen K.K., Azuma N., Barnola J.-M., et al. North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 2004, vol. 431, pp. 147–151.

15. Porter S.C., Zhisheng A. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, vol. 375, pp. 305–308.

16. Nugteren G., Vandenberghe J., Van Huissteden J., Zhizheng A.A. Quaternary Climate Record Based on Grain Size Analysis from the Luochuan Loess Section on the Central Loess Plateau, China. *Global and Planetary Change*, 2004, vol. 41, pp. 167–183.

17. Liu X.M., Shaw J., Liu T.S., et al. Rock magnetic properties and palaeoclimate of Chinese Loess. *J. Geomag. Geoelectr.*, 1993, vol. 45, pp. 117–124.

18. Sizikova A.O., Zykina V.S. The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia. *Quaternary International*, 2015, vol. 365, pp. 4–14.

19. Vandenberghe J. Paleoenvironment and Stratigraphy During Last Glacial in the Belgian-Dutch Border Region. *Quaternary Research*, 1985, vol. 24, pp. 23–38.

20. Westgate J.A., Stemper B.A., Pewe T.L. A 3 m. y. record of Pliocene-Pleistocene loess in interior Alaska. *Geology*, 1990, vol. 18 (9), pp. 858–861.

21. Zykin V.S., Zykina V.S. The Middle and Late Pleistocene loess-soil record in the Iskitim area of Novosibirsk Priobie, south-eastern West Siberia. *Quaternary International*, 2015, vol. 365, pp. 15–25.

© A. O. Вольвах, Н. Е. Вольвах, Л. Г. Смолянинова, 2019



УДК (553.98.046:551.73/.761):(551.24+550.8)(571.1)

ОБ АКТУАЛЬНОСТИ ПОИСКОВ НОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ В ТРИАСОВЫХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В. С. Бочкарев, И. В. Касьянов

НАО «СибНАЦ», Тюмень, Россия

Показано, что в глубоких горизонтах оценка ресурсов УВ сырья юрских отложений существенно завышена. Это не позволяет обеспечить первоочередную цель стратегического прироста запасов. Выделенные сейсморазведкой новые объекты в породах триаса и палеозоя локализованы в основном в пределах Гыданского полуострова, Обской губы и отдельных районов Карского моря, включая острова Сибирякова и Уединения. Запасы УВ сырья сосредоточены на конкретных площадях и в конкретных районах, а не в общем в Западной Сибири. Новые данные по глубоким скважинам позволили актуализировать схему стратиграфического расчленения пермских и триасовых образований. Сейсмоакустические данные по глубоким скважинам и биостратиграфия по Гыданской параметрической скв. 130 ясно указывают, что мощность всего мезозойско-кайнозойского чехла не превышает 7000 м, хотя в прежних публикациях она оценивалась в 10000–11000 м.

Ключевые слова: *Западная Сибирь, стратегия, прирост запасов нефти, юрский комплекс, триас, палеозой, геотектоника.*

ON THE RELEVANCE OF SEARCHING FOR NEW OIL POOLS IN TRIASSIC AND PALEOZOIC UNITS OF WEST SIBERIA

V. S. Bochkarev, I. V. Kasyanov

NAO SibNATs, Tyumen, Russia

It is shown over deep horizons that Jurassic deposits are characterized by a significant overestimation of hydrocarbon resources, and the primary goal of strategic addition to reserves will not be achieved. New targets identified by seismic survey in Triassic and Paleozoic are mainly localized by the Gyda Peninsula, Gulf of Ob and individual areas of the Kara Sea, Sibiriyakov and Uyedineniya Islands included. The subsoil wealth is concentrated in specific areas and regions, and not generally in West Siberia. New data on deep wells made it possible to update the stratigraphic chart of the Permian and Triassic formations. Seismoacoustic data on deep wells and biostratigraphy of the Gydanskaya parametric well 130 clearly indicate that the thickness of the entire Mesozoic-Cenozoic cover does not exceed 7,000 m, although in previous publications this thickness was estimated at 10,000–11,000 m.

Keywords: *West Siberia, strategy of addition to oil reserves, Jurassic complex, Triassic, Paleozoic, geotectonics.*

DOI 10.20403/2078-0575-2019-4-28-36

Триасовые и палеозойские отложения в Западной Сибири – объекты сложные. Если добавить к ним острова Карского моря (Сибирякова, Шокальского, Визе и др.), задача поисков нефти становится весьма трудоемкой. Как в любом случае в естествознании, она легче решается с позиций общей методологии, чем путем проб и ошибок или эвристически. Приведем такой пример. В Солнечной системе Меркурий имеет очень удлинённую орбиту с полуосями в 49 и 29 а. е. в отличие от всех других, почти круговых орбит. Эта задача не решается в модели Канта – Лапласа, так как она стационарная. Если выйти на эволюционную космологию и учесть параметр mL (m – масса, L – расстояние), то сразу видно, что скорость разлета планет по взрывной модели происхождения Солнечной системы из двойной звезды в 2 раза больше у Меркурия, чем у Марса, и в 20 раз больше, чем у Земли.

Поэтому в нашем случае мы обращаемся в первую очередь к закономерностям строения всей Западной Сибири и триасового и палеозойского чехольных объектов. По этой проблеме до сих пор

идут острые дискуссии, главным образом потому, что многие авторы просто не учитывают большое количество фактов и предлагают надуманные умозрительные модели, игнорируя сейсморазведочный материал ОГТ и КМПВ.

Изученность триас-палеозойских отложений и оценка ресурсов УВ

В Западной Сибири открыто более 900 месторождений нефти, газа и конденсата. Значительная часть из них эксплуатируется, но добыча нефти и газа полностью не компенсируется новыми открытиями как пропущенных залежей, не опосредованных бурением горизонтов, например юрских, так и новых месторождений. Новые месторождения находятся на Западно-Сибирской равнине и на шельфе Карского моря. С точки зрения проблемы наращивания ресурсов УВ важно отметить высокую изученность Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции сейсморазведкой, давшей большой задел на всю территорию провинции и акваторию Карского моря. Главным резервом будущего счита-



ется ниже-среднеюрский объект, который вместе с отложениями кровли доюрского фундамента, по оценкам специалистов СНИИГГиМС, характеризуется потенциальными геологическими ресурсами (по нефтяному эквиваленту) 75,6 млрд т, или извлекаемыми 34,1 млрд т [6]. Много это или мало для стратегических целей?

Проблема заключается в надежности указанных оценок и в возможностях триасовых и палеозойских горизонтов, залегающих в Западной Сибири на глубинах меньше 7000 м. В регионе выполнено глубокое бурение, получены результаты по сверхглубоким скважинам Тюменской СГ-6, Ен-Яхинской СГ-7 и Гыданской 130, вскрывшим подошву триас-юрского осадочного чехла (рис. 1) на глубинах 6420, 6920 и 6500 м (прогноз при забое скважины в 6126 м) соответственно [8]. Новый материал позволил уточнить структурную карту региона по опорному отражающему горизонту «А», приуроченному к подошве осадочного чехла в объеме триас-юрских отложений (рис. 2). Эта карта дает основание считать, что даже палеозойские чехольные отложения, развитые в пределах байкалид и тиманид и залегающие выше глубины 7 км, могут считаться перспективным объектом. Перспективность определяется наличием в палеозойском чехле крупных валов и признаков интенсивной нефтеносности вдоль р. Енисей в разрушенных индукционным тектогенезом залежах на Сибирской платформе (Дьявольское месторождение).

Возвращаясь к вопросу оценки нефтеносности ниже-среднеюрского комплекса отложений, мощность которого от окраин Западно-Сибирской геосинеклизы к центру и северу возрастает до 2500 м, отметим следующее. Максимальная глубина, с которой получен приток нефти, составила 5400 м (Самбургская скв. 700). Наиболее надежной оценкой запасов считаются категории ABC_1 +накопленная добыча, при этом накопленную добычу можно перевести в категорию C_1 с использованием коэффициента извлечения нефти около 0,4 и получить запасы на период начала добычи в Западной Сибири на 1964 г. Объем ресурсов нефти составит 7,92 млрд т на 01.01.2017. Таким образом, разведано порядка 8 млрд т нефти.

При значительной геолого-геофизической изученности территории ХМАО в Среднем Приобье нефтеносность нижеюрского комплекса доказана открытием лишь нескольких месторождений в пластах Ю₁₀-Ю₁₂ (Ханты-Мансийское, Рогожниковское, Тундринское, Чистинное, Рославльское). Перспективы нефтеносности этих отложений связываются со склонами Сургутского и Нижнеуртовского сводов, в которых возможно формирование неструктурных ловушек при выклинивании отложений нижеюрского НГК, что благоприятно для формирования коллекторов. Низкая успешность поискового бурения обусловлена сложным строением ловушек, неоднозначностью сейсмических образов при картировании сейсмофаций отложений. В Сур-

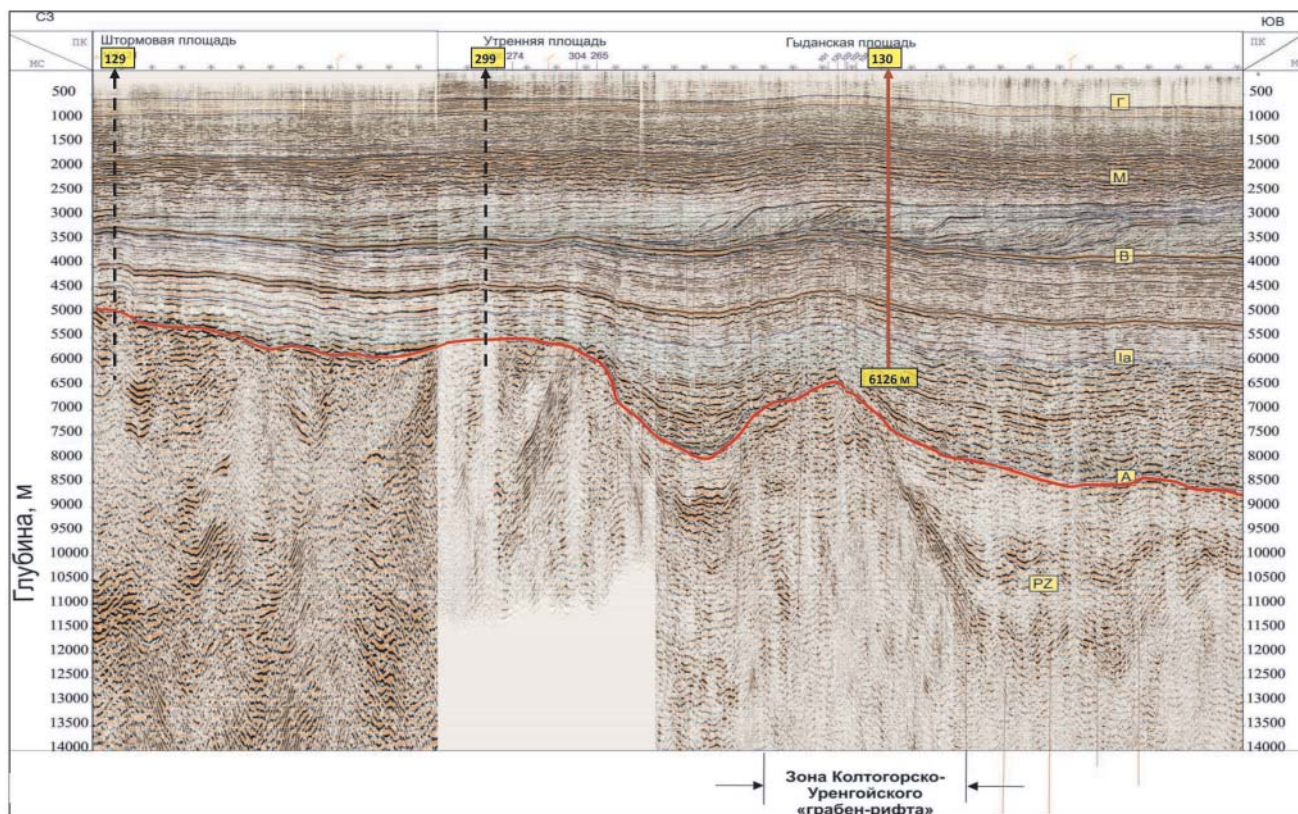


Рис. 1. Сейсмогеологический разрез по профилю ОГТ 108 (фрагмент), Гыданский полуостров. Рекомендуемые скважины 129, 299 на триас и палеозой и пробуренная скв. 130, вскрывшая триас (тампейская серия)

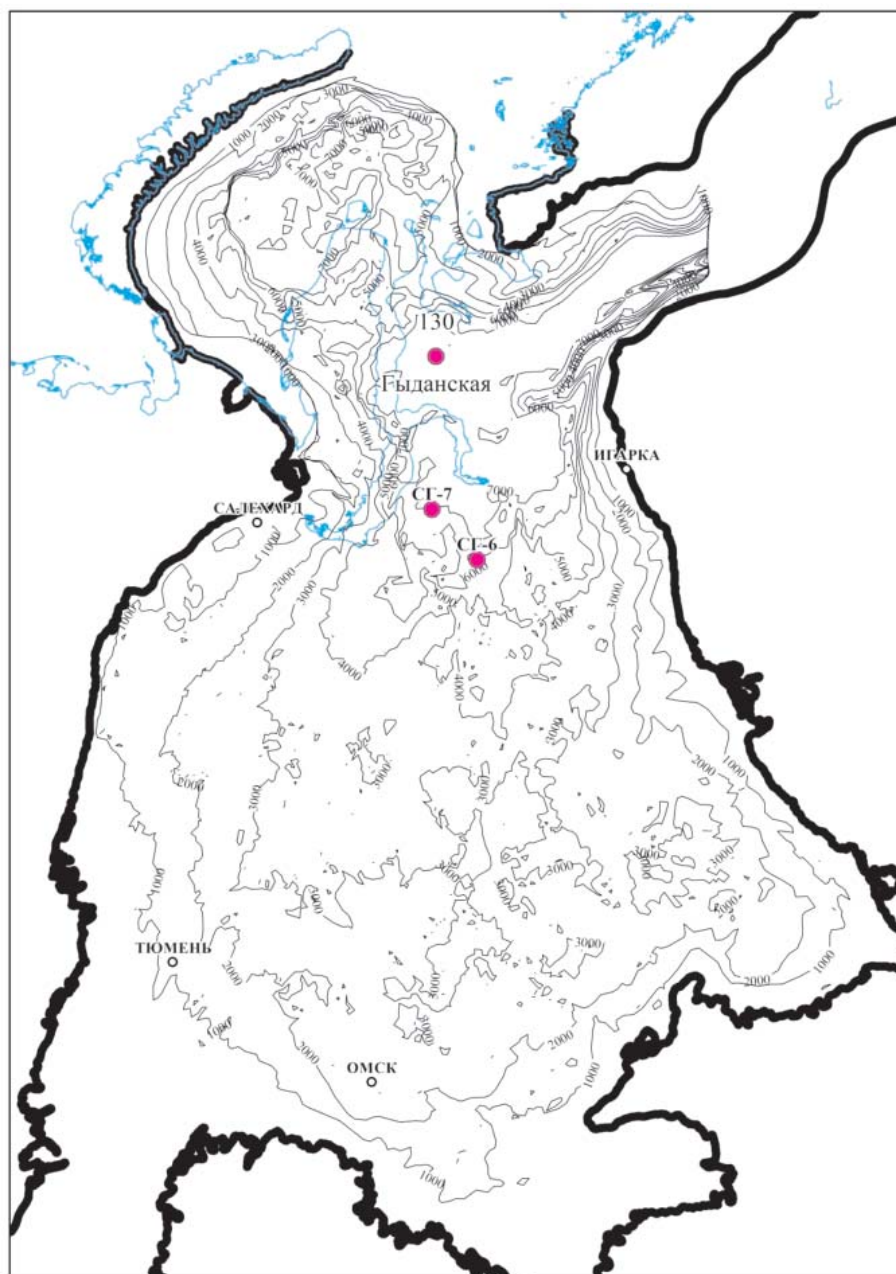


Рис. 2. Структурная карта по кровле доюрских комплексов фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы (сечение изопахит 1 км, без генерализации их хода)

гутском и Вартовском НГР поисковые скважины, пробуренные в контурах перспективных ловушек по нижнеюрским горизонтам ($Ю_{10-11}$), проектировались с глубиной до вскрытия отложений доюрского фундамента. Все скважины вскрыли его поверхность, однако притоков нефти получено не было. Отрицательные результаты бурения связаны с отсутствием коллекторов в пластах. В части скважин получены притоки воды. По палеогеографическим условиям большая часть нижнеюрских отложений Среднего Приобья приурочена к аккумулятивной озерно-аллювиальной равнине, в которой выделяются эрозионно-денудационные останцы, служащие местными источниками сноса обломочного материала и приуроченные к современным положительным структурам. На Чистинном месторождении при совместном испытании пластов

$Ю_{10}+Ю_{11}+PZ$ в скв. 473п в инт. 3247–3350 м получен приток нефти дебитом $34 \text{ м}^3/\text{сут}$. Залежь пласта $Ю_{11}$ приурочена к комбинированной ловушке со стратиграфическим и литологическим экранами и примыкает к эрозионно-тектоническому выступу доюрского фундамента. На Рославльском месторождении залежь пласта $ЮВ_{12}$ разбурена 14 скважинами, из которых получена нефть. Ловушка залежи по типу структурно-тектоническая, глубина залежи 3637 м. Приток нефти с максимальным дебитом $586 \text{ м}^3/\text{сут}$ получен в скв. 3014. Расчетная пластовая температура составляет 118°C .

Выявленные залежи из палеозойского комплекса в большинстве случаев приурочены к коре выветривания и тектонической брекчии в кровле дезинтегрированной части доюрского фундамента. Перспективы нефтеносности доюрского фунда-

мента зависят от гипсометрического положения нижних горизонтов осадочного чехла относительно выступов фундамента, степени обогащенности органическим веществом, наличия разломов и других факторов. Известно, что надежная покрывка и ее выдержанность по площади в верхней части коры выветривания либо глинистые пачки в основании нижнеюрских горизонтов, примыкающих к выступам фундамента или перекрывающих их, определяют сохранность залежей в доюрском комплексе. В таких условиях, кроме Среднего Приобья, находятся залежи нефти и газа в кровле фундамента, обусловленного уральской складчатостью 245–250 млн лет назад, в более восточных, западных и южных районах Западной Сибири. На севере Западной Сибири такой тип залежей маркируется Новопортовским месторождением, а на Бованенковском месторождении из пермских толщ получены безводная нефть (из скв. 201) и газоконденсат (по керну скв. 203), что совместно определяет высоту залежи 400 м.

Перечисленные углеводородные скопления генетически связаны с юрскими отложениями и распространены внутри контура развития нижней – средней юры. Этот комплекс изучен достаточно хорошо, и его доразведка продолжается успешно лишь там, где учитываются закономерности распространения залежей УВ и нефтепроявлений. Мы учли явление активного влияния уран-ториевой активизации недр Земли на нефтеобразование [4].

Поскольку сторонники глубинного происхождения нефти связывают ее распространение с разломами [1], то для Западной Сибири важно ответить на следующий вопрос: почему нефтяных залежей нет вдоль прибортовых разломов? Ведь разломы формировались многократно, главным образом в постсеноманское время, и в то же время залежи УВ в чехле ограничены туроном и явно преобладают в неокоме. Установлен характер изменения этажа продуктивности по площади и по разрезу распространения залежей с минимумом, приходящимся на нижнеюрские, т. е. базальные, отложения чехла. Если нефть, как утверждают, глубинная, а разломы в Западной Сибири прослеживаются и выше сеномана, то почему выявлено малое количество залежей нефти в нижней юре и их вовсе нет (при прочих равных условиях) выше туронских отложений и в четвертичных осадках? На Русском и других месторождениях сдвиговые разломы установлены, но на них, в отличие от Уренгойского, Ямбургского, Заполярного месторождений коэффициент заполнения ловушек резко снизился (до 20–50 %). Там, где достоверно установлены разломы, нефть, как правило, отсутствует [2]. Крупнейшие в мире грабены – оз. Байкал и Красное море – не являются нефтеносными бассейнами. Как писал Н. Б. Вассоевич, это доказывает, что нефть – детище литогенеза, точнее, режима формирования сапропелистого осадочного бассейна по И. М. Губкину [7].

Объем осадков и их объемная скорость осадконакопления коррелируются с повышенной температурой [4] и соответствуют запасам нефти в бассейнах. Кероген в керне – это остатки нефтеобразования, а не источник самой нефти. При этом залежи нефти (относительно газовых скоплений) явно тяготеют к более жестким пластовым условиям температур и давления. Установлено, что температурные импульсы добавочного прогрева маркируются изменением катагенеза пород по разрезу и геотермическим градиентом (рис. 3, 4).

Еще Г. Двали во ВНИГРИ своими опытами доказал, что нефть из глин выдавить нельзя, поэтому проблема формирования залежей в песчано-алевритовых коллекторах как бы повисла в воздухе. Мы предположили, что нефть мигрирует и скапливается в коллекторах за счет влияния Луны, вызывающей в пластах колебание уровня воды и нефти. Таким образом, Луна подсказывает нам, каким был механизм перемещения УВ в коллектор.

Залежи нефти в ловушках местами отсутствуют там, где не было достаточно сапропеленосных (озерно-морских) отложений или достаточной температуры прогрева, а местами – из-за последующего промыва недр, так как структуры в Западной Сибири очень плоские. Тем не менее 8 млрд т нефти уже подготовлено к добыче.

Мы акцентируем внимание на поиске и разведке новых горизонтов, к которым относятся чехольные триасовые (тампейская серия) и палеозой-вендские отложения на байкалидах и тиманидах. В данном случае речь идет о новых районах Западной Сибири – о Гыданском полуострове и Карском море, уже изученных сейсморазведкой [5, 6, 8]. Эти новые направления связаны с глубинами залегания доюрских образований от 2,0 до 7,0 км. С учетом того что палеозойский чехол мы включаем в перспективный

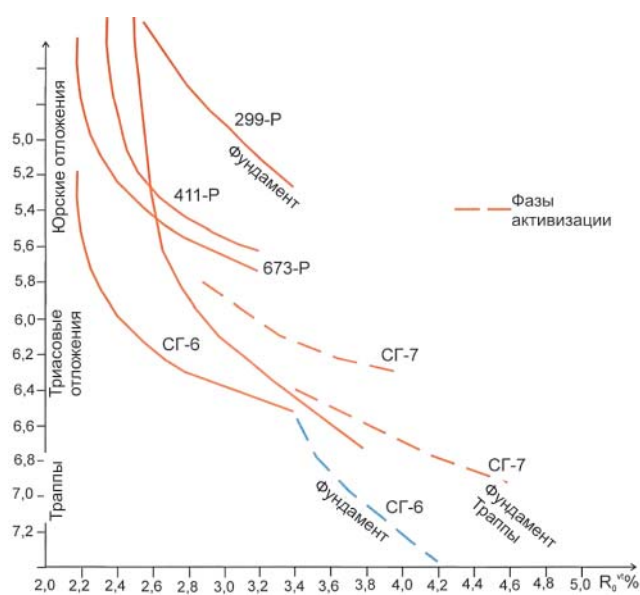


Рис. 3. Графики изменения катагенеза пород с глубиной в Уренгойском нефтегазоносном районе (по материалам А. Н. Фомина, 2010)

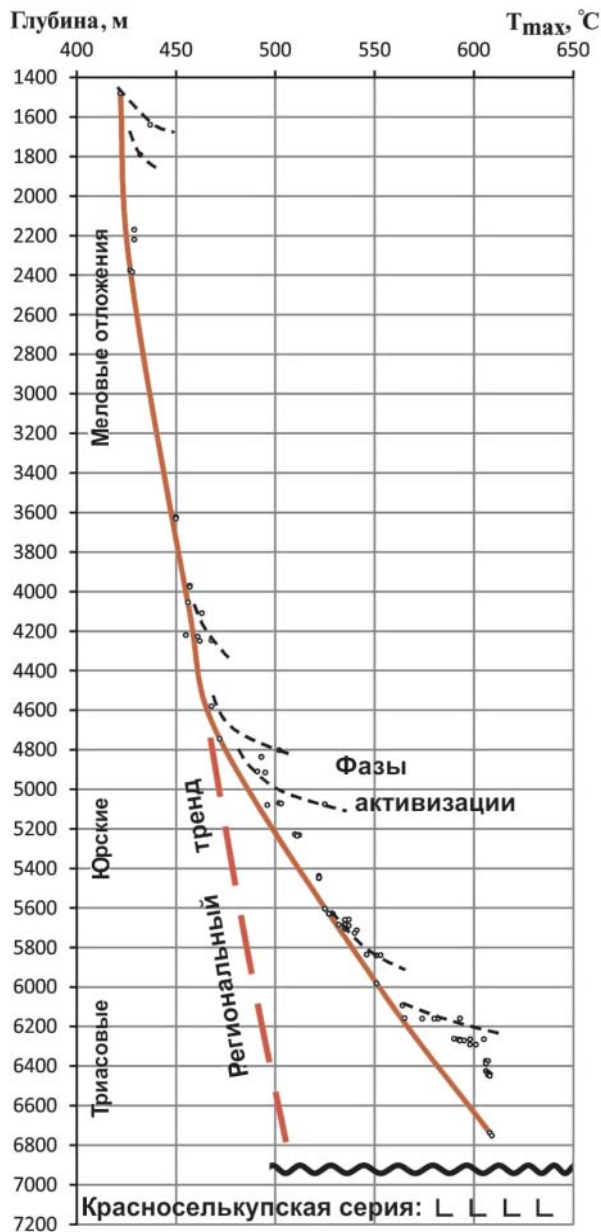


Рис. 4. Распределение T_{max} пород по глубине разреза Ен-Яхинской скв. СГ-7 (по материалам КамНИИКИГС)

объект Западно-Сибирской НГП, ее нефтегеологическое районирование целесообразно отобразить особым образом. Перспективные палеозойские отложения надо показать в форме западной границы дополнительным знаком, поскольку на востоке этот чехол фактически сливается с чехлом древней Сибирской платформы (рис. 5).

Гыданский полуостров. В данном районе установлено налегание пород верхнего палеозоя и триаса орогенного типа на чехольные образования палеозоя и венда (рис. 6). Гыданская скв. 130 вскрыла триасовые отложения этого типа на глубине 5576 м при забое скважины 6126 м. Коллекторские свойства по керну были определены только из инт. 5800–6100 м. Скважина пробурена за пределами структурной ловушки. Как видим, главным в проблеме поиска нефти является реальная геологическая модель строения доюрского комплекса.

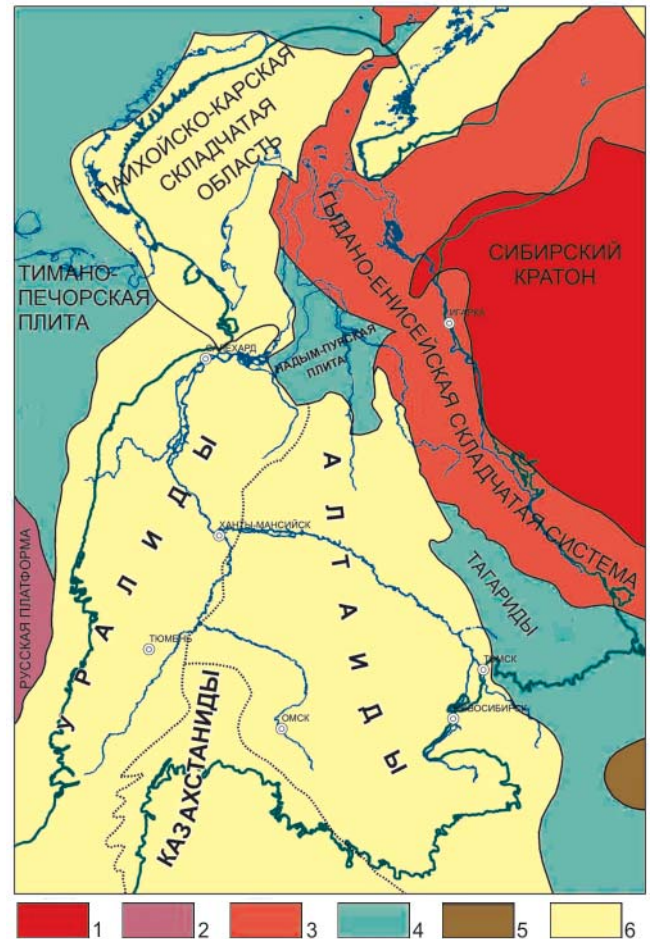


Рис. 5. Схема геотектонического районирования фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы

1 – энгидиниды (2515 млн лет); 2 – байкалиды (2,61 млрд лет); 3 – байкалиды (625 млн лет); 4 – тиманиды (500 млн лет); 5 – каледониды (400 млн лет); 6 – уралиды (250 млн лет)

Между тем наиболее часто публикуемая схема распространения триасовых образований в Западной Сибири далека от реальной. На ней не показаны стратотипы туринской и челябинской серий, описанные Н. Н. Ростовцевым еще в 1959 г. по Тюменской и Барабинской опорным скважинам. Часто необоснованно в качестве пермо-триаса к туринской серии добавляется риолитовая толща рогожниковской и варгашинской серий и даже базальтовая красноселькупская серия (рис. 7). Отметим, что вулканогенные отложения пермо-триаса в качестве резерва нефтеносности нами не рассматриваются.

При таком «океанизированном» представлении триаса теряются перспективы его нефтегазоносности, хотя они четко намечены по тампейской серии осадочного чехла и наличию в керне этой толщи интенсивных нефтепроявлений (рис. 8).

Теперь обратим внимание на вскрытые одиночными скважинами палеозойские толщи чехла, которые на Гыданском полуострове расположены на байкалидах, а их верхний структурный ярус представлен орогенными формациями периклинально-прогиба. Этот тектонический тип бассейнов в Ка-



спийском море, Персидском заливе и на Тимано-Печорской плите является наиболее богатым УВ сырьем. На Таймыре, где складки верхнего палеозоя существенно размыты, имеются прямые признаки нефтеносности. Лишь отсутствие целевого бурения на все доюрские объекты (а его неоднократно рекомендовали провести [4, 8]) не в полной степени отражает оценку стратегического потенциала недр севера Западной Сибири и, собственно, приводит к «отсутствию» месторождений этого этажа в регионе. И напротив, опоискование доюрских толщ позволит выявить и остаточные ресурсы УВ в юрских отложениях, хотя бы локально.

Говоря о роли потенциала ниже-среднеюрского комплекса Западной Сибири, мы еще раз акцентируем внимание на палеотектонике юрского периода. Ямало-Тазовская мегасинеклиза в отличие от Среднеобской террасы, где все своды и мегавалы формировались в основном в юрском периоде [3], не имела структур I порядка. Они сформировались к концу мелового периода или даже в палеогеновом. Следовательно, в конце юрского периода основные потоки нефти мигрировали из ядра Ямало-Тазовской мегасинеклизы на юг и к бортам, как видно на примере месторождений Ярудейского и Нурминского мегавалов. В более южных районах уже более 10 лет в ниже-среднеюрском комплексе не открываются новые месторождения. Судя по всему, потенциал в 75 млрд т геологических ресур-

сов нефти, обещанный большим коллективом новосибирских ученых [6], не будет достигнут даже на 10 %. А значит, нужно более адекватно смотреть на чехольные отложения триаса и палеозоя северных районов Западной Сибири и островов Карского моря (Сибирякова, Уединения, Шокальского и др.). Для многих геологов палеозой Западной Сибири не представляет интереса, так как, по Н. Л. Добрецову, он полностью перекрыт пермотриасовыми траппами или, по В. С. Суркову, гранитизирован, как отображено на картах, составителем и редактором которых он является.

Оба утверждения глубоко ошибочные. Пермь-триасовые траппы установлены по материалам всего 9–10 из более 6000 скважин глубокого бурения, вскрывших доюрский фундамент. При этом даже Гыданская скв. 130, пробуренная на Гыданском полуострове и имеющая забой на глубине 6126 м, остановлена в морских отложениях среднего – нижнего (?) триаса. В северных частях Западной Сибири палеозойские отложения представлены известняками, местами с фауной силура и девона в разрезах скважин Верхнепурпейской 202, Юбилейной 200 и Ямсовейской 98. В Ютырмальской скв. 15 вскрыты известняки с богатой фауной нижнего карбона. Вдоль р. Енисей по Медвежьей скв. 316 изучены метаморфиты с цирконами, которые по Pb/Pb системе имеют абсолютный возраст от 1400 до 2600 млн лет. Согласно теории глубинного происхождения нефти



Рис. 6. Фрагмент регионального сейсмопрофиля 2115046 и местоположение проектной параметрической Гыданской скв. 118



Южная+Центральная		Ямало-Тазовская										Заполярная				
Структурно-фациальные области		Фациальные районы														
Система	Отдел	Ярусы (века)	Геохронологическая шкала, млн лет	Надгоризонт	Горизонт	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная			
Система	Отдел	Ярусы (века)	Геохронологическая шкала, млн лет	Надгоризонт	Горизонт	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная			
ПЕРМСКАЯ	T ₃	РЭТСКИЙ	200	Челябинский	Коркинский	Ханты-Мансийский	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная		
			205			Ханты-Мансийский	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная		
		НОРИЙСКИЙ	210	Челябинский	Коркинский	Ханты-Мансийский	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная		
			220			Ханты-Мансийский	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная		
		КАРНИЙСКИЙ	T ₂	ЛАДИНСКИЙ	230	Туринский	Вонюнский	Ханты-Мансийский	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная
					240			Ханты-Мансийский	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная
		ОЛЕНЕКСКИЙ	T ₁	ИНДСКИЙ	250	Рогожниковский	Борисовский	Ханты-Мансийский	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная
					260			Ханты-Мансийский	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная
		ПЕРМСКАЯ	P ₃					Ханты-Мансийский	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная
								Ханты-Мансийский	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная
ПЕРМСКАЯ	P ₂					Ханты-Мансийский	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная		
						Ханты-Мансийский	Сургутский	Надгоризонт	Горизонт	Комсомольский	Тарко-Салинский	Ярудейский	Гыданский	Заполярная		

Рис. 7. Схема региональной стратификации триаса и верхов пермской системы Западно-Сибирской геосинеклизы, * Флора: тор-яхинская свита, грубообломочные отложения 2019 г. (новые районы)



Обр. 2188. Интервал 4014,31-4019,07 м



Обр. 2287-2286. Интервал 4027,04-4033,22 м



Обр. 2290. Интервал 4027,04-4035,81 м



Обр. 2725-2726. Интервал 4092,51-4104,71 м



Обр. 2830-2831-2832. Интервал 4105,85-4119,07 м

Рис. 8. Образцы керн триасовых образований из Ярудейской скв. 38

и газа формирование месторождений связано с тектоническими разломами, однако вдоль надежно выявленных разломов (Верхореченского и Русского) и вдоль разломных бортов геосинеклизы в юрских отложениях месторождений не обнаружено.

Таким образом, идеи о масштабном рифтинге или плюмах, порождающих траппы, лишь «заслоняют» действительность и склоняют некоторых исследователей к изучению нефтеносности Новой Земли.

Все же современная сейсморазведка ОГТ и глубокое бурение последних лет четко обозначили бесперспективные области: юго-восток Западной Сибири, где пробурено более десятка скважин глубиной до 5000 м на Вездеходной площади (скважины Восток 1, 3, 4; Аверинская 150, Тыйская параметрическая) в надежде открыть триллионы тонн нефти на базе ее образования не из сапропелевого вещества, как в теории И. М. Губкина [7], а из рассеянного органического вещества. Также были выделены и перспективные области с большой вероятностью подготовки стратегического нефтяного сырья: При-

таймырский периклинальный прогиб и отложения чехла над байкалидами Гыданского полуострова.

Таким образом, подсчет и прогноз ресурсов в 75 млрд т нефти, выполненные в СНИИГГиМС [8], нуждаются в корректировке. Поскольку ежегодное бурение осуществляется (кроме Крайнего Севера) с проходкой до фундамента, то отметим, что за последние 10 лет, т. е. после открытия Шугинского и Ярудейского месторождений нефти, новых значимых открытий не было. Нефть мигрировала к западу и юго-западу, где в итоге сформировались залежи. Здравый смысл подсказывает, что если все же допустить выявление месторождений нефти с конденсатом ежегодно по 100 млн т геологических запасов в течение 10 лет, то к уже разведаным добавится еще 1 млрд т. А ожидаемая разница в 65 млрд т не соответствует реальной оценке. Примером разочарований могут служить Медвежий мегавал, Нижневартковский свод, Уренгойский и Ямбургский мегавалы. К сожалению, до сих пор не опоскованы Скуратовский мегавал и другие поднятия.

Прогноз больших ресурсов и запасов УВ часто приводит к повышению геологических рисков и, как следствие, к отрицательному результату бурения поисковых скважин. Использование И. М. Губкиным сапропелевой теории происхождения нефти, по нашему мнению, было правильным. Теория была создана 100 лет назад и полностью подтверждена на практике.

Триасовый и палеозойский чехольные комплексы стратиграфически древнее юрских и залегают глубже юры. Но мы предполагаем реальные объекты с кровлей палеозойских ловушек на глубинах от 2,0 км и глубже (см. рис. 2). Это Притаймырье, Гыданский полуостров и отдельные острова в Карском море, где недавно открыто нефтяное месторождение «Победа». Кроме того, опоскование доюрских объектов приведет к выявлению залежей УВ и в юрских отложениях.

Выводы

Установлено, что юрские комплексы осадочного чехла не обеспечат необходимый потенциал ресурсов нефти на далекое будущее. Главным резервом, скорее всего, являются палеозойские отложения чехла и орогенные верхнепалеозойские на Гыданском полуострове и о. Сибирякова. Для выявления нефтяных залежей в отложениях доюрского фундамента южной половины Западной Сибири прежде всего необходимо решить задачу, направленную на повышение надежности прогноза модели ловушек в нижнеюрских горизонтах.

Мы акцентируем внимание на первоочередных объектах, так как перечень многих перспективных этажей или участков может привести к ГРП в малоперспективных зонах. Приоритетными являются терригенные пермтриасовые и верхнепалеозойские породы на Гыданском полуострове.



Вторыми по значимости являются образования триаса тампейской серии на глубинах 3–5 км, где еще сохраняются значимые коллекторы. Здесь важно подчеркнуть, что ГРП прошлых лет опоищивали толщи до глубин 2,8–3,1 км, как в пределах Мессояхского порога (Семеновская, Тампейская и другие структуры). Сюда следует вернуться, пробурить дублер Точинской скв. 11, где установлен карбонатный разрез силура, ордовика и верхов кембрия. Достаточно глубины новой скважины 4000–4500 м. Такой подход согласуется с мнением многих специалистов и отвечает здравому смыслу, так как при бурении на палеозойский объект попутно будут изучены и нижнеюрские отложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бембель Р. М. Геодинамика и геотектоника. – Тюмень: ТИУ, 2016. – 61 с.
2. Бочкарев В. С. Условия формирования некоторых грабенов и происхождение в них нефти // Тр. ЗапСибНИГНИ. – 1967. – Вып. 3. – С. 130–137.
3. Бочкарев В. С., Федоров Ю. Н. Главные этапы формирования сводов и мегавалов чехла Западно-Сибирской молодой платформы // Геология и геофизика. – 1983. – № 7. – С. 136–140.
4. Бочкарев В. С. Кратонизация фундамента, аркогенез и этапы активизации Западно-Сибирской геосинеклизы // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: матер. II Всерос. науч. конф. Тюмень, 27–29 апреля 2010 г. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2010. – С. 17–21.
5. Бочкарев В. С., Брехунцов А. М. Новое сейсмогеологическое обеспечение подготовки ресурсов нефти и газа в Западной Сибири // Горные ведомости. – 2013. – № 2 (105). – С. 6–20.
6. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней – средней юры Западно-Сибирской провинции / Ф. Г. Гурари, В. П. Девятов, В. И. Демин и др. – Новосибирск: Наука, 2005. – 156 с.
7. Губкин И. М. Избранные труды. Т. II. – М., 1953. – 585 с.
8. Новые данные о триас-юрских отложениях, вскрытых параметрической Гыданской скважиной

130 на севере Западной Сибири / В. В. Сапьяник, В. С. Бочкарев, С. А. Рыльков, Т. Н. Торопов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2018. – № 3 (35). – С. 35–42.

REFERENCES

1. Bembel R.M. *Geodinamika i geotektonika* [Geodynamics and geotectonics]. Tyumen, TIU Publ., 2016. 61 p. (In Russ.).
2. Bochkarev V.S. [Conditions for the formation of some grabens and the origin of oil in them]. *Trudy Zap-SibNIGNI, vyp.3* [Proc. ZapSibNIGNI, issue 3]. Moscow, Nedra Publ., 1967, pp. 130–137. (In Russ.).
3. Bochkarev V.S., Fedorov Yu.N. [The main stages of the formation of the arches and megaswells of the cover of the West Siberian young platform]. *Geologiya i geofizika*, 1983, no. 7, pp. 136–140. (In Russ.).
4. Bochkarev V.S. [Cratonization of the basement, arkogenesis and stages of activation of the West Siberian geosyncline]. *Materialy II vserossiyskoy nauchnoy konferentsii. Tyumen, 27–29 aprelya 2010 g.* [Basement, framing structures of the West Siberian Mesozoic–Cenozoic sedimentary basin, their geodynamic evolution and oil and gas problems Materials of the II All-Russian Scientific Conference. Tyumen, April 27–29, 2010]. Novosibirsk, “Geo” Academic Publishing House, 2010, pp. 17–21. (In Russ.).
5. Bochkarev V.S., Brekhuntsov A.M. [New seismogeological support for the preparation of oil and gas resources in West Siberia]. *Gornye vedomosti*, 2013, no. 2 (105), pp. 6–20. (In Russ.).
6. Gurari F.G., et al. *Geologicheskoe stroenie i neftegazonosnost’ nizhney–sredney yury Zapadno-Sibirskoy provintsii* [Geological structure and oil and gas potential of the Lower-Middle Jurassic of the West Siberian province]. Novosibirsk, Nauka Publ., 2005. 156 p. (In Russ.).
7. Gubkin I.M. *Izbrannyye trudy. T. II* [Selected Works]. Vol. II. Moscow, Leningrad, AS USSR Publ., 1953. 585 c. (In Russ.).
8. Sapyanik V.V., Bochkarev V.S., Rylkov S.A., Tоропов T.N. [New data on the Trias-Jurassic deposits drilled by Gydanskaya-130 parametric well in the north of West Siberia] *Geologiya i mineral’no-syr’evye resursy Sibiri – Geology and mineral resources of Siberia*, 2018, no. 3 (35), pp. 35–42. (In Russ.).

© В.С. Бочкарев, И.В. Касьянов, 2019



ПРОГНОЗ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АЛЕВРИТО-ПЕСЧАНЫХ ПЛАСТОВ Ю₂₋₄ ИРТЫШ-ДЕМЬЯНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ЛИТОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Е. С. Таффарель¹, Е. А. Предтеченская², З. Я. Сердюк²

¹ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва, Россия; ²Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

Обоснованы критерии прогноза нефтегазоносности среднеюрских пластов Ю₂₋₄ на территории Иртыш-Демьянского междуречья. Учтены данные о пространственном распространении, структуре, вещественном составе, генезисе, коллекторских свойствах и нефтегазоносности пород. Охарактеризованы особенности изменения литологического состава и текстур пород, связанные с полифациальностью отложений, выделены интервалы с улучшенными коллекторскими свойствами. На основе анализа kernового материала и интерпретации данных ГИС построены корреляционные схемы и схематические геолого-геофизические разрезы верхнебайос-батских отложений, включающих группу пластов Ю₂₋₄. Приведены сведения об основных промышленных и перспективных нефтегазоносных комплексах в пределах Уватского и Салымского нефтегазоносных районов в составе Фроловской нефтегазоносной области. Наряду с продуктивными пластами охарактеризованы экраняющие свиты и потенциальные нефтематеринские породы. В результате комплексирования геофизических, литологических и петрофизических данных, информации об испытаниях и степени нефтенасыщенности пластов Ю₂₋₄ выделены перспективные зоны для поиска залежей углеводородов. Охарактеризованы прогнозные типы ловушек для пластов Ю₂₋₄.

Ключевые слова: Западная Сибирь, Иртыш-Демьянское междуречье, средняя юра, пласты Ю₂₋₄, коллекторские свойства, нефтематеринские толщи, типы ловушек, перспективы нефтегазоносности.

FORECAST OF OIL AND GAS CONTENT OF YU₂₋₄ SILTY-SANDY BEDS OF THE IRTYSH-DEMYANKA INTERFLUVE BASED ON THE COMPLEX ANALYSIS OF GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL AND LITHO-PETROPHYSICAL DATA

Ye. S. Taffarel¹, Ye. A. Predtechenskaya², Z. Ya. Serdyuk²

¹ LUKOIL-Engineering, Moscow, Russia; ² Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral resources, Novosibirsk, Russia

The article substantiates the criteria for forecasting the oil and gas potential of the Middle Jurassic Yu₂₋₄ beds in the Irtysh–Demyanka interfluve. The data on the spatial distribution, structure, material composition, genesis, reservoir properties and oil and gas potential of rocks are taken into account. Specific changes in the lithological composition and texture of rocks associated with the polyfaciality of deposits are characterized, and intervals of improved reservoir properties are identified. Based on the analysis of core material and interpretation of well log data, correlation schemes and schematic geological and geophysical sections of the Upper Bajocian-Bathonian deposits, including a group of Yu₂₋₄ beds, are constructed. Information is given on the main industrial and prospective oil and gas complexes within the Uvat and Salym petroleum areas as part of the Frolov petroleum region. Along with productive formations, screening formations and potential source rocks are characterized. As a result of the integration of geophysical, lithological and petrophysical data, information about tests and the degree of oil saturation of the Yu₂₋₄ beds, zones promising for hydrocarbon prospecting have been identified. Expected types of reservoir traps for the Yu₂₋₄ beds are characterized.

Keywords: West Siberia, Irtysh–Demyanka interfluve, Middle Jurassic, Yu₂₋₄ beds, reservoir properties, oil source strata, trap types, oil and gas prospects.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-4-37-58

Актуальность проведенных исследований связана с тем, что на территории Иртыш-Демьянского междуречья продуктивные пласты Ю₂₋₄ полифациальны, не выдержаны по вертикали и латерали, имеют сложное литологическое строение, сопровождающееся резкими колебаниями эффективной мощности в пределах 5–20 м при мощности каждого отдельно взятого пласта до 30–35 м, что непосредственно связано с условиями их формирования. Эти обстоятельства затрудняют прогноз характера рас-

пространения и качества пород-коллекторов в районе исследований.

Территория исследований расположена в Уватском районе Тюменской области (рис. 1) и включает Пограничный, Северо-Комариный, Верхнелумкойский, Лумкойский и Нижнелумкойский участки недр, на которых разведаны залежи нефти и газа в меловых и юрских отложениях. Изучаемая площадь находится в пределах Фроловского геоблока, в южной части Ханты-Мансийской котловины,

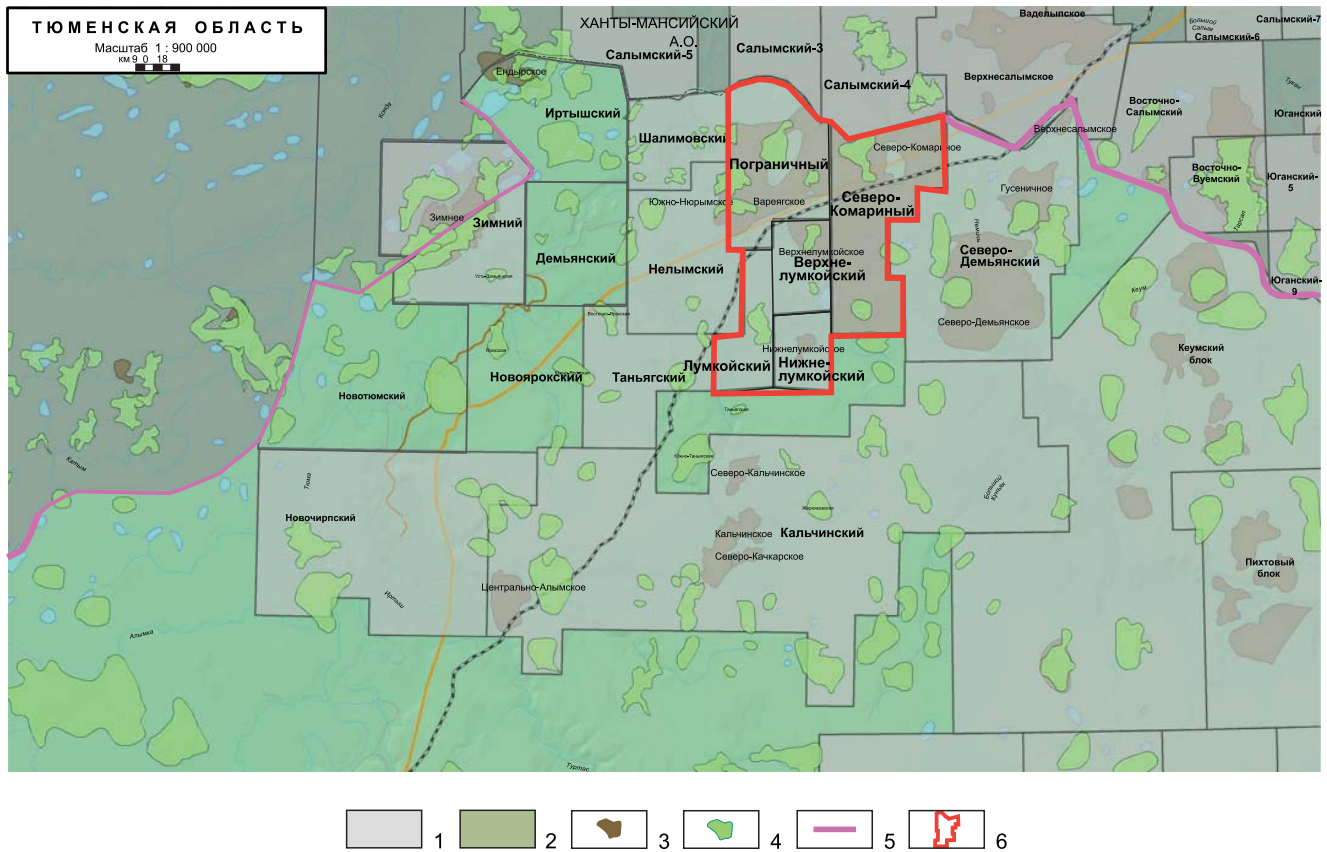


Рис. 1. Обзорная карта территории исследований

1–2 – фонд недр: 1 – распределенный, 2 – нераспределенный; 3 – открытые месторождения; 4 – подготовленные структуры; 5 – граница субъектов РФ; 6 – территория исследований: Пограничный, Северо-Комаринный, Верхнелумкойский, Лумкойский, Нижнелумкойский участки недр

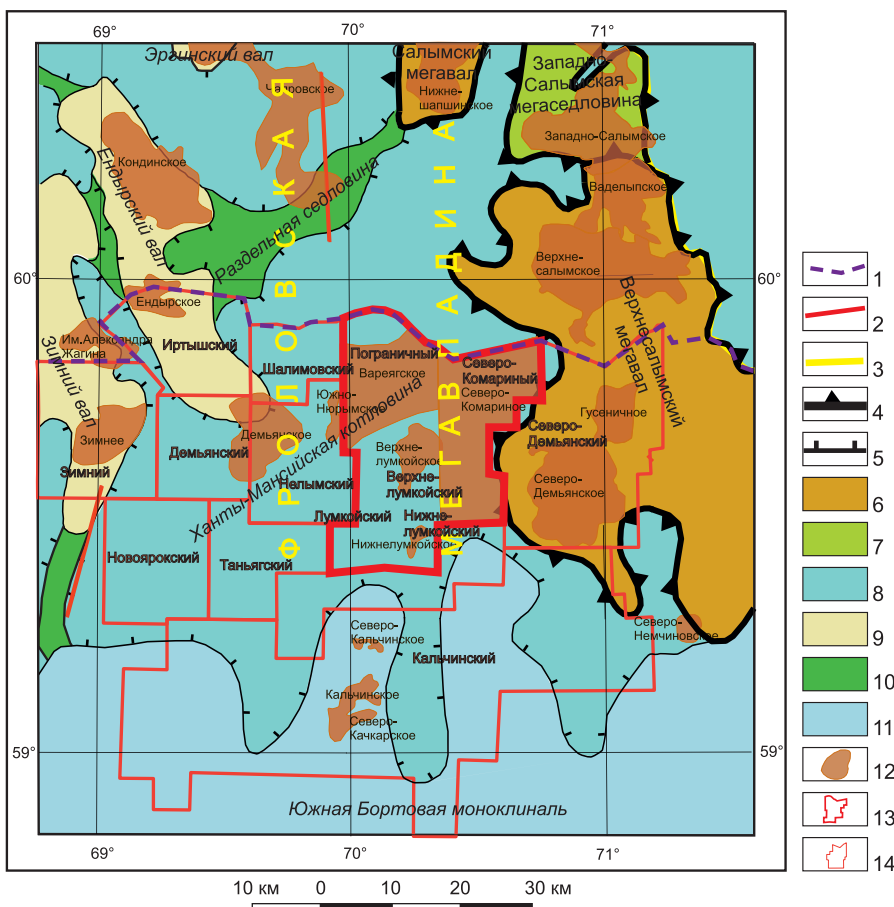


Рис. 2. Фрагмент тектонической карты центральной части Западно-Сибирской плиты (под ред. В. И. Шпильмана, Н. И. Змановского, Л. Л. Подсосовой, 1998), м-б 1:1 000 000 [14]

1 – административная граница Ханты-Мансийского автономного округа; 2 – важнейшие тектонические нарушения; 3 – границы геоблоков; тектоническое строение мезозойско-кайнозойского чехла; 4 – границы тектонических элементов I порядка; 5 – границы внутреннего районирования тектонических элементов I порядка; надпорядковые и I порядка структуры нерайонированные: 6 – своды и мегавалы, 7 – мегаседловины, 8 – мегапрогибы, мегавпадины; внутреннее районирование надпорядковых и I порядка структур: 9 – валы, 10 – седловины, 11 – моноклинали, 12 – открытые месторождения нефти, газа и конденсата; 13 – территория исследований: Пограничный, Северо-Комаринный, Верхнелумкойский, Лумкойский, Нижнелумкойский участки недр; 14 – сопредельные участки недр

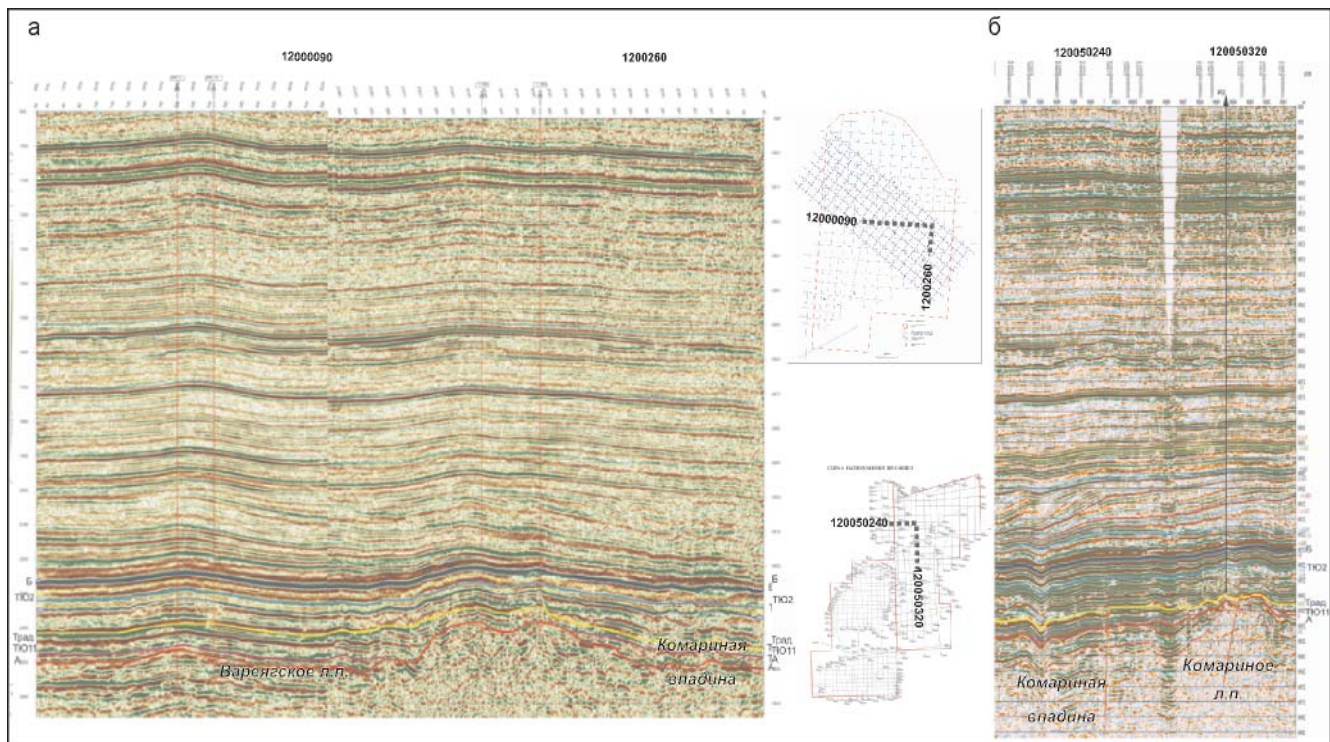


Рис. 3. Сейсмические композитные профили по линиям: а – 1200090–1200260 (Пограничный ЛУ); б – 120050320–120050240 (Северо-Комариный ЛУ)

осложняющей на юге Фроловскую мегавпадину [15]. На востоке и северо-востоке котловина граничит со структурой I порядка – Верхнесалымским мегавалом; с юга к ней примыкает северное окончание Южной Бортовой моноклинали (рис. 2). Территория исследований осложнена локальными поднятиями IV порядка (рис. 3). Она расположена на стыке Уватского и Салымского нефтегазоносных районов (НГР) и Фроловской нефтегазоносной области (НГО) в соответствии с картой нефтегазогеологического районирования Тюменской области (южные районы) по данным ФГУП «ЗапСибНИИГГ» (2016). Оба района регионально нефтегазоносны и перспективны для открытия новых залежей УВ. В южных, восточных и юго-восточных районах прилегающей территории (Тайлаковская, Новоютымская и другие площади), по данным [3], Ф. Г. Гурари с соавторами [5] в пределах Верхнедемьянского мегавала и южной части Юганской мегавпадины выделены положительные структуры II и III порядков с соответствующими названиями.

Изучаемая территория относится к Фроловскому структурно-фациальному району (СФР) Обь-Тазовской структурно-фациальной области (СФО) [13]. *Нижнеюрские отложения*, представленные горелой свитой в объеме пласта Ю₁₀, локально развитой тогурской пачкой и пластом Ю₁₁, выклиниваются в пределах положительных структур. К подошве тогурской пачки приурочен отражающий горизонт ТЮ₁₁ (см. рис. 3). *Среднеюрские отложения* представлены горелой свитой в объеме радомской пачки и тюменской свитой в полном объеме, *верхнеюрские* – абалакской и баженов-

ской свитами [13]. К кровле радомской пачки приурочен отражающий горизонт Т_{рад}. Пласты Ю₂₋₄ на территории Иртыш-Демьянского междуречья, позднебайос-батского возраста (по [13]), относятся к малышевскому горизонту и именуются пластами группы ЮС.

Основные и перспективные нефтегазоносные комплексы

На территории исследований во Фроловской НГО выделяются три основных нефтегазоносных комплекса (НГК): среднеюрский (пласты Ю₂₋₄), верхнеюрский (пласт Ю₁) и меловой, а также три перспективных нефтегазоносных комплекса (ПНГК): доюрский, нижнеюрский (пласты Ю₁₀₋₁₁), среднеюрский (пласты Ю₇₋₉, Ю₅₋₆).

Распределение залежей по НГК на исследуемой территории показывает преобладание запасов УВ в юрском интервале разреза (табл. 1).

Среднеюрский НГК включает отложения верхней подсвиты тюменской свиты позднебайос-батского возраста – пласты Ю₂₋₄. НГК регионально нефтегазоносен. В Тюменской области выявлено более 30 месторождений. Каждое месторождение в среднем имеет по две залежи. Нефтегазоносность пластов Ю₂₋₄ доказана на Варяжском, Северо-Комарином и прочих месторождениях (см. табл. 1), где открыты нефтяные залежи, связанные со структурными и структурно-литологическими ловушками. Коллекторские свойства пород относительно низкие. Пористость не превышает 16 %, проницаемость варьирует от 0,05 до 20 мД. Покрышкой для пластов Ю₂₋₄ являются аргиллиты абалакской свиты.



Таблица 1

Нефтегазоносность (н) юрско-меловых пластов территории исследований и близлежащих площадей

Месторождение (год открытия)	Доюр- ский ком- плекс	Юрская система						Меловая система			
		Отдел									
		Средний					Верхний		Нижний		
		ЮС ₇	ЮС ₅	ЮС ₄	ЮС ₃	ЮС ₂	ЮС _{1а6}	ЮС ₀	Ач	БС ₆₋₈	$\frac{АС_{9-10}}{АС_{11-12}}$
<i>Фроловская мегавпадина (структура I порядка)</i>											
<i>Ханты-Мансийская котловина (структура II порядка)</i>											
Вареягское (2002)	–	–	–	–	н	н	–	–	н	–	н
Верхнелумкойское (2014)	–	–	–	н	н	н	–	–	–	–	–
Демьянское (2015)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	н
Нижнелумкойское (2006)	–	–	н	н	н	–	–	–	–	–	–
Северо-Комариное (2006)	–	–	н	н	н	н	н	н	–	–	–
Северо-Немчиновское (2007)	–	–	–	н	н	н	–	–	–	–	–
Южно-Нюрымское (2010)	–	–	–	–	н	н	–	–	–	–	н
<i>Ендырский вал (структура II порядка)</i>											
Ендырское (1992)	н	–	–	–	–	–	–	н	–	–	–
<i>Зимний вал (структура II порядка)</i>											
Зимнее (1993)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	н
Им. Александра Жагина (2015)	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	н *н
<i>Южная Бортовая моноклираль (структура II порядка)</i>											
Кальчинское (1990)	–	–	–	н	н	–	н	н	н	–	–
Северо-Кальчинское (1991)	–	–	–	–	–	–	–	–	н	–	–
Северо-Качкарское (2016)	–	–	–	–	–	–	–	–	н	н	–
Центрально-Алымское (2016)	–	–	–	–	–	н	н	–	–	–	–
<i>Верхнесалымский мегавал (структура I порядка)</i>											
Верхнесалымское (1998)	–	–	–	–	н	н	–	н	н	н	н
Гусеничное (2000)	–	–	н	н	н	н	н	н	–	–	–
Северо-Демьянское (1994)	–	н	н	н	н	н	н	н	н	н	–

Примечание. Цветом обозначены основные нефтегазоносные пласты – объекты исследования.

Литолого-петрофизическая характеристика пород пластов Ю₂₋₄

На исследуемых участках строение и состав пород продуктивных пластов Ю₂₋₄ среднеюрского НГК изучены по разрезам, вскрытым 26 поисково-разведочными скважинами.

Литологическая характеристика пластов Ю₂₋₄, выполненная ранее для Иртыш-Демьянского междуречья [2, 5, 6, 12], была дополнена авторами с учетом новых геолого-геофизических данных и литолого-петрофизических исследований в скважинах Северо-Комариных 115, 116, Южно-Вареягских 6, 501 и Вареягской 30. Всего исследовано свыше 700 шлифов. Характеристика пластов Ю₂₋₄ приводится снизу вверх по разрезу позднебайос-батских отложений. Наименование обломочных пород определялось с использованием классификации Н. В. Логвиненко (1984). Изученные среднеюрские разрезы сложены ритмичной толщей алеврито-песчаных пластов, которые не выдержаны по простиранию и имеют лин-

зовидное строение за счет разделяющих их глинистых флюидоупоров.

Пласт Ю₄ в районе исследований охарактеризован керном в 10 скважинах (Южно-Нюрымских 11, 12, Южно-Вареягской 6, Северо-Комариных 115, 116, 200, 201, Комариной 943, Верхнелумкойской 108 и Нижнелумкойской 99). На всех исследуемых площадях пласт Ю₄ мощностью 5–12 м хорошо прослеживается, сложен разнозернистыми алевролитами и полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов. На Северо-Комариной (скв. 115, 200, 201) и Южно-Нюрымской (скв. 12) площадях в его составе присутствуют песчаники средне-мелкозернистой и мелко-среднезернистой структуры с неокатанными и окатанными обломками гравийной и галечной размерности. На Северо-Комариной площади и частично на Верхнелумкойской пласт Ю₄ начинается песчаниками и заканчивается углями, как и залегающий ниже пласт Ю₅. Эти угольные пласты мощностью до 2–3 м, которые четко прослеживаются на корреляционных схемах,



приняты как условные реперы при выделении пластов Ю₄ и Ю₅ (рис. 4–6).

Пласты Ю₂₋₃ на Пограничном участке рассматриваются как единый резервуар и изучены по керну скважин Южно-Варягских 4, 6, 13, 501, Варягских 1, 7, 30 и Южно-Нюрымских 5, 11, 12. На Северо-Комарином, Верхнелумкойском и Нижнелумкойском участках недр пласты Ю₂ и Ю₃ выделены в самостоятельные резервуары и изучены по керну скважин Северо-Комариных 98, 110, 115, 116, 200 и 201, Комариных 94, 941, 943, 944, Верхнелумкойских 100, 105, 106, 108, Западно-Лумкойской 96 и Нижнелумкойской 99.

Пласты Ю₂₋₃ сложены неравномерным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов (в меньшей степени углистых аргиллитов). В едином резервуаре Ю₂₋₃ в скважинах Южно-Варягских 4, 6, 13, 501 выделяются тела песчаников линзовидного строения, средне-мелкозернистой и мелкозернистой структуры мощностью 5–15 м; в скважинах Южно-Нюрымских 5, 11, 12 – мелко-среднезернистой и средне-мелкозернистой структуры мощностью 5–8 м. В целом пласты Ю₂₋₃ больше заглинизированы на Южно-Нюрымской площади, чем на Южно-Варягской.

В составе пласта Ю₃ в скважинах Северо-Комариных 110, 200 и 201 (см. рис. 6), в Верхнелумкойской 105 преобладают песчаники средне-мелкозернистой и мелко-среднезернистой структуры, а в составе пласта Ю₂ в скважинах Северо-Комариных 115, 116 и в Верхнелумкойской 100 доминируют средне-мелкозернистые и мелко-среднезернистые песчаники. В прослеживаемых линзовидных песчаных телах мощностью от 5 до 15 м (см. рис. 4–6) встречаются обломки гравийной, реже – галечной размерности (см. рис. 6). Песчаники пластов Ю₂₋₃ имеют в основном полимиктовый состав с преобладанием граувакковой группы на Северо-Комариной (скв. 110), Южно-Варягской (скв. 6, 501) и Южно-Нюрымской (скв. 11, 12) площадях и с преобладанием аркозовой группы на Варягской площади (скв. 1, 30). По сравнению с пластом Ю₄, содержание песчаников граувакковой группы в пласте Ю₂₋₃ повышено.

Слоистость пород пластов Ю₂₋₄ в основном линзовидная, горизонтальная, пологоволнистая, слабонаклонная. В пластах Ю₂₋₃ повсеместно отмечаются текстуры смятия, взмучивания и оползания осадка, возникшие под воздействием неспокойной гидродинамической обстановки, в то время как породам пласта Ю₄ свойственны линзовидно-гнездовидная, нередко перекрестная слоистость за счет разницы в цвете и в гранулометрическом составе, а также присутствие песчано-алевритовых окатышей по наслоению. Слоистые текстуры пород пластов Ю₂₋₃ часто осложнены текстурами биотурбаций. Редкие текстуры биотурбаций в пласте Ю₄ отмечаются в скважинах 115, 200 Северо-Комариной площади. **Сортировка зерен** – от средней до

хорошей, реже плохая, размерность зерен уменьшается вверх по разрезу на Южно-Варягской и Северо-Комариной площадях и сохраняется без видимых изменений на Варягской, Южно-Нюрымской и Лумкойской.

Из наиболее характерных структурно-текстурных особенностей пород следует отметить разнозернистый гранулометрический состав обломков и их угловатую форму, растворение кварцевых зерен, конформный характер межзерновых контактов. Благоприятным показателем для улучшения ФЭС коллекторов является увеличение зернистости обломочных пород при очень низком содержании седиментационного цемента [12].

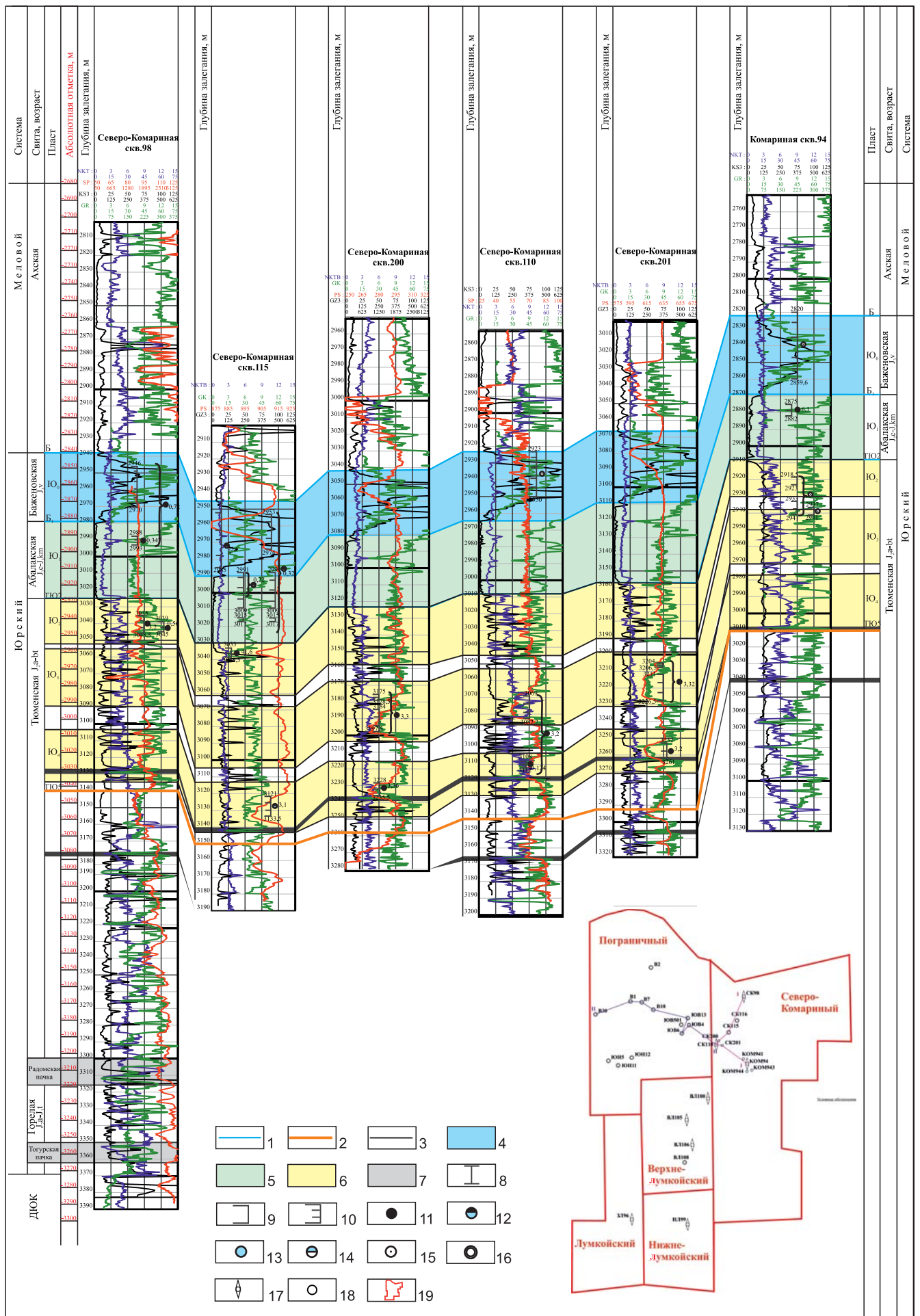
Аутигенные минералы цемента пород пластов Ю₂₋₄ повсеместно представлены пиритом, сидеритом, каолинитом, титанистыми минералами, кальцитом и глауконитом, в породах пласта Ю₄ – в большей мере сидеритом, локально – пиритом и глауконитом. Общее содержание цемента в породах 7–12 %, тип цемента – от пленочного до пленочно-порового и порового. На Северо-Комариной, Южно-Варягской и Варягской площадях по данным рентгеноструктурного анализа и петрографического изучения глинистая фракция представлена в основном каолинитом. Гидрослюда и хлорит имеют подчиненное значение (табл. 2). На Южно-Нюрымской и Лумкойской площадях в составе глинистого цемента преобладает гидрослюда, подчиненное значение имеют каолинит и хлорит.

Акцессорные минералы пластов Ю₂₋₄ представлены главным образом цирконом, ассоциацией хромит-магнетит-ильменит, апатитом, титанистыми минералами, с подчиненным количеством турмалина, граната, сфена, рутила и эпидота. На Северо-Комариной площади в пластах Ю₃₋₄ заметно повышено содержание эпидота (до 11–12 %).

В керне и шлифах повсеместно присутствуют **признаки нефтеносности**. В шлифах отмечаются пленки битума вокруг зерен; битум фиксируется в порах в каолининовом цементе. Только в пласте Ю₄ на Южно-Нюрымской и Южно-Варягской площадях нефтепроявления отсутствуют.

Характеристика **коллекторских свойств** пород пластов Ю₂₋₄ основана на результатах более 700 определений по 20 скважинам. Плотность определения коллекторских свойств – 3–4 на 1 м керна. Коллекторами в пластах Ю₂₋₄ в депрессионных зонах и на склонах поднятий являются песчаники средне-мелкозернистые, мелко-среднезернистые и мелкозернистые алевритовые, на локальных поднятиях – алевролиты крупнозернистые песчаные. Коллекторские свойства пород пластов Ю₂₋₄ в основном низкие, доминирует VI класс коллектора по А. А. Ханину [16] с открытой пористостью 10–13 %, проницаемостью 0,1–0,5 мД.

Пласт Ю₄ на Северо-Комариной площади слагается мелко-среднезернистыми и средне-мелкозернистыми песчаниками мощностью 5–8 м,



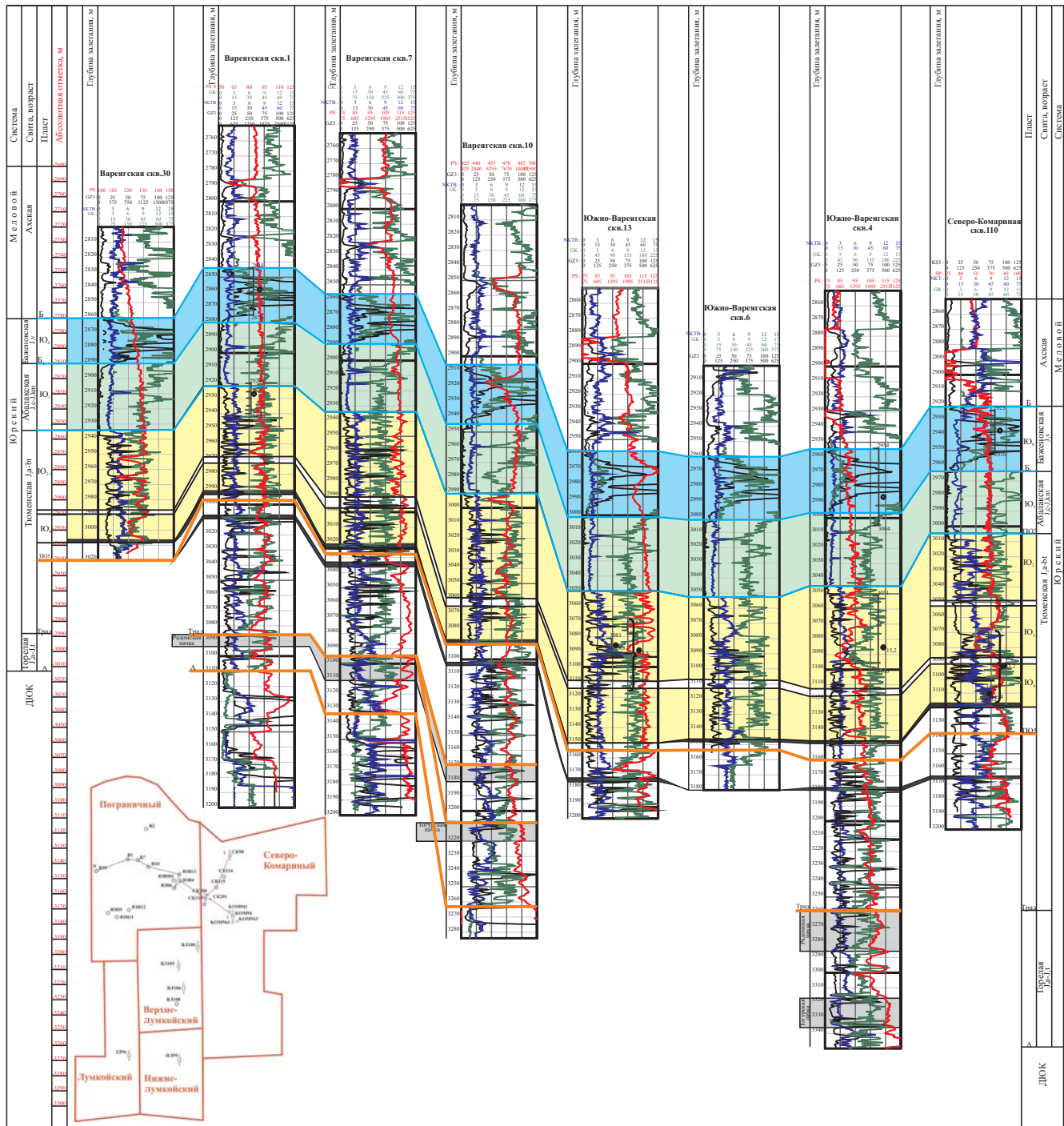
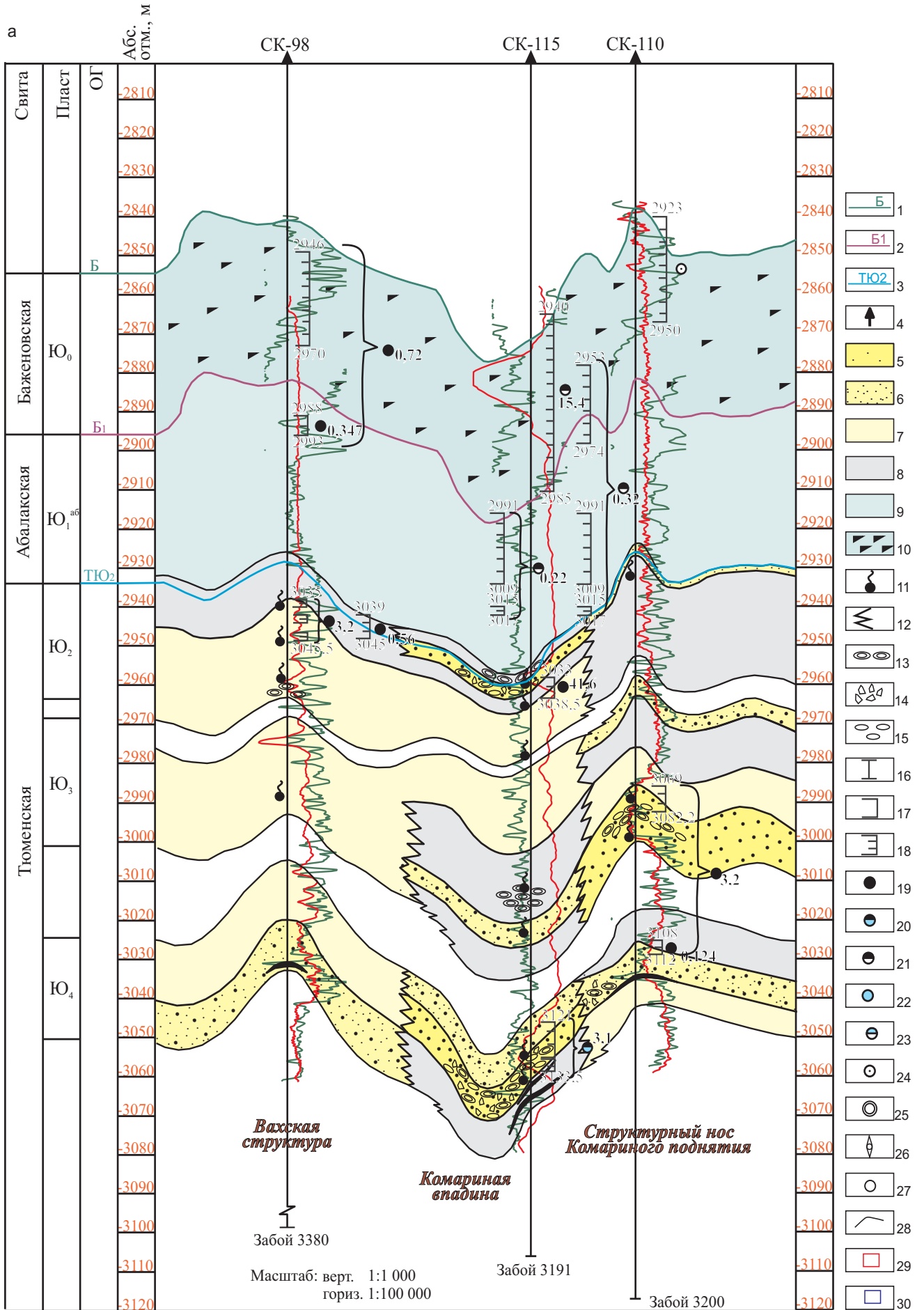


Рис. 5. Корреляционная схема по линии II–II (Пограничный ЛУ, Северо-Комариный ЛУ)

Усл. обозн. см. на рис. 4

Рис. 4. Корреляционная схема по линии I–I (Северо-Комариный ЛУ), м-б 1:1 000

1 – отражающие сейсмические горизонты (ОГ) по материалам ООО НППГМ «Геосейс» (2012 г.); 2 – ОГ по материалам ОАО «ЦГЭ» (2004 г., 2008 г.); 3 – выделенные пласты Ю₂₋₄; 4 – битуминозные аргиллиты баженовской свиты; 5 – аргиллиты абалакской свиты; 6 – терригенные продуктивные пласты Ю₂₋₄; 7 – суббитуминозные аргиллиты радомской, тогурской пачек; 8–10 – испытания: 8 – в открытом стволе, 9 – в процессе бурения (ИП), 10 – в колонне (перфорация); 11–15 – результаты испытаний в юрских отложениях, м³/сут: 11 – нефть, 12 – пластовая вода с пленкой нефти, 13 – пластовая вода, 14 – пластовая вода с ФБР, 15 – притока не получено; 16–18 – скважины: 16 – поисково-разведочные 17 – разведочные, 18 – эксплуатационные; 19 – территория исследований; площади: В – Варейгская, ВЛ – Верхнелумкойская, ЗЛ – Западно-Лумкойская, КОМ – Комариная, СК – Северо-Комариная, ЮВ – Южно-Варейгская, ЮН – Южно-Нюрымская



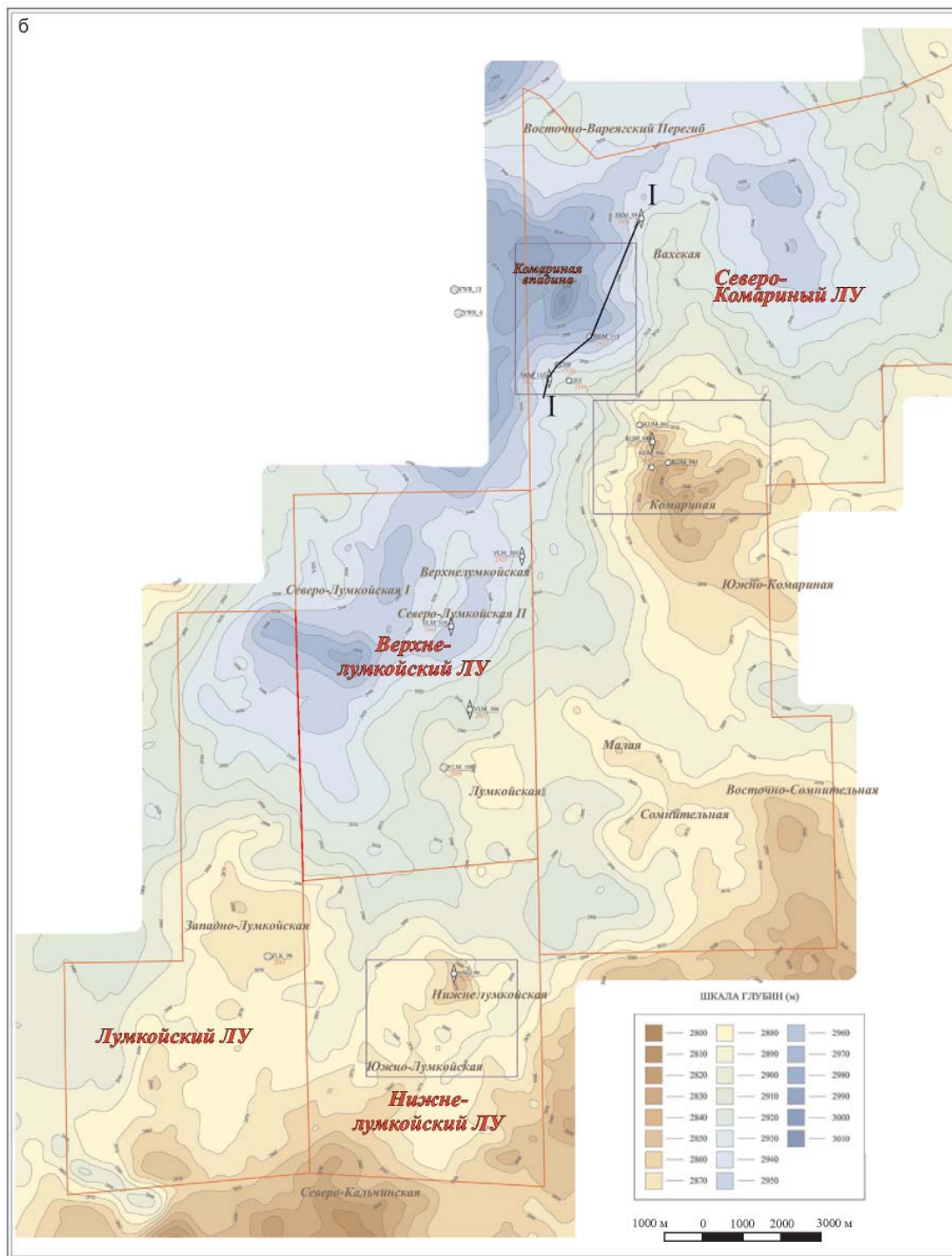


Рис. 6. Схематический геолого-геофизический разрез по линии I–I Северо-Комариного месторождения (а) и структурная карта (б) по отражающему горизонту ТЮ₂ (кровля пласта Ю₂)

Отражающие горизонты (ОГ) по данным ООО НППГМ «ГеоСейс», 2012: 1 – Б (кровля баженовской свиты), 2 – Б₁ (кровля абалакской свиты), 3 – ТЮ₂ (кровля тюменской свиты); 4 – пробуренная скважина, ее название и номер; 5–15 – литология: 5 – песчаники средне-мелкозернистые и мелко-среднезернистые, 6 – переслаивание песчаников мелкозернистых и алевролитов разномерных, 7 – переслаивание песчаников мелкозернистых, алевролитов разномерных и аргиллитов, 8 – переслаивание аргиллитов, алевролитов разномерных и песчаников мелкозернистых, 9 – аргиллиты абалакской свиты, 10 – битуминозные аргиллиты баженовской свиты, 11 – битумопроявления в керне, 12 – локальное фациальное замещение, 13 – окатанные обломки гравелитовой размерности (1–10 мм), 14 – некатанные обломки гравелитовой размерности (1–10 мм), 15 – обломки галечной размерности (10–100 мм); 16–24 – испытания: 16 – в открытом стволе, 17 – в процессе бурения (ИП), 18 – в колонне (перфорация); результаты испытаний в юрских отложениях, м³/сут: 19 – нефть, 20 – пластовая вода с пленкой нефти, 21 – нефть с ФБР, 22 – пластовая вода, 23 – пластовая вода с ФБР, 24 – притока не получено; 25–27 – категория скважин: 25 – поисково-разведочная, 26 – разведочная, 27 – эксплуатационная; 28 – изогипса, м; 29 – контур ЛУ; 30 – контур сейсморазведочных работ 3D



Таблица 2

Состав глинистых минералов в породах пластов Ю₂₋₄ по данным рентгеноструктурного анализа

Пласт	Скважина	Соотношение минералов, %				Другие минералы	Количество проб
		К	Х	Г	СО		
Ю ₂₋₃	Южно-Нюрымская 5	19	22	49	10	П, Сд	11
	Южно-Нюрымская 11	22	25	42	11	Кв, П, Пш, сл. карб.	14
	Южно-Нюрымская 12	16	18	43	22	Сд	7
	Варягская 30	41	23	26	10	Кв, Пш, ед. Дл(Ан), Сд	15
	Варягская 501	69	2	20	9	Дт, Кв, П, НаПш, Дл	50
	Южно-Варягская 13	45	22	17	16	Пш, Кц	1
	Северо-Комариная 115	43	23	27	11	Кв, Пш, Кц, Сд, П	10
	Северо-Комариная 116	33	20	28	19	Кв, Пш, ед. Дт, Сд, П	12
	Комариная 943	20	22	51	7	Кв, Пш, П, Кц, Сд	12
	Комариная 944	16	24	51	9	Кв, Сд, Кц, П	7
	Западно-Лумкойская 96	31	21	40	7	Кв, Пш, Кц, Дл, Сд	7
	Нижнелумкойская 99	18	19	48	15	Сд, ед.Кц	5
Варягская 6	25	21	43	11	Кв, П, Пш, сл. Сд	13	
Ю ₃	Северо-Комариная 200	43	20	27	8	Кв, Пш, Сд, Кц (?)	14
	Северо-Комариная 201	47	22	24	6	Кв, Пш, Сд	15
Ю ₄	Южно-Нюрымская 12	22	21	41	17	Сд	2
	Северо-Комариная 115	55	14	22	10	Кв, Пш, ед. Дт, Сд	2
	Северо-Комариная 200	46	19	26	9	Кв, Пш, Сд, Кц, Дт	11
	Северо-Комариная 201	51	20	23	7	Кв, Пш, Кц, Дт, Сд	10
	Комариная 943	16	19	56	9	Кв, Пш, П, Кц, Сд	1
	Варягская 6	24	28	41	9	Кв, П, Пш, Сд	2
	Нижнелумкойская 99	20	15	52	13	–	1
Южно-Варягская 13	23	19	43	15	Пш, Кц	1	

Примечания. К – каолинит, Х – хлорит, Г – гидрослюда, СО – смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонитового состава, Кц – кальцит, Дт – доломит, Сд – сидерит, Ан – анкерит, П – пирит, Кв – кварц, Пш – полевошпат. Цветом обозначены повышенные концентрации минералов.

в которых открытая пористость ($K_{пор.отк}$) достигает 14–15 %, $K_{пр}$ – до 1 мД, что по А. А. Ханину соответствует коллекторам V класса. Породы **пласта Ю₃** обладают повышенными фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС). На Северо-Комариной площади этот пласт представлен мелко-среднезернистыми и средне-мелкозернистыми песчаниками мощностью 12–17 м с тонкими глинистыми прослоями, $K_{пор.отк}$ достигает 17–18 %, $K_{пр}$ – 5–12 мД, класс коллектора по А. А. Ханину увеличивается до V, реже – до IV [16]. В **едином резервуаре Ю₂₋₃** на Южно-Варягской и Южно-Нюрымской площадях в составе пластов доминируют коллекторы VI класса, как и в породах пласта Ю₄. Улучшенными коллекторскими свойствами обладают мелкозернистые песчаники на Южно-Варягской площади и средне-мелкозернистые и мелко-среднезернистые песчаники на Южно-Нюрымской. Мощность песчаников 10–12 м, $K_{пор.отк}$ 15–17 %, $K_{пр}$ от 1,0–1,5 до 5–10 мД (Южно-Нюрымская площадь), соответственно, класс коллектора увеличивается до IV–V. В породах пласта Ю₂ по причине глинизации повсеместно преобладают коллекторы VI класса ($K_{пр} < 0,1$ мД). На Северо-Комариной и Верхнелумкойской площадях коллекторы с повышенными ФЕС выделяются в маломощных (8–10 м) прерывистых линзовидных телах мелко-средне- и средне-мелкозер-

нистых песчаников ($K_{пор.отк}$ 16–18 %, $K_{пр}$ до 3–12 мД, класс коллектора V, реже IV).

По данным петрографического изучения пород пластов Ю₂₋₄ выявлено, что пустотное пространство развито неравномерно: оно состоит из межзерновых единичных свободных пор и микропор в каолинитовом цементе. Преобладают изолированные межзерновые поры размером 0,03–0,05 мм (2–3 %). Суммарный объем пустот составляет определенную долю эффективного порового пространства. Керн из прослоев аргиллитов в пластах Ю₂₋₄ нередко рассланцован в виде плитчатой отдельности по наслоению. В керне отмечаются разнонаправленные открытые полые трещины, в которых на Верхнелумкойской, Северо-Комариной и Южно-Варягской площадях $K_{пр}$ варьирует в пределах 10–20 мД.

На основе интерпретации динамических особенностей сейсмической записи с использованием анализа амплитудных и частотных параметров, а также с применением методики Прони-фильтрации [2] при интерпретации результатов сейсморазведочных работ на Южно-Варягской площади был дан прогноз зон распространения юрских пластов с улучшенными коллекторскими свойствами. В интервале распространения пластов Ю₂₋₄ выделены возможные зоны трещиноватости и сделано предположение о наличии здесь литологических лову-



шек с порово-трещинным типом коллектора [2]. Очевидно, поэтому из единого резервуара Ю₂₋₃ на Пограничном участке в перфорированном стволе были получены притоки нефти от 0,7 до 13 м³/сут, а после проведения гидроразрыва пласта дебит нефти достигал 40–60 м³/сут.

Условия формирования среднеюрских песчаных пластов по геохимическим данным

Геохимические особенности накопления песчаных пластов Ю₂₋₄ были изучены как на территории лицензионных участков, так и в сопредельных районах Иртыш-Демьянского междуречья (рис. 7). Так, на Южно-Варягской площади в позднебайос-батское время **пласты Ю₂₋₃** с концентрациями в прослоях аргиллитов и тонкой фракции песчаников бора от 0,01–0,02 до 0,03 % и отношениями В/Ga 8–12 и Sr/Ba 0,8–1,02 [3, 6, 8, 17] накапливались в морских, слабо опресненных бассейнах и в бассейнах нормальной солености. На Южно-Нюрымской площади пласты Ю₂₋₃ отлагались в условиях неустойчивого положения береговой линии морского бассейна преимущественно в мелководно-морских и прибрежно-морских обстановках с нормальной соленостью вод, судя по концентрации бора (0,02–0,03 %) [7, 9] и отношению В/Ga (7–11) [4, 17] в прослоях аргиллитов и глинистой фракции песчаников. На *Комарином подняттии* максимальные концентрации бора в глинистой фракции пород составляют 0,02–0,025 %, отношение В/Ga – 8–12, что свидетельствует о накоплении пород в мелководно- и прибрежно-морских условиях с нормальной соленостью вод [4, 7, 17].

Согласно исследованиям сотрудников ИГиРГИ под руководством С.И. Филиной, на сопредельных площадях (Уватская, Северо-Демьянская) в пласте Ю₂ доминирует II тип ОВ с сапропелевой органикой, в пласте Ю₃ на обрамлении Ханты-Мансийской котловины (Кальчинская, Северо-Демьянская площадь) – III тип ОВ (гумусовый), а в пластах Ю₃₋₄ (Эргинская, Салымская площадь) – II–III тип ОВ (смешанный), что не противоречит результатам геохимических исследований.

Условия формирования полифациальных среднеюрских песчаных пластов Ю₂₋₄ по геохимическим данным были также изучены в районах, прилегающих к основной территории исследований с юга (Северо-Кальчинская, Демьянская площади), востока и юго-востока (Северо-Демьянская, Пихтовая, Западно-Пихтовая, Новокутымская, Тайлаковская и др.) (см. рис. 7). Изученные площади в байос-батское время располагались в зоне прибрежного мелководья с широко развитыми дельтовыми системами, заливами и лагунами. Эта зона в северо-западном направлении постепенно переходила в зону мелкого шельфа, где на изученных лицензионных участках, судя по результатам палеонтологических и гранулометрических данных, осадки отлагались в мелководно-морском бассейне, временами испытывавшем засоление или опреснение.

Подсчет и анализ геохимических коэффициентов-показателей условий формирования пород **пласта Ю₄** в районах южного, юго-западного и юго-восточного обрамления территории исследований произведены по керну скважин Пихтовая 200, Западно-Пихтовая 305, Демьянская 20 и Северо-Демьянская 5 (см. рис. 7; табл. 3). На *Демьянской* и *Северо-Демьянской* площадях в составе пласта зафиксированы прослои морских осадков нормальной солености (по сравнению с более южными районами). Такой вывод сделан по значениям геохимических коэффициентов и по парагенезу глинистых минералов тонкой фракции [4, 8–10, 17]. Так, на *Травяной* и *Пихтовой* площадях в составе последней резко преобладает каолинит, в то время как на *Демьянской*, *Северо-Демьянской* и *Северо-Кальчинской* зафиксированы гидрослюда, каолинит и хлорит примерно в равных пропорциях. Здесь, в отличие от пласта Ю₃, в структуре хлорита отсутствуют пакеты вермикулита, которые обычно развиваются по биотиту в условиях, близких к гипергенным [6]. На *Демьянской*, *Северо-Демьянской*, *Пихтовой* и *Западно-Пихтовой* мелководно-морские осадки нормальной солености и осадки прибрежных опресненных водоемов тонко переслаиваются с аллювиальными и озерно-болотными. На *Пихтовой* площади существовали солоновато-водные и опресненные морские обстановки; на *Западно-Пихтовой* и *Северо-Демьянской* – прибрежные, периодически затопляемые морем равнины с большой долей дельтовых и пойменно-озерно-болотных фаций, о чем свидетельствуют низкие значения коэффициента Ca/Sr (0,28–0,32) и повышенные концентрации натрия (1,8–3,3) (см. табл. 3) Это позволяет сделать предположение о значительной роли пресноводных водоемов озерно-болотного типа при формировании осадков восточных и юго-восточных районов территории исследования в позднем байосе, несмотря на то что по комплексу поглощенных катионов глины имеют морское происхождение. Вывод о пойменно-озерно-болотном генезисе отдельных прослоев в составе пласта Ю₄ в вышеупомянутых районах подтверждается обилием в породах сидерита и гидроокислов железа, остатков хвощей, наличием прослоев угля, углистых аргиллитов и перетолженных пойменных почв.

Геохимические особенности **пласта Ю₃** изучены на Пихтовой, Северо-Кальчинской и Северо-Демьянской площадях (см. рис. 7, табл. 3). На двух последних пласт представлен осадками опресненного морского бассейна с большой долей дельтовых фаций. На существование дельтовых обстановок указывают низкие значения коэффициента Sr/Ba (0,002–0,32) и повышенные концентрации натрия, вычисленные для прослоев аргиллитов и глинистой фракции песчаников пласта [9, 17]. О формировании отдельных прослоев в *нормальных морских условиях* свидетельствуют концентрации в породах бора и коэффициенты Ca/Mg, Ca/Sr, Sr/Ba, Na/Ca и Mg/

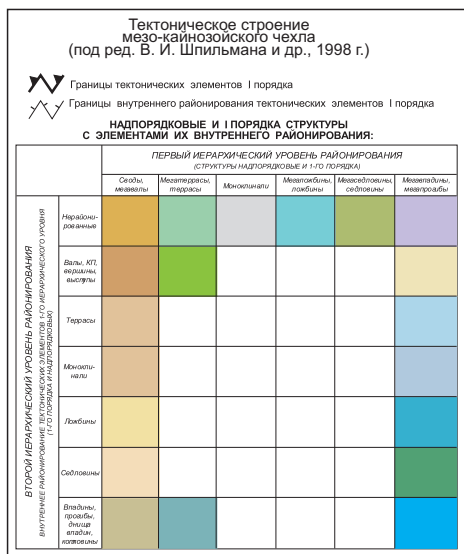


Рис. 7. Схематическая обзорная карта с выполненными геохимическими исследованиями
 1 – контур выявленной перспективной нефтегазоносной площади на 1999 г.; 2 – исследуемая территория (Северо-Комариный, Пограничный, Верхнелумкойский, Лумкойский, Нижнелумкойский участки недр); скважины с выполненными геохимическими исследованиями: 3 – по данным Ф. Г. Гурари [4, 5], 4 – по данным С. И. Филиной, ИГиРГИ (1998), 5 – по данным Н. В. Лопатина, НТЦ ПТ (1999)

Na+Ca [9, 17]. Значения коэффициентов В/Ga и K+Na/Ca+Mg характерны для морских, слабо опресненных обстановок прибрежной зоны [10, 17]. В целом на изученных площадях геохимические показатели условий седиментации близки. Они свидетельствуют о формировании осадков в условиях прибрежной равнины, периодически заливаемой морем. Песчаники пласта Ю₃ на Кальчинской площади, обладающие хорошими коллекторскими свойствами,

дали мощный фонтан нефти дебитом 24 м³/сут на штуцере 6 мм [5].

Геохимические характеристики пласта Ю₂ изучены по керну скважин Яккунь-Яхской, Новоютымской, Пихтовой и Северо-Демьянской площадей (см. рис. 7). На Тайлаковской и Новоютымской площадях верхняя часть пласта Ю₂ формировалась в морском бассейне нормальной солености, в то время как его нижняя часть отлагалась



Таблица 3

Геохимические коэффициенты - показатели условий формирования пластов Ю₂₋₄

Скважина	B, n·10 ⁻⁴ , %	B/Ga	Na, %	Na/Ca	$\frac{K+Na}{Ca+Mg}$	Ca/Sr	Sr/Ba	$\frac{Mg}{Na+Ca}$	Ca/Mg
Пласт Ю ₂									
Якунь-Яхская 138	25–64 46,2	2,3–3,8 2,9	1,8–3,4 2,4	–	–	0,001–0,002 0,0015	0,2–0,9 0,5	0,5–0,7 0,6	0,3–0,9 0,5
Новоютымская 61	45–130 83	1,4–6,5 3,5	1,1–3,2 1,9	–	–	0,001–0,002 0,0015	0,56 1,3	0,8–0,9 0,85	0,12–0,3 0,23
Пихтовая 200	130	8,7	1,36	–	–	0,009	1,8	0,93	0,07
Северо-Демьянская 1	40–160 90	1,7–6,5 4,4	1,1–1,5 1,23	–	–	7,1–40 17,7	0,1–0,4 0,3	0,6–0,9 0,8	0,08–0,6 0,25
Пласт Ю ₃									
Пихтовая 200	130	4,8	1,36	13,6	2,78	11,4	2,57	0,92	0,08
Северо-Кальчинская 61	59	2,2	0,99	5,82	0,85	11,3	0,015	0,86	0,13
Северо-Демьянская 5	130–150	4,3–4,8	2,8	8,75	2,58–3,95	13,3–16	0,27–0,32	0,82–0,88	0,12–0,21
Пласт Ю ₄									
Пихтовая 200	92–130	3,17–4,48	1,36–1,87	7,79–9,06	2,17–2,78	1,66–2,66	1,5–3,6	0,88–0,92	0,09–0,12
Западно-Пихтовая 305	70–130	4,34–7,65	1,8–3,3	7,82–8,75	1,46–3,83	11,1–34,4	0,28–0,32	0,4–0,9	0,07–9,18
Демьянская 20	170	7,74	1,8–2,2	7,5	2,42	15	–	0,88	0,12
Северо-Демьянская 5	130	4,8		8,15	2,65	16,8	0,28	0,88	0,13

№ 4(40) ♦ 2019

в субконтинентальной обстановке (дельтовые протоки, русла, поймы) в условиях неустойчивого положения береговой линии морского бассейна (см. табл. 3). Максимальные концентрации бора отмечены на Пихтовой и Северо-Демьянской площадях (0,013–0,016 %), что отвечает морским условиям седиментации, по В. Эрнсту [17]. В аргиллитах и глинистой фракции песчаников пласта Ю₂ в Новоютымской скв. 61 они колеблются от 0,0045–0,0054 до 0,009–0,013 %, причем слои с низкими концентрациями этого элемента чередуются со слоями с высокими концентрациями. Значение коэффициента B/Ga также варьирует от 1,4–2,43 (опресненные морские бассейны) до 4,35–6,5 (опресненные морские и прибрежно-морские условия) по В. М. Мазур [9] и А. В. Ивановской [10]. Таким образом, на Новоютымской площади песчаники пласта Ю₂ сформировались в солоновато-водных и опресненных водоемах прибрежной части моря при неустойчивом положении береговой линии. На Северо-Демьянской площади песчаники этого пласта характеризуются содержанием бора до 0,0040–0,016 % и коэффициентом B/Ga 1,7–6,5, что отвечает нормально соленым, солоновато-водным и опресненным водоемам прибрежной части моря. По значениям отношений Na/Ca и (K+Na)/(Ca+Mg) можно сделать вывод о том, что глинистый материал пород пласта Ю₂ отлагался в области дельт и авандельт (см. табл. 3). На участие осадков пресноводных водоемов озерно-болотного типа в формировании пласта указывают отношения Sr/Ba и Mg/(Mg+Ca) [9]. Судя по отношению B/Ga, формирование пласта Ю₂ на Тайлаковской площади происходило в сильно опресненных заливах и лагунах, на Новоютымской и Северо-Демьянской – в соло-

новато-водных (лагуны, заливы) и опресненных условиях (дельты, авандельты), на Пихтовой площади – в морском бассейне, испытывающем периодическое опреснение. Пресноводные озерные отложения, фрагментарно встречающиеся в разрезах ряда скважин, характеризуются отношением Ca/Sr 17,7–40,0, пойменные и дельтовые – значениями коэффициентов Sr/Ba 0,24–0,40 и Mg/(Mg+Ca) 0,60–0,92 [9, 10].

Итак, по содержанию в породах бора, значениям отношения B/Ga и другим геохимическим коэффициентам авторами сделан вывод о формировании пласта Ю₂ на сопредельных территориях в опресненных и солоновато-водных бассейнах прибрежной части моря (дельтах, заливах, лагунах) с неустойчивым положением береговой линии. Это подкрепляется палеонтологическими данными на Демьянской, Северо-Демьянской и Тайлаковской площадях, где в керне обнаружены остатки раковин, свидетельствующие о морских ингрессиях [5, 6].

Потенциальные нефтематеринские породы на территории Иртыш-Демьянского междуречья

В настоящее время вопрос о нефтематеринских породах (НМП), обеспечивавших формирование песчаного резервуара (пакета пластов Ю₂₋₄ тюменской свиты в Фроловской НГО), остается дискуссионным. В комплексе методов, применяемых для поисков нефтяных и газовых залежей, важную роль играют геохимические исследования ОВ, заключенного в потенциально нефтегазоносных толщах.

В ранне-среднеюрскую эпоху на территории Иртыш-Демьянского междуречья осадконакопление в Ханты-Мансийской котловине контролировалось Верхнесалымским мегавалом и Южной Бортовой моноклиалью. Во время раннетюрской

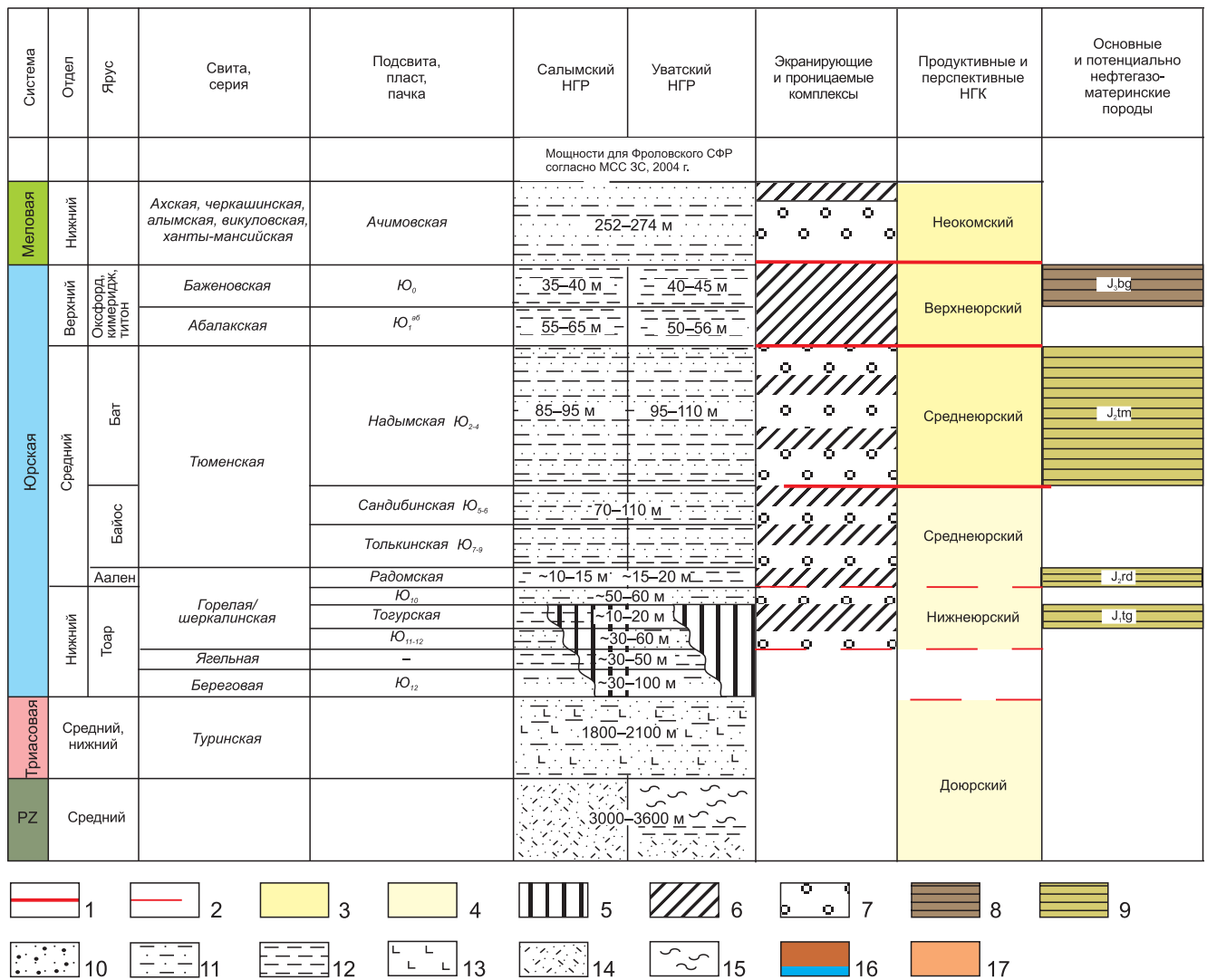


Рис. 8. Схема нефтегазогеологического расчленения осадочного чехла и прогнозные типы ловушек Фроловской НГО (Уватский и Салымский НГР) на территории Иртыш-Демьянского междуречья

Границы продуктивных и перспективных нефтегазоносных комплексов: 1 – с доказанной нефтегазоносностью, 2 – возможно перспективные, 3 – основной НГК, 4 – перспективный локальный НГК, 5 – отсутствие отложений, 6 – экранирующая толща, 7 – проницаемая толща, 8 – нефтематеринские породы, 9 – потенциальные локальные нефтематеринские породы; литология: 10 – песчаники мелко-среднезернистые, 11 – алевролиты, 12 – аргиллиты, 13 – базальты, 14 – магматические породы, 15 – метаморфические породы; залежи нефти: 16 – выявленные, 17 – прогнозируемые

и ааленской трансгрессий в зоне морской седиментации сформировались глинистые толщи (тогурская и радомская пачки) с высокими и, реже, средними содержаниями ОВ, которые на территории исследования рассматриваются в качестве нефтематеринских пород и флюидоупоров. Согласно региональной карте [19], *нижнеюрские* отложения в районе исследований обогащены РОВ, с концентрациями органического углерода от 1 до 3%. *Алевро-песчаные* отложения пласта Ю₁₁ и черные и темно-серые *аргиллиты тогурской пачки (J₁t₁)* слабо развиты на исследуемой территории, отсутствуя на локальных поднятиях (Комариное, Варяжское и др.) и заполняя наиболее погруженные части рельефа дна бассейна. При отсутствии тогурских отложений на первый план в качестве нефтематеринских толщ и флюидоупоров выступают отложения *радомской*

пачки (J₂a), распространенные на территории исследования повсеместно. *Тюменская свита (J₂b-bt)* здесь сформировалась в условиях частого коле-

Таблица 4

Основные геохимические характеристики и показатели качества вероятных НМП средне-нижнеюрского возраста Западной Сибири (по данным Н. В. Лопатина, 1999 г.)

Качество	C _{орг} , вес. %	S ₁ , мг/г	S ₂ , мг/г
Ничтожное	0–0,2	0–0,1	0–1,0
Бедное	0,2–0,5	0,1–0,5	1,0–2,5
Невысокое	0,5–1,0	0,5–1,0	2,5–5,0
Умеренное	1,0–2,0	1,0–1,5	5,0–10,0
Богатое	2,0–5,0	1,5–3,0	10,0–25,0
Очень богатое	5,0–10,0	3,0–5,0	25,0–50,0
Превосходное	>10	>5,0	>50,0



Характеристика нефтегазоматеринских пород по соседним площадям		Выявленные ловушки на юге Ханты-Мансийской котловины		Прогнозные типы ловушек батских отложений					
Северо-Кальчинская, Кальчинская, Северо-Демьянская, Западно-Фроловская, Уватская, Фроловская (по данным С. И. Филиной, ИГиРГИ, 1998 г.)		Кальчинская, Северо-Кальчинская, Северо-Демьянская (по данным Н. В. Лопатина, НТЦ ПТ+, 1999 г.)		Салымский НГР, Северо-Комариное месторождение	Уватский НГР, Варяжское месторождение	Локальные структуры IV порядка, приуроченные к положительным структурам I и II пор.	Депрессионные зоны вблизи локальных положительных структур (локальные поднятия, структурные носы)		
<p>J.bg (баженская свита) – аргиллиты битуминозные Сорг 3,5–9 % S₁ 2,5–3,8 мг УВ/г породы S₂ 9,93–16,9 мг УВ/г породы Н₁ от 175–300 до 322–374 мг УВ/г Сорг (высокий) T_{max}=440–452 °C Площадное распространение ИП: Северо-Демьянская, Гусеничная</p> <p>J.tm (тюменская свита, бат, J.bt) – аргиллиты Сорг 0,8–1,5 до 2,0–2,9 % S₁ от 0,3–0,5 до 0,8–1,2 мг УВ/г породы S₂ 1,3–3,4 мг УВ/г породы (Н₁) от 78–90 до 182 мг УВ/г Сорг ИП: Северо-Кальчинская, Кальчинская, Северо-Демьянская</p> <p>J.tb (тюменская свита, байос, J.b) – аргиллиты Сорг 6–7,5 % S₁ 1,1–1,2 мг УВ/г породы S₂ от 1,8–2,0 до 7,1 мг УВ/г породы Н₁ 221–285 мг УВ/г Сорг Единые геохимические определения ИП: Уватская</p> <p>J.rd (радомская пачка, заален, J.a) – аргиллиты Сорг от 2,0–2,5 до 4,0–8,2 % S₁ от 0,3–0,4 до 1,2 мг УВ/г породы S₂ от 1,8–2,0 до 7,1 мг УВ/г породы Н₁ от 45–70 до 86–101 мг УВ/г Сорг Единые определения ИП: Западно-Фроловская, Уватская, Усть-Балыкская</p> <p>J.tg (тогурская пачка) – аргиллиты суббитуминозные Сорг 2,5–3,0 и до 8,6 % S₁ 0,25–0,85 мг УВ/г породы S₂ 2,3–15,4 мг УВ/г породы Н₁ 91–179 мг УВ/г Сорг (высокий) ИП: Усть-Балыкская, Фроловская</p>		<p>J.bg (баженская свита) – аргиллиты битуминозные Сорг 3,5–9 % S₁ 2,5–3,8 мг УВ/г породы S₂ 9,93–16,9 мг УВ/г породы Н₁ от 175–300 до 322–374 мг УВ/г Сорг (высокий) T_{max}=440–452 °C Площадное распространение ИП: Северо-Демьянская, Гусеничная</p> <p>J.tm (тюменская свита, бат, J.bt) – аргиллиты Сорг 1,84–7,22 % Южно-Кальчинская св. 90 С_{орг} 3,72–23,5 мг УВ/г породы Н₁ 360–365 мг УВ/г Сорг Площадное распространение ИП: Северо-Кальчинская, Кальчинская</p> <p>J.tb (тюменская свита, байос, J.b) – аргиллиты Сорг 2,6–7 % S₁ 0,37–2,9 до 4,5–4,8 мг УВ/г породы S₂ от 4,5–11 до 14,4–16,2 мг УВ/г породы Н₁ от 76–115 до 159–209 мг УВ/г Сорг Площадное распространение ИП: Северо-Кальчинская, Кальчинская, Гусеничная</p> <p>J.g (горелая/шеркалинская свита) Сорг от 0,08–8,0 до 12 % Южно-Кальчинская св. 90 Радомская пачка (J.rd) – Сорг 1,1–2,6 % Тогурская пачка (J.tg) – Сорг 12–13 % S₁ от 0,03–0,6 до 3,06 мг УВ/г породы S₂ 1,15–12,26 мг УВ/г породы Н₁ от 76–115 до 159–209 мг УВ/г Сорг Площадное распространение радомской пачки: локальное – тогурской ИП: Северо-Кальчинская, Кальчинская, Южно-Кальчинская</p> <p>Кора выветривания (Т) + палеозойские образования – порфириты, липарит-дацитовые туфы Сорг от 0,05–0,13 до 0,29 % S₁ от 0,05–0,07 до 0,16 мг УВ/г породы S₂ 0,3–0,61 мг УВ/г породы ИП: Северо-Кальчинская, Кальчинская, Южно-Кальчинская</p>							<p>Предполагается вертикальная миграция УВ из радомской и тогурской пачек</p>
<p>Примечания. Содержания: Сорг – органического углерода, S₁ – свободных УВ в породе, S₂ – УВ в продуктах пиролиза, керогена; Н₁ – водородный потенциал керогена; T_{max} – максимальная температура пиролиза керогена; ИП – изученные площади</p>									

бания уровня моря. бассейн был мелководным, с подводными возвышенностями и низменными островами, периодически заливавшимися морем. Острова и подводные возвышенности, как правило, были небольшими, наследовавшими локальные тектонические структуры доюрского основания [11].

Таблица 5

Генерационный потенциал материнских пород

Потенциал (количество)	ТОС (C _{орг}), %	Rock-Eval, мг/г породы	
		S ₁	S ₂
Бедное	<0,5	<0,5	<2,5
Удовлетворительное	0,5–1	0,5–1	2,5–5
Хорошее	1–2	1–2	5–10
Очень хорошее	2–4	2–4	10–20
Превосходное	>4	>4	>20

Таблица 6

Тип керогена пород по водородному индексу

Тип керогена	Н ₁ , мг УВ/г C _{орг}	Н/C _{ат}	Генерируемые продукты
I	>600	>1,5	Нефть
II	300–600	1,2–1,5	Нефть
II/III	200–300	1,0–1,2	Нефть и газ
III	50–200	0,7–1,0	Газ
IV	<50	<0,7	–

В данной статье рассматриваются потенциальные НМП в Иртыш-Демьянском междуречье. Авторами собраны и проанализированы результаты пиролитических исследований ниже-среднеюрских отложений в 21 скважине (198 определений). Часть аналитических данных приведена по материалам сотрудников ИГиРГИ под руководством С. И. Филиной (1998) и НТЦ ПТ под руководством Н. В. Лопатина (1999). С. И. Филиной были проведены пиролитические исследования образцов керна из ниже-среднеюрских отложений на Фроловской, Северо-Демьянской и других площадях; Н. В. Лопатиным – на Кальчинской, Гусеничной и др. (см. рис. 7).

НМП с отличным генерационным потенциалом должны содержать концентрации C_{орг} не менее 4 %, S₂ – не менее 20 мг/г, Н₁ = 300–600 мг УВ/г C_{орг}, который соотносится с керогеном I и II типа [18]. По данным Н. В. Лопатина, хорошими и превосходными нефтегазогенерационными качествами обладают породы с высокими геохимическими показателями: C_{орг}>5 %, S₁>3 мг/г, S₂>25 мг/г (табл. 4).

В табл. 5, 6 приведены общепринятые критерии [18] для описания количества и качества УВ в материнских породах.

С учетом данных табл. 4–6 в табл. 7 расклассифицированы геохимические показатели пород ниже-среднеюрского разреза из скважин сопредельных территорий и представлена характеристика УВ

Таблица 7

Основные геохимические показатели качества вероятных нефтематеринских толщ, тип керогена и характеристика ОВ пород по водородному индексу отложений средне-нижнеюрского возраста на территории Иртыш-Демьянского междуречья (по данным С. И. Филиной, ИГИГИ, 1998 г., и Н. В. Лопатина, НТЦ ПТ+, 1999 г.)

Тект. элемент	Скважина	Свита/пачка, горизонт	n	Глубина, м	C _{орг} , %	S ₁		S ₂	Качество НМП	T _{max} °C	Тип керогена	H _i , мг УВ/г C _{орг}	Генеруемые продукты
						мг УВ/г породы							
ВСМ	Северо-Демьянская 21	Баженов- ская	6	2823–2839	5–8	4–8	24–36	Очень богатое	438–442	II	430–500	H	
	Северо-Демьянская 1		13	2832–2871	5–9	6–10	16–35	Очень богатое/ превосходное	445–450	II	370–460	H	
	Гусеничная 10		8	2853–2858	4–8	2,5–4	10–17	Богатое/очень богатое	448–452	II	310–390	H	
	Гусеничная 10		11	2950–2980	1,1–1,8	0,3–0,6	1,7–2,6	Невысокое/умеренное	454–458	II / III	122–215	H, Г	
	Северо-Демьянская 11		4	2836–3047	1–2	0,2–0,6	0,8–3,5	Бедное	437–444	III	100–150	Г	
	Салымская 1		5	2892–2925	0,8–1,5	0,4–0,7	0,7–1,5	Бедное/невысокое	465–472	III	65–160	Г	
	Зимняя 25		10	2862–3001	2–3, до 9	0,3–1	1–2	Бедное	430–437	II / III	120–260	H, Г	
	Эргинская 26		4	2823–3012	1,5–2,5	0,3–0,8	2–2,5, до 7	Невысокое	437–449	III	190–195	Г	
	Эргинская 34		1	2903–2917	1–1,5	0,4–0,5	2–2,5	Бедное	440–442	III	170–175	Г	
	Уватская 1		3	2695–2737	1,4–1,6	0,3–1,2	1,4–1,75	Бедное	431–433	III	90–125	Г	
ЮБМ	Уватская 3	Тюменская	1	2702–2709	1,5–2,0	0,8–1,0	2,3–3,0	Невысокое	430–431	III	150–155	Г	
	Южно-Кальчинская 90		31	2780–2860	2–4	0,2–0,3	3–10	Невысокое	430–454	III	150–200	Г	
	Кальчинская 72		10	2830–2872	1–3	0,2–1,0	2,7–5,0, до 10	Невысокое	438–443	III	120–185	Г	
	Кальчинская 61		1	2831–2846	2–2,5	1–1,2	2–2,5	Невысокое	420–422	III	85–90	Г	
	Кальчинская 62		11	2854–2996	1,5–4	0,5–1,6	2,8–7,0	Невысокое/умеренное	436–442	II / III	160–211	H, Г	
	Северо-Кальчинская 52		1	2914–2925	0,8–1,0	0,05–0,1	0,3–0,4	Ничтожное	436–440	IV	30–40	–	
	Северо-Кальчинская 54		27	2936–3020	1–3	0,3–0,9	3,5–8, до 12	Бедное/невысокое	431–451	II / III	130–320	H, Г	
	Западно-Эргинская 2		7	2843–2895	2–3	0,3–0,5	3–5, до 10	Невысокое	440–444	II / III	160–220	H, Г	
	Западно-Фроловская 62		25	2802–2825	1–3, до 7	0,5–1,5	2–5, до 12	Невысокое/умеренное, до богатого	435–447	II / III	120–250	H, Г	
	Западно-Фроловская 63		13	2707–2746	1,5–3	0,7–1,7	1,5–2,0 до 8–11	Невысокое/умеренное, до богатого	431–447	II / III	90–230	H, Г	
ВСМ	Гусеничная 10	ЛВ	15	3040–3052	2,5–5,7	0,7–1,5	3,8–9	Невысокое/умеренное	453–466	III	130–170	Г	
	Западно-Фроловская 63		4	2937–2946	2–4	0,5–1,5	1,5–6, до 20	Невысокое/умеренное, до богатого	447–453	II / III	120–250	H, Г	



Окончание табл. 7

Тект. элемент	Скважина	Свита/пачка, горизонт		n	Глубина, м	C _{орг} , %	S ₁		S ₂	Качество НМП	T _{max} , °C	Тип керосена	Н, мг УВ/г C _{орг}	Генерируемые продукты
		мг УВ/г породы												
ЮБМ	Южно-Кальчинская 90	ЛВ	Тюменская	13	2910–2970	1,6–2,3	0,2–0,6	1,9–2,9	Невысокое	438–454	III	100–155	Г	
	Кальчинская 62			4	3056–3078	1–4	0,1–0,25	1,5–3	Невысокое	443–446	III	75–110	Г	
	Уватская 2	В	2	2888–2960	2–3	0,5–1,5	2–12	Невысокое/умеренное	431–439	III	70–200	Г		
	Уватская 3		1	2827–2834	2,8–3,0	0,3–0,4	1,8–2,0	Бедное	435–436	III	65–70	Г		
ТТ	Северо-Кальчинская 54	Радомирская пачка	18	3169–3191	2–10	0,2–0,6	2–5, до 12	Невысокое/умеренное	444–452	III	70–130	Г		
	Западно-Фроловская 61		1	3005–3012	8–8,2	1–2	7–7,5	Умеренное/богатое	450–451	III	85–88	Г		
	Западно-Фроловская 63		1	2937–2950	4–4,5	0,4–0,5	1,8–2,0	Невысокое	445–446	IV	45–50	–		
ЮБМ	Кальчинская 62	Тогурская пачка	2	3106–3115	1,0–2,0	0,12–0,19	1,0–3,5	Невысокое	440–446	III	100–190	Г		
	Северо-Кальчинская 54		3	3200–3205,5	1,8–5,5	0,11–1,12	1,5–10,5	Невысокое/умеренное	443–449	III	85–200	Г		
ХМК	Северо-Тюмская 16	Тогурская пачка	1	3097–3100	9–9,5	1–1,5	20–23	Умеренное/богатое	433–435	II / III	240–246	Н, Г		
ТК	Фроловская 50		1	3287–3300	8–9	1,85–2,0	15–16	Богатое	450–451	III	179–180	Г		

Примечания. Тектонические элементы: ВСМ – Верхнесалымский мегавал, ЮБМ – Южная Бортовая моноклинал, ЗВ – Зимний вал, ЭВ – Эргинский вал, ТТ – Ташинская терраса, ТК – Тундринская котловина, ХМК – Ханты-Мансийская котловина; горизонт: ЛВ – леонтьевский + вымский, В – вымский; n – количество определений; генерируемые продукты: Н – нефть, Г – газ.

Рис. 9. Перспективные зоны, связанные со среднеюрским НГК (пласты Ю₂₋₄)

Скважины: 1 – поисково-разведочные, 2 – разведочные, 3 – эксплуатационные; 4 – изогипсы, м; 5 – территория исследований; 6 – линия выклинивания тогурской пачки по данным сейсмоки 2D (ОАО «ЦГЭ», 2004–2008 г.); скважины с наибольшими дебитами нефти, полученными из пластов Ю₂₋₄, м³/сут: 7 – 0–3, 8 – 3–5, 9 – 5–10, 10 – >10; 11 – приток пластовой воды, 12 – притока не получено, 13 – нет испытания; контуры залежей с запасами категории С₁ в пластах: 14 – Ю₂, 15 – Ю₃, 16 – Ю₄; контуры залежей с запасами категории С₂ в пластах: 17 – Ю₂, 18 – Ю₃, 19 – Ю₄; 20 – перспективные зоны на обнаружение ловушек в пластах Ю₂₋₄; площади: В – Варягская, ВЛ – Верхнелумкойская, ЗЛ – Западно-Лумкойская, КОМ – Комариная, СК – Северо-Комариная, ЮВ – Южно-Варягская, ЮН – Южно-Нюрымская, НЛ – Нижнелумкойская

пород, указывающая на способность ОВ к генерации нефти и газа в потенциальных нефтематеринских породах на территории исследования.

В составе *горелой свиты* нижнеюрского возраста (J₁) потенциально нефтематеринскими породами являются **аргиллиты тогурской пачки** в разрезе скважин Северо-Тюмской 15 и Фроловской 50. Аргиллиты характеризуются умеренным и богатым нефтематеринским потенциалом, отличаются средними и высокими содержаниями геохимических показателей: C_{орг} = 8,0–9,5 %, S₁ = 1–2 мг/г, S₂ = 15–23 мг/г, водородный индекс (НИ) = 240–250 мг УВ/г C_{орг}, тип керогена II/III, что указывает на то, что ОВ пород пачки, в частности на Северо-Тюмской площади, способно генерировать нефть и газ (см. табл. 7).

Аргиллиты радомской пачки выделяются в кровельной части *горелой свиты* среднеюрского возраста (J_{2a}). Пачка сформировалась в зонах депрессий и также может являться потенциально нефтематеринской. Она изучена по керну Западно-Фроловской скв. 61. Слагающие ее породы характеризуются умеренным и хорошим нефтематеринским потенциалом и высокими значениями геохимических показателей: C_{орг} = 8–8,2 %, S₁ = 1–2 мг/г, S₂ = 7–7,5 мг/г, тип керогена – III (см. табл. 7).

Тюменская свита выделяется в объеме *вымского, леонтьевского и малышевского горизонтов* [13]. Потенциально нефтематеринскими в ее составе, по данным [1], могут быть аргиллиты малышевского горизонта на Западно-Фроловской площади, а также и леонтьевского, и вымского горизонтов [1], где породы, лишенные угленосности, характеризуются нефтематеринским потенциалом от невысокого и умеренного до высокого и отличаются повышенными значениями геохимических показателей: C_{орг} = 1–7 %, S₁ = 0,5–1,5 мг/г, S₂ = 2–20 мг/г. Тип керогена – II/III указывает на то, что ОВ этих пород также способно генерировать нефть и газ. Об их достаточно высоком качестве как потенциально нефтематеринских можно судить и по водородному индексу (НИ) 230–250 мг УВ/г C_{орг} (см. табл. 7).

Выводы

На основании изучения геолого-геофизического материала и литолого-петрофизического анализа керн установлено, что пласты Ю₂₋₄ представляют собой сложно построенные резервуары, сравнительно плохо проницаемые как в вертикальном, так и в латеральном направлениях. Их сложное

геологическое строение и литологическая неоднородность осложняют поисковые работы. Обширная трансгрессия моря с севера в батское время привела к формированию на территории Иртыш-Демьянского междуречья мелководно- и прибрежно-морских отложений пластов Ю₂₋₃ [11], накопление которых происходило на склонах подводных поднятий IV порядка (Варягского, Маловарягского и др.). Своды этих поднятий размывались и разрушались морскими волнениями и течениями, в результате чего алеврито-песчаный материал переотлагался и накапливался на склонах поднятий, а более крупный – отлагался в нижней части склонов. Это, безусловно, благоприятствовало формированию ловушек структурного и структурно-литологического типов на склонах подводных поднятий [12, 15].

Комплексный анализ геолого-геофизических, литологических и геохимических данных показал, что в нижне-среднеюрском разрезе изучаемой территории выделяются следующие потенциальные нефтематеринские толщи:

1. Тогурская пачка нижнеюрского возраста (J_{1t}), распространенная локально на территории исследования в депрессионных зонах с выклиниванием на локальных поднятиях IV порядка.

2. Радомская пачка среднеюрского возраста (J_{2a}), которая сформировалась в зонах депрессий.

3. Прослой аргиллитов в составе отложений малышевского, леонтьевского и вымского горизонтов.

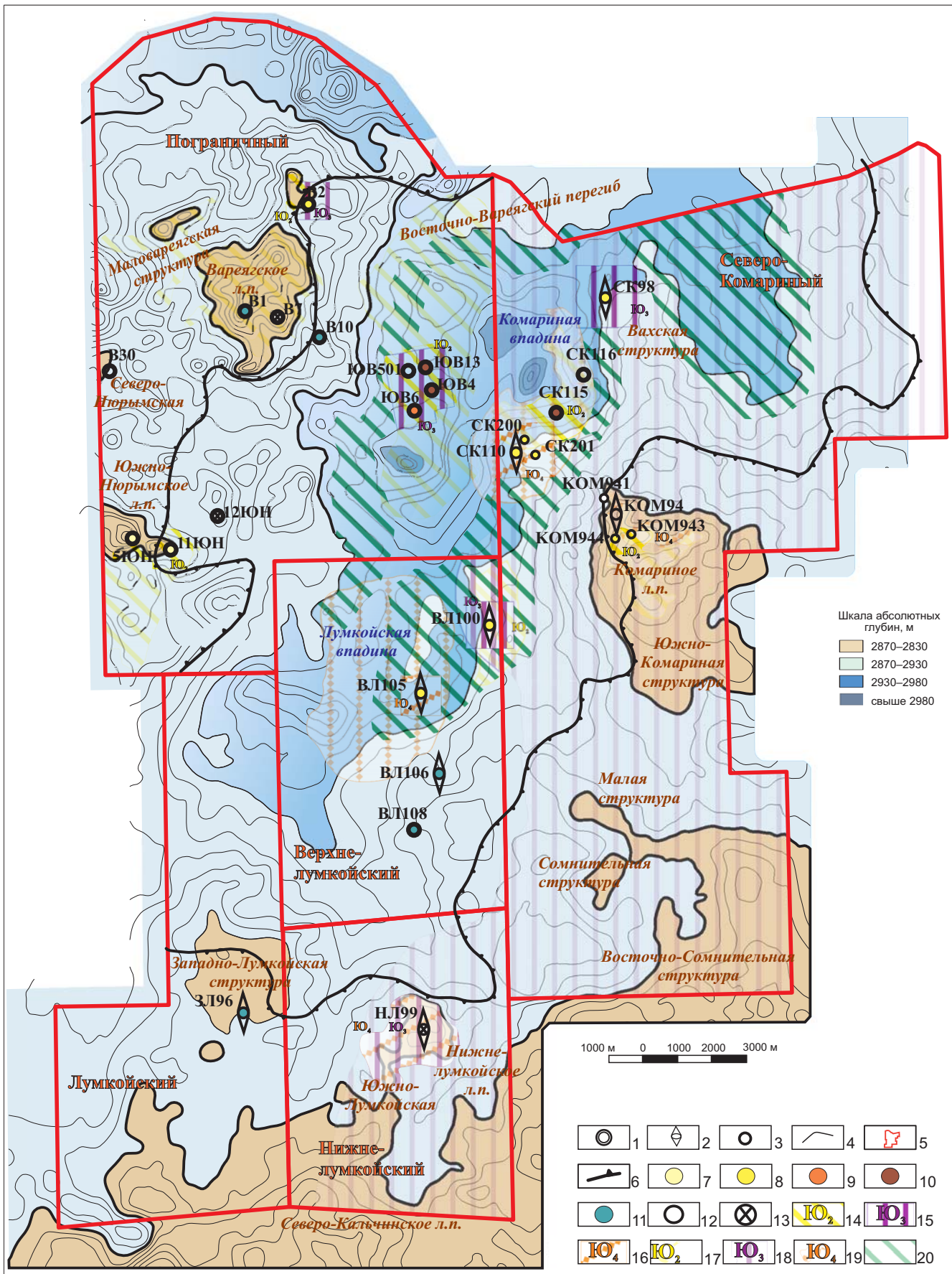
В пластах Ю₂₋₄ открыты залежи нефти в ловушках трех типов: структурных, структурно-литологических и литологических (рис. 8). Перспективы обнаружения новых залежей нефти обусловлены размерами ловушки, степенью нефтегенерационного потенциала, а также наличием зон трещиноватости, которые способствуют миграции углеводородов от нефтематеринских пород к ловушкам, способным их вмещать.

По степени перспективности для формирования скоплений УВ можно выделить зоны двух типов:

– I типа, наиболее перспективные, в пределах которых развиты преимущественно структурно-литологические и литологические ловушки;

– II типа, менее перспективные, где развиты главным образом ловушки структурного типа.

Наиболее благоприятными для формирования структурно-литологических и литологических ловушек в верхнебайос-батских отложениях являются депрессионные зоны, расположенные между локальными поднятиями (л. п.) IV порядка (Кома-



риное, Варягское, Нижнелумжойское). Наиболее перспективная Комариная впадина расположена в благоприятных геологических условиях одновременно между двумя местными источниками сноса

(Варягское и Комариное л. п.). Мощности пластов Ю₂₋₄ максимальны во впадинах (до 120 м), на сводах локальных поднятий они сокращаются (до 80–90 м). Не менее перспективна Лумжойская впадина, кото-



рая расположена в геологических условиях, схожих с таковыми в Комариной впадине (рис. 9). Хотя она значительно удалена от местных источников сноса, в ней также прослеживается тогурская пачка, мощность которой достигает 16 м (скв. 105). Залежи литологического и структурно-литологического типа, открытые в Комариной и Лумкойской впадинах, составляют 80 % от общей суммы извлекаемых запасов УВ на исследуемых участках и считаются крупными. На Северо-Комарином участке в скважинах 115, 110, 200, 201, пробуренных в Комариной впадине, открыты две залежи в пластах Ю₂ и Ю₄, в пределах Верхнелумкойского участка в Лумкойской впадине – две залежи в пластах Ю₃ (скв. 100) и Ю₄ (скв. 105) аналогичного типа. В скважинах южной части Верхнелумкойского ЛУ, несмотря на большое количество прямых признаков нефтепроявлений в керне (скв. 106, 108) и непромышленные притоки УВ, промышленные залежи не открыты. В пределах этих впадин четко прослеживается тогурская пачка, которая является потенциально нефтематеринской для продуктивных пластов Ю₂₋₄.

Ловушки структурного типа характерны для малоамплитудных локальных поднятий (Южно-Нюрымское поднятие) и структурных носов (Вахская структура). Варягской скв. 2, пробуренной на северном структурном носе одноименного поднятия, открыта залежь в пласте Ю₂₋₃; Южно-Нюрымской скв. 5 на южном обрамлении Южно-Нюрымского поднятия – залежь в пласте Ю₂; Северо-Комариной скв. 98 на Вахской структуре – залежь в пласте Ю₃. На Северо-Комарином участке недр в куполе Комариного л. п. открыты две залежи структурного типа в пластах Ю₂ и Ю₄ (см. рис. 9). Запасы УВ в залежах, открытых на структурных носах, составляют 14 % от общей суммы извлекаемых запасов на территории исследования, на локальных поднятиях – 6 %. На малоамплитудных поднятиях и структурных носах потенциальная нефтематеринская тогурская пачка прослеживается с сокращением мощности до 13 м на Вахской структуре в Северо-Комариной скв. 98 и до 10 м на западном структурном носе Комариного поднятия в Верхнелумкойской скв. 100, в то время как максимальная мощность тогурской пачки на территории исследований составляет 20 м (Южно-Варягская, Северо-Комариная площадь).

Перспективы доразведки скоплений УВ на территории Иртыш-Демьянского междуречья связаны в первую очередь с продуктивными нефтегазонасными пластами позднебайос-батского возраста (пласты Ю₂₋₄). Наибольшее количество крупных залежей структурно-литологического и литологического типа тяготеет к пониженным участкам дна мелководно-морского бассейна, расположенным в непосредственной близости от местных источников сноса – локальных поднятий IV порядка (Варягского, Комариного и др.), и к областям развития тогурской пачки повышенной мощности – до 20 м (см. рис. 9). Предположительно именно в подобных

геологических условиях можно ожидать развития не менее двух-трех продуктивных пластов в верхнебайос-батских отложениях.

Таким образом, дальнейшие перспективы поисков новых ловушек УВ в пластах Ю₂₋₄ на территории Иртыш-Демьянского междуречья связаны в основном с депрессионными зонами мелководно-морского бассейна, примыкающими к склонам высокоамплитудных локальных поднятий IV порядка и к их структурным носам, которые при наличии надежной покрывки представляют собой наибольший нефтегазопроисловый интерес.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Бостриков О. И., Ларичев А. И., Фомищев А. С.** Геохимические аспекты изучения ниже-среднеюрских отложений Западно-Сибирской плиты в связи с оценкой их УВ потенциала // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2011. – Т. 6, № 3. – Точка доступа: http://www.ngtp.ru/rub/1/31_2011.pdf.
2. **Выделение** зон порово-трещинных коллекторов для интервалов пластов ЮС₂–ЮС₄ / З. Я. Сердюк, Л. Д. Слепокурова, С. Н. Смолин, Г. М. Митрофанов // Геофизика. – 2006. – Специальный выпуск. – С. 71–73.
3. **Геология** нефти и газа Западной Сибири / А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. – М.: Недра, 1975. – 679 с.
4. **Глинистые** минералы как показатели условий литогенеза / Е. П. Акульшина, Ю. В. Давыдов, Г. М. Писарева и др. // Тр. ИГИГ СО АН СССР. – 1976. – Вып. 233. – 191 с.
5. **Гурари Ф. Г., Гавриков В. А., Пустыльников В. А.** Продуктивные пласты юры Демьянского района // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. – С. 32–40.
6. **Гурари Ф. Г., Предтеченская Е. А., Зайцев С. П.** Особенности формирования, размещения и перспективы нефтеносности среднеюрских песчаных пластов в Демьянском районе (Западная Сибирь) // Матер. 3-го Всерос. литол. совещ. «Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия». – М.: МГУ, 2003. – С. 332–336.
7. **Дегенс Э. Т.** Геохимия осадочных образований: пер. с англ. – М.: Мир, 1967. – 300 с.
8. **Литология** и геохимия нефтегазонасных областей Сибири / под ред. Т. Ф. Антоновой, А. С. Кащенко // Тр. СНИИГГиМС. – 1974. – Вып. 193. – 94 с.
9. **Мазур В. В.** Нефтегазоносность пород ленокского яруса восточной части Иркутского амфитеатра: автореф. дис. ... к. г.-м. н. – Иркутск, 1967. – 23 с.
10. **Особенности** литогенеза угленосных отложений / под ред. А. В. Ивановской. – Л.: ВНИГРИ, 1987. – 123 с.
11. **Палеогеография** Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде / А. Э. Конторович



вич, В. А. Конторович, С. В. Рыжкова и др. // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 8. – С. 972–1012.

12. **Предтеченская Е. А., Сердюк З. Я., Бубнова Е. С.** Вещественный состав, коллекторские свойства и условия формирования среднеюрских продуктивных пластов Иртыш-Демьянского междуречья (Западная Сибирь) / Матер. 11-го Уральско-литолог. совещ. «Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их минерагения». – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. – С. 210–214.

13. **Решение** 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири / ред. Ф. Г. Гурари, Н. К. Могучева, Б. Н. Шурыгин и др. – Новосибирск: СНИИГиМС, 2004. – 114 с.

14. **Тектоническая** карта Западно-Сибирской плиты масштаба 1:1 000 000 / под ред. В. И. Шпильмана, Н. И. Змановского, Л. Л. Подсосовой // Геопортал Югра. Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В. И. Шпильмана. – Тюмень, 1998. – Точка доступа: <https://maps.crru.ru/smmaps/cmViewer.php>.

15. **Тектоно-седиментационная** модель формирования структурно-литологических и структурно-стратиграфических ловушек и залежей углеводородов в юрском формационном комплексе / З. Я. Сердюк, Л. Д. Слепокурова, Л. И. Зубарева и др. // Горные ведомости. – 2005. – № 5 (12). – С. 24–39.

16. **Ханин А. А.** Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. – М.: Недра, 1969. – 368 с.

17. **Эрнст В.** Геохимический анализ фаций: пер. с англ. – Л.: Недра, 1976. – 126 с.

18. **Peters K. E., Walters C. C., Moldowan J. M.** The biomarker Guide. Second Edition // Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History. – Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 2005. – 1155 p.

19. **Ulmishek G. F.** Petroleum Geology and Resources of the West Siberian Basin, Russia // U.S. Geological Survey Bulletin, 2201-G, U.S. Geological Survey. – Reston, Virginia, 2003. – 53 p.

REFERENCES

1. Bostrikov O.I., Larichev A.I., Fomichev A.S. [Geochemical aspects of studying the Lower Middle Jurassic deposits of the West Siberian Plate in connection with the assessment of their hydrocarbon potential]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 2011, vol. 6, no. 3. Available at: http://www.ngtp.ru/rub/1/31_2011.pdf. (In Russ.).

2. Serdyuk Z.Ya., Slepokurova L.D., Smolin S.N., Mitrofanov G.M. [Identification of zones of pore-fractured reservoirs for YuS-2 – YuS-4 bed intervals]. *Geofizika*, 2006, special issue, pp. 71–73. (In Russ.).

3. Kontorovich A.E., Nesterov I.I., Salmanov F.K., et al. *Geologiya nefi i gasa* [Oil and gas geology of Western Siberia]. Moscow, Nedra Publ., 1975. 679 p. (In Russ.).

4. Akulshina E.P., Davydov Yu.V., Pisareva G.M., et al. *Glinistye mineraly kak pokazateli usloviy litogeneza* [Clay minerals as indicators of lithogenesis conditions]. *Trudy IGIG SO AN SSSR*, issue 233, 1976. 191 p. (In Russ.).

5. Gurari F.G., Gavrikov V.A., Pustynnikov V.A. [Jurassic productive strata of the Demyansk District]. *Geologiya i neftegazonosnost' trias-sredneyurskikh otlozheniy Zapadnoy Sibiri* [Geology and petroleum potential of the Triassic – Middle Jurassic deposits of West Siberia]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 1991, pp. 32–40. (In Russ.).

6. Gurari F.G., Predtechenskaya Ye.A., Zaitsev S.P. [Features of the formation, location and oil prospects of the Middle Jurassic sand formations in the Demyansk District (West Siberia)]. *Mater. 3-go Vseros. litologich. soveshch. «Geneticheskiy formatsionnyy analiz osadochnykh kompleksov fanerozoia i dokembriya»* [Proc. 3rd All-Russian lithologic conference “Genetic formation analysis of sedimentary complexes of Phanerozoic and Precambrian”]. Moscow, MSU Publ., 2003, pp. 332–336. (In Russ.).

7. Degens E.T. *Geochemistry of sediments: brief survey*. Prentice Hall, 1965. 342 p. (Rus. eds. N.B. Vas-soevich, A.A. Kartsev. *Geokhimiya osadochnykh obrazovaniy*. Moscow, Mir Publ., 1967. 300 p.).

8. Antonova T.F., Kashchenko A.S., eds. *Litologiya i geokhimiya neftegazonosnykh oblastey Sibiri* [Lithology and geochemistry of oil and gas regions of Siberia]. *Trudy SNIIGiMS* [Proc. SNIIGiMS], 1974, issue 193, 94 p. (In Russ.).

9. Mazur V.V. *Neftegazonosnost' porod lenskogo yarusa vostochnoy chasti Irkutskogo amfiteatra. Avtoref. kand. diss.* [Oil and gas bearing rocks of the Lena Stage of the eastern part of the Irkutsk amphitheater. Author's abstract of PhD thesis]. Irkutsk, 1967. 23 p. (In Russ.).

10. Ivanovskaya A.V., ed. *Osobennosti litogeneza uglensnykh otlozheniy* [Lithogenesis features of coal deposits]. Leningrad, VNIGRI Publ., 1987. 123 p. (In Russ.).

11. Kontorovich A.E., Kontorovich V.A., Ryzhkova S.V., et al. Jurassic paleogeography of the West Siberian sedimentary basin. *Russian Geology and Geophysics*, 2013, vol. 54, no. 8, pp. 747–779.

12. Predtechenskaya Ye.A., Serdyuk Z. Ya., Bubnova Ye.S. [Material composition, reservoir properties and formation conditions of the Middle Jurassic productive strata of the Irtysh-Demyanka interfluvium (West Siberia)]. *Materialy 11 Ural'skogo litologicheskogo soveshchaniya «Osadochnye komplekсы Urala i prilozhashchikh regionov i ikh minerageniya»* [Proceedings of the 11th Ural lithological meeting “Sedimentary complexes of the Urals and adjacent regions and their mineralogy”]. Ekaterinburg, IGG UB RAS Publ., 2016, pp. 210–214. (In Russ.).

13. **Resheniye 6-go Mezhdedomstvennogo stratigraficheskogo soveshchaniya po rassmotreniyu i prinyatiyu utochnennykh stratigraficheskikh skhem mezozoyskikh otlozheniy Zapadnoy Sibiri** [Decisions of the 6th Interdepartmental Stratigraphic Meeting on the review and adoption of updated stratigraphic charts of



the Mesozoic sediments of West Siberia]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2004. 114 p. (In Russ.).

14. Shpilman V.I., Zmanovsky N.I., Podsova L.L., eds. *Tektonicheskaya karta Zapadno-Sibirskoy plity masshtaba 1:1000000* [Tectonic map of the West Siberian Plate at a scale of 1:1,000,000]. *Geoportal Yugra. Nauchno-analiticheskiy tsentr ratsional'nogo nedropol'zovaniya im. V.I. Shpil'mana* [Geoportal Yugra. V.I. Shpilman Scientific-analytical center of rational subsoil use]. Tyumen, 1998. Available at: <https://maps.crru.ru/smmaps/cmViewer.php>. (In Russ.).

15. Serdyuk Z.Ya., Slepokurova L.D., Zubareva L.I., et al. [Tectonic-sedimentation model of the formation of structural-lithological and structural-stratigraphic traps and hydrocarbon deposits in the Jurassic formation complex]. *Gornye vedomosti*. Tyumen, SibNATs Publ., 2005, no. 5 (12), pp. 24–39. (In Russ.).

16. Khanin A.A. *Porody-kollektory nefti i gaza i ikh izuchenie* [Oil and gas reservoir rocks and their study]. Moscow, Nedra Publ., 1969. 368 p. (In Russ.).

17. Verner E. *Geochemical facies analysis*. New York, Elsevier Publishing Company Amsterdam (London), 1970. (Russ. ed.: Gramberg I.S., ed. *Geokhimicheskiy analiz fatsiy*. Leningrad, Nedra Publ., 1976. 126 p.).

18. Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. *The biomarker Guide. Second Edition. Biomarkers and Isotopes in the Environment and Human History*. Cambridge, U.K., Cambridge University Press, 2005. 1155 p.

19. Ulmishok G.F. *Petroleum Geology and Resources of the West Siberian Basin, Russia. U.S. Geological Survey Bulletin, 2201-G*, U.S. Geological Survey. Reston, Virginia, 2003. 53 p.

© Е. С. Таффарель, З.Я. Сердюк,
Е. А. Предтеченская, 2019



АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ПАЛЕОСИСТЕМЫ МАЛЫШЕВСКОГО ГОРИЗОНТА ЮЖНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА – ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ ФАКТОР РАСПРОСТРАНЕНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ С ЗАЛЕЖАМИ НЕФТИ «ШНУРКОВОГО» ТИПА

В. А. Казаненков

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Приведен краткий обзор истории изучения нефтегазоносности аллювиальных палеосистем в разновозрастных отложениях осадочных бассейнов мира, в том числе России, и отложениях юры Западной Сибири. На основе анализа выполненных в начале 2000-х гг. палеогеографических реконструкций и результатов поисковых работ на нефть и газ, полученных за последние 15 лет в Уватском районе юга Тюменской области показана приуроченность выявленных залежей нефти в пластах Ю₂–Ю₄ верхнетюменской под-свиты к русловым палеосистемам малышевского времени. Намечены перспективные участки для поиска новых скоплений углеводородов в отложениях континентального генезиса позднебайос-батского возраста в южных районах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Ключевые слова: *Западная Сибирь, Уватский район, малышевский горизонт, тюменская свита, пласты Ю₂–Ю₄, палеогеография, залежи углеводородов.*

ALLUVIAL PALEOSYSTEMS OF THE MALYSHEVSKY HORIZON OF THE SOUTHERN AREAS OF THE WEST-SIBERIAN SEDIMENTARY BASIN – A DETERMINING FACTOR FOR THE DISTRIBUTION OF OIL RESERVOIRS OF THE SHOESTRING TYPE

V. A. Kazanenkov

A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

A brief review of the history of studying oil and gas potential of alluvial paleosystems in sediments of different ages in the world, Russia and Jurassic deposits in West Siberia, in particular, is given. Based on the analysis of paleogeographic reconstructions performed in the early 2000s and the results of oil and gas exploration in the Uvat District of the south of the Tyumen Region obtained in the 21st century, we show the confinement of the identified oil deposits in the Yu₂–Yu₄ beds of the Verkhnetyumenskaya Subformation to the channel paleosystems of the Malyshevian Era. Prospects have been outlined to search for new hydrocarbon accumulations in the deposits of the continental genesis of the Late Bajocian – Bathonian age in the southern regions of the West Siberian petroleum province.

Keywords: *West Siberia, Uvat District, Malyshevsky Horizon, Tyumenskaya Formation, beds Yu₂–Yu₄, paleogeography, hydrocarbon deposits.*

DOI 10.20403/2078-0575-2019-4-59-66

Практика – критерий истины.

К. Маркс

История вопроса нефтегазоносности аллювиальных палеосистем

Впервые приуроченность нефтяных залежей к русловым песчаникам была установлена И. М. Губкиным в Майкопском нефтеносном районе Кубани. На основе детального изучения строения разрезов скважин и структурных построений по кровле эрозионной поверхности «фораминиферовых слоев» палеоцена и эоцена он выявил закономерности распространения коллекторов майкопской свиты Нефтяно-Ширванского месторождения нефти. Это позволило ему сделать вывод о формировании песчаных тел, слагающих нефтенасыщенный коллектор, в русловых обстановках [7, 8].

Открытый И. М. Губкиным новый тип залежей в дальнейшем предопределил широкомасштабные поиски скоплений углеводородов не только в «клас-

сических» коллекторах морского и прибрежно-морского генезиса, имеющих площадное распространение, но и в линейно вытянутых песчаных телах (линзах), сформировавшихся в континентальных и аллювиальных обстановках осадконакопления. Этот тип залежей углеводородов получил в специализированной литературе название рукавообразных, или шнурковых (shoestring fields).

За более чем вековой период после открытия И. М. Губкиным залежи нефти и газа в песчаных коллекторах русловых фаций обнаружены во многих нефтегазоносных бассейнах (НГБ) мира: в Северной и Южной Америке, Северном море, Австралии, Индии, Китае, Узбекистане, Казахстане, Азербайджане и др. [1, 3, 4, 13–15, 28, 30, 33, 36, 37]. В России подобные залежи в отложениях древних погребенных речных долин выявлены в Северо-Кавказком, Волго-Уральском, Западно-Сибирском и Тимано-Печорском



НГБ [2, 5, 10, 12, 18, 19, 21, 22, 24, 25, 31, 34]. Отмечено, что стратиграфический интервал нефтегазоносных палеоаллювиальных отложений во всех бассейнах мира ограничивается девоном – неогеном. Самые древние коллекторы руслового генезиса (поздний девон) нефтеносны на ряде месторождений в Волго-Уральском и Предаппалачском НГБ, а самые молодые (миоцен) – в Оринокском и Северо-Китайском НГБ. Из мировой практики разведочных работ следует, что залежи, приуроченные к русловым песчаникам, главной особенностью которых является ограниченное распространение, как правило, содержат незначительные запасы углеводородов.

Нефтегазоносность аллювиальных палеосистем юры в Западной Сибири

Одним из первых о наличии залежей «шнуркового» типа в Западно-Сибирском НГБ писал Ю. Н. Карогодин еще в 1966 г. [12]. Спустя 10 лет это научное предположение подтвердилось открытием в Красноленинском нефтегазоносном районе (НГР) на Талинской площади крупного по запасам месторождения нефти в песчано-гравелитовых пластах ЮК₁₀ и ЮК₁₁ аллювиальных отложений нижней юры. Позднее, во второй половине 1990-х гг., по результатам комплексного анализа большого объема фактического геологического и геохимического материала была выделена гигантская Талинская зона нефтегазонакопления. Модель ее геологического строения используется как эталон неантиклинальных залежей углеводородов в континентальных отложениях Западно-Сибирского осадочного мегабассейна [5, 6].

В настоящее время наибольшее количество залежей нефти, приуроченных к коллекторам аллювиального генезиса (в сравнении с залегающими ниже и выше комплексами пород), выявлено в среднеюрском разрезе осадочного чехла. Они расположены преимущественно в юго-западных, южных и юго-восточных районах Западно-Сибирского НГБ.

По результатам поисково-разведочных работ наибольшее значение в нефтегазоносности средней юры имеет пласт Ю₂ батского возраста, общая площадь продуктивности которого в Западной Сибири в настоящее время является самой большой – почти 1,6 млн км².

После открытий в 1970-х – начале 1980-х гг. в Широком Приобье многочисленных залежей нефти в этом пласте уже в первых публикациях была отражена региональная особенность их размещения в рукавообразных зонах, приуроченных к аллювиальным палеосистемам [16, 18, 19].

На территории Красноленинского свода распространение песчаных тел полосовидной формы, которые сформировались в руслах рек байос-батского возраста, охарактеризовано в работах [17, 20].

На юго-востоке Западной Сибири залежи нефти и газа, приуроченные к рукавообразным ловушкам в разрезе байоса – бата, выявлены на Калиновом, Нижнетабаганском и Останинском месторождениях [2].

Результаты палеогеографических реконструкций, выполненных для определения литофациальной природы высокоперспективных юрских терригенных отложений в Уватском районе, Сургутском и Красноленинском сводах, приведены в работе [11]. В районе группы Тайлаковских месторождений (юг ХМАО) распространение нефтеносных русловых песчаников горизонтов Ю₂ и Ю₃ показано в публикации [25].

При анализе региональных закономерностей размещения залежей углеводородов в средней юре и количественной характеристики содержащихся в них запасов отчетливо выделяется «среднеюрский» пояс нефтегазонакопления, в котором основные запасы УВ приурочены к пластам Ю₂–Ю₄ малышевского горизонта с коллекторами преимущественно континентального генезиса. Пояс прослеживается вдоль южных, юго-западных и западных районов провинции и охватывает южные районы Васюганской, северные районы Каймысовской, южные районы Фроловской, Красноленинскую НГО, Уватский район юга Тюменской области и центральную часть Приуральской НГО.

В Уватском районе, благодаря резкому увеличению объема геолого-разведочных работ с середины 2000-х гг. (Уватский проект), в батском резервуаре открыто более 80 залежей нефти на 30 месторождениях. Содержащиеся в них извлекаемые запасы более чем в 2 раза превышают запасы в залежах верхней юры и нижнего мела вместе взятых, обнаруженных на этой территории за тот же период.

Целью настоящей работы является анализ палеогеографического контроля выявленных в Уватском районе залежей нефти в средней юре.

Палеогеографические обстановки осадконакопления в батском веке в южных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна

В начале XXI в. по инициативе акад. А. Э. Которовича в ИНГГ СО РАН были начаты систематические исследования по реконструкции палеогеографических обстановок осадконакопления на время формирования отложений регионального нефтегазоносного горизонта Ю₂ батского возраста [21, 27, 31], намечены основы комплексной методики исследования. Руководить этими работами поручили автору.

Методика исследования базировалась на комплексировании результатов детального седиментологического изучения керна и фациальной интерпретации материалов геофизических исследований скважин (ГИС). При определении обстановок седиментации по ГИС в разрезах скважин с керна за основу принимались результаты литолого-фациальных реконструкций. При выработке методических подходов к определению обстановок по ГИС в качестве эталонных принимались скважины с керна [27, 31]. Обнаружение в керне единичных скважин макро- и микрофауны в прикровельной части горизонта Ю₂ (ниже разреза пахомовской пачки) привело к необходимости разделения его условно на три слоя (ниж-



няя, средняя и верхняя части разреза), для каждого из которых была построена отдельная палеогеографическая карта, отражающая обстановки осадконакопления в начале, середине и конце времени накопления отложений горизонта Ю₂. Впервые эти карты в м-бе 1:1 000 000 на территорию центральных и южных районов Западной Сибири были опубликованы в 2005 г. [27], а позднее использовались при построении палеогеографической схемы Западной Сибири (батский век) в 2013 г. [26]. Необходимо подчеркнуть, что из-за слабой изученности южных районов глубоким бурением построение карт тогда базировалось на ограниченном фактическом материале. Однако результаты фациальной интерпретации даже небольшого объема материалов ГИС позволили выделить в южных районах Западно-Сибирского осадочного бассейна наиболее крупные речные палеосистемы батского века, которые сформировались в раннемалышевское время после байосской трансгрессии (леонтьевский горизонт).

Во время накопления осадков верхнетюменской подсвиты на современной территории Уватского района преимущественно существовала область континентального осадконакопления, в пределах которой большую часть площади занимала аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина. С северо-востока к ней примыкала аллювиально-озерно-болотная равнина, развитая в пониженных участках палеорельефа Мансийской синеклизы. Накопление осадков происходило в условиях гумидного, умеренно теплого климата. Необходимо отметить, что во время накопления осадков горизонтов Ю₄, Ю₃ и нижней части горизонта Ю₂ было несколько ингрессий моря, свидетельством которым являются находки макро-, микрофауны и микрофитопланктона в керне скважин в южных районах Западной Сибири [29, 35]. Эти находки приурочены, как правило, к пачкам глинистых пород, разделяющих песчаные пласты.

Основные источники сноса, которые поставляли обломочный материал в бассейн, находились в Центрально-Казахстанской складчатой системе каледонид на юге. Наряду с этим существовали и местные источники сноса, наиболее крупным из которых был Урненский выступ, сложенный изверженными породами преимущественно кислого состава [23, 32]. Меньшие по площади выступы фундамента находились в районе Густореченской площади и к юго-востоку от Тамаргинской. У подножий склонов этих выступов формировались пролювиальные отложения.

Согласно выполненным палеогеографическим реконструкциям в малышевское время определяющую роль в формировании высокочемких коллекторов играли речные палеосистемы. Одна из них была развита в центральной части исследуемой территории с главной рекой (назовем ее Палеотобол), которая протекала с юго-запада на северо-восток через Южно-Кальчинскую, Кальчинскую, Демьянскую, Северо-Демьянскую площади и далее в направлении Верхнесалымской. Водосборный бассейн реки на-

ходился на возвышенностях Центрально-Казахстанской складчатой системы.

Река Палеотобол имела два правых притока. Южный, условно названный Палеоиртышом, пересекал озерно-аллювиальную равнину в меридиональном направлении и в районе Северо-Демьянской площади, образуя широкую устьевую область, впадал в Палеотобол. Сделаю одно замечание. Возможно, в перспективе материалы по новым поисковым и разведочным скважинам позволят пересмотреть представление об сравнительной крупности Палеотобол и Палеоиртыша, но в 2005 г. описанная ситуация выглядела правдоподобной.

Северный приток назван по аналогии с современным положением русла р. Демьянка – Палеодемьянкой. Ее истоки находились предположительно к востоку от Западно-Пихтовой площади, в районе выступа фундамента, представленного гранитами. В верховье река текла с востока на запад, а затем, в районе Косухинской площади, резко меняла направление на северо-северо-западное. В низовьях река протекала по аллювиально-озерно-болотной равнине и впадала в р. Палеотобол в районе Гусеничной площади.

Вторая аллювиальная палеосистема была развита в восточной части исследуемой территории. Ее главной речной артерией была река, названная Палеоюган, протекавшая в меридиональном направлении. Русловые отложения батского резервуара, сформированные этой рекой, вскрыты скважинами на Верхнедемьянской, Лыхской, Ютымской площадях и севернее, на территории ХМАО, на Гавриковской, Тайлаковской. Река имела многочисленные левые притоки, которые формировались на северных и северо-восточных склонах Урненского выступа. Одновременно на юго-западных склонах этого выступа находились истоки ручьев и мелких рек, которые, сливаясь, образовывали правый приток р. Палеоиртыш.

Расположение рукавообразных зон палеорек, в пределах которых формировались осадки песчаных пластов Ю₂–Ю₄, приуроченных к русловым песчаникам малышевского горизонта, показано на рисунке. При этом надо иметь в виду, что вследствие равнинного рельефа реки были меандрирующего типа, поэтому строгого совпадения в плане песчаных тел пластов Ю₂, Ю₃ и Ю₄ быть не должно. Предполагается, что пересечение в плане речных аллювиальных образований пластов Ю₄, Ю₃, нижней и средней частей Ю₂ будут образовывать линейные зоны коллекторов с хорошими фильтрационно-емкостными свойствами, вытянутые вдоль палеодолин намеченных рек.

Нефтеносность аллювиальных палеосистем малышевского горизонта южных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна

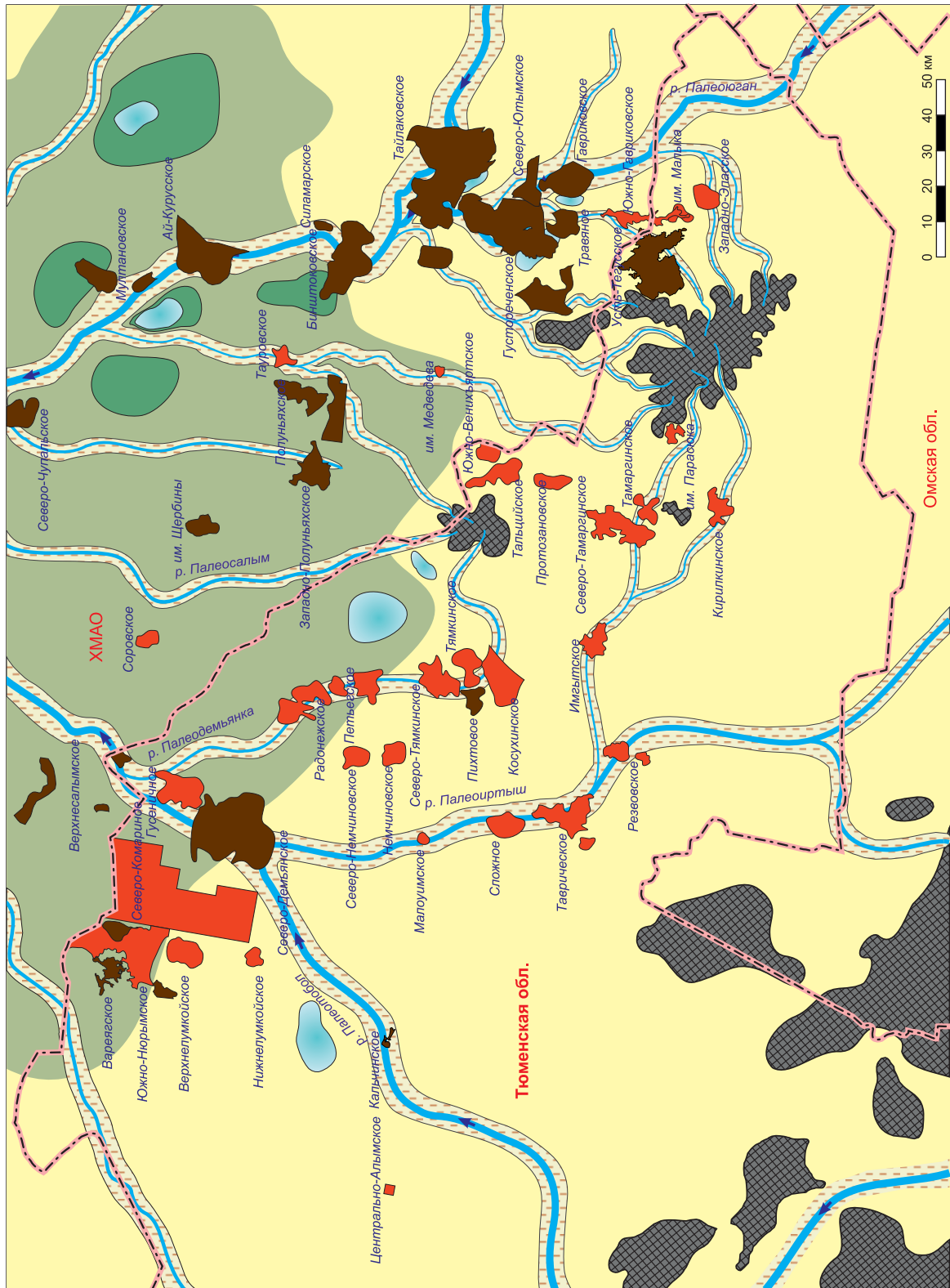
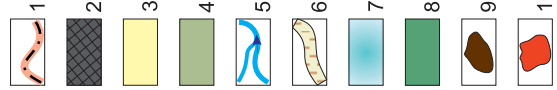
Анализ материалов по нефтеносности и палеогеографии позднебайосских – батских отложений Уватского района позволяет утверждать, что зале-



фрагмент палеогеографической карты центральных и южных районов Западно-Сибирского бассейна на время формирования нижней части горизонта Ю₂ (по [27] с дополнениями)

1 – административные границы; палеогеографические области; области размыта; 2 – денудационная суша; области континентального осадконакопления;

3 – аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина, 4 – аккумулятивная аллювиально-озерно-болотная равнина; палеоландшафтные элементы: 5 – русла, 6 – поймы, 7 – озера, 8 – болота; месторождения с залежами нефти в пластах Ю₂-Ю₄, открытые: 9 – до 2005 г, 10 – после 2005 г.





жи в пластах Ю₂–Ю₄ верхнетюменской подсвиты сформировались в коллекторах руслового генезиса. Региональными флюидоупорами для них служат перекрывающие глинистые толщи абалакской и баженновской свит на западе территории, а на востоке – глинистая толща нижневасюганской подсвиты.

Так, вдоль р. Палеодемьянка с востока на запад в виде цепочки прослеживаются Косухинское, Тямкинское, Пихтовое (с залежами в пластах Ю₃–Ю₄), Северо-Тямкинское (Ю₂–Ю₄), Петъегское (Ю₂–Ю₃) и Радонежское (Ю₂–Ю₄) месторождения. В устьевой зоне этой палеореки в пластах Ю₂–Ю₄ открыты залежи нефти на Гусеничном месторождении, в пласте Ю₂ – на Верхнесалымском. Вдоль р. Палеоиртыш с юга на север выявлены Резвовское (Ю₃–Ю₄), Таврическое (Ю₂–Ю₃), Сложное (Ю₂–Ю₄) и Малоуимское (Ю₂) месторождения. В устьевой зоне Палеоиртыша в пластах Ю₂–Ю₅ открыты залежи на Северо-Демьянском месторождении.

В русловых отложениях Палеотобола на Кальчинском месторождении открыты две залежи в пластах Ю₃ и Ю₄. Независимо и практически одновременно к такому же выводу пришли М. Н. Дещеня и И. О. Коровина [9]. На основе комплексного анализа скважинной информации и материалов сейсмических исследований 3D ими оконтурены участки распространения коллекторов пластов Ю₃, Ю₄ в виде узких полосовидных тел – «русловых каналов», в которых на Кальчинском месторождении установлена промышленная нефтеносность. В восточной части рассматриваемой территории в бассейне р. Палеоюган за последние 10 лет открыты месторождения Западно-Эпасское (Ю₃–Ю₄), им. А. Р. Малыка (Ю₂–Ю₄), Южно-Гавриковское (Ю₂–Ю₄), а севернее, в южных районах ХМАО, – им. Н. Я. Медведева (Ю₃–Ю₄) и Тауровское (Ю₂–Ю₃).

Таким образом, полученные более 10 лет назад результаты палеогеографических реконструкций на территории Уватского района юга Тюменской области подтверждены открытием серии месторождений с залежами нефти «шнуркового» типа в аллювиально-пролювиальных отложениях малышевского горизонта, которые расположены вдоль палеорусел и у подножий палеовозвышенностей, представленных выступами фундамента.

Выводы

Полученные результаты отражают закономерность размещения залежей нефти в русловых палеосистемах позднего байоса – бата и позволяют наметить территории для дальнейших поисковых работ, направление которых должно учитывать особенности развития ландшафтоформирующих элементов в малышевское время.

Результаты выполненного анализа могут послужить одним из аргументов для обоснования направлений поисковых работ, нацеленных на открытие новых залежей нефти в южных районах Западно-Сибирской НГП.

Так, наиболее интересной в плане поиска залежей углеводородов в среднеюрских континентальных отложениях предполагается территория, охватывающая низовья р. Палеодемьянка, между Гусеничным и Радонежским месторождениями. Также в качестве перспективных следует рассматривать площади, расположенные вдоль р. Палеоиртыш, в том числе и на территории Омской области, где в пластах Ю₂ и Ю₃ в настоящее время открыты мелкие по запасам залежи нефти на Прирахтовском и Тайтымском месторождениях.

На примере Северо-Демьянского и Гусеничного месторождений к перспективным объектам отнесены устьевые части притоков, где их русла впадают в более крупные реки. На территории ХМАО высока вероятность открытия залежей в русловых песчаниках верхнего байоса – бата р. Палеосалым.

Для оптимизации схем размещения поисковых и разведочных скважин необходимо выявление фациальной неоднородности разреза пластов Ю₂–Ю₄, которое может быть реализовано на основе комплексной интерпретации материалов сейсморазведки 3D и глубокого бурения с учетом результатов региональных палеогеографических реконструкций.

Работа выполнена в рамках программы ФНИ СО РАН (IX.131.1.) по проекту «Геология, условия формирования и закономерности размещения залежей углеводородов с трудно извлекаемыми запасами в Западно-Сибирском мегабассейне».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров А. А., Варенцов М. И., Бакиров Э. А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. – М.: Недра, 1971. – 544 с.
2. Белозеров В. Б., Даненберг Е. Е., Спольский Л. М. Картирование аллювиальных палеосистем средней юры при поисках залежей нефти шнуркового типа на юго-востоке Западно-Сибирской плиты // Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. – С. 111–119. – (Тр. СНИИГГиМС; вып. 275).
3. Буш Д. А. Стратиграфические ловушки в песчаниках. Методика исследований: пер. с англ., под ред. Н. А. Еременко. – М.: Мир, 1977. – 215 с.
4. Высоцкий И. В., Высоцкий В. И., Оленин В. Б. Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран: учеб пособие для вузов. Изд. 2-е, перераб. и доп. – М.: Недра, 1990. – 405 с.
5. Геология и условия формирования гигантской Талинской зоны газонефтенакопления в континентальных отложениях нижней юры (Западная Сибирь) / А. Э. Конторович, В. Е. Андрусевич, С. А. Афанасьев и др. // Геология и геофизика. – 1995. – № 6. – С. 5–28.
6. Геолого-геохимические критерии прогноза нефтегазоносности нижнеюрских аллювиальных отложений Западно-Сибирского бассейна / А. Э. Конторович, В. П. Данилова, Л. И. Егорова и др. // Докл. РАН. – 1998. – Т. 358, № 6. – С. 799–802.



7. **Губкин И. М.** К вопросу о геологическом строении средней части Нефтяно-Ширванского месторождения нефти // Тр. Геолкома. Нов. сер. – СПб., 1913. – Вып. 88. – 95 с.
8. **Губкин И. М.** Майкопский нефтеносный район. Нефтяно-Ширванская нефтеносная площадь // Тр. Геолкома. Нов. сер. – СПб., 1912. – Вып. 78. – 169 с.
9. **Дещеня М. Н., Коровина И. О.** Выделение русловых песчаных тел в среднеюрских пластах Ю₃₋₄ Кальчинского месторождения // Вестник нефтепользователя. – 2005. – № 15. – Точка доступа: <http://www.oilnews.ru/15-15>.
10. **Еременко Н. А.** Геология нефти и газа. – М.: Недра, 1968. – 385 с.
11. **Закономерности** формирования и размещения неструктурных ловушек в юрских отложениях центральной и южной частей Западно-Сибирской провинции / В. В. Шиманский, Н. В. Танинская, И. М. Кос, С. Ф. Хафизов // Горные ведомости. – 2005. – № 6. – С. 4–12.
12. **Карогодин Ю. Н.** О связи нефтегазоносности с палеореками (на примере Красноленинского района Западной Сибири) // Докл. АН СССР. – 1966. – Т. 170, № 4. – С. 908–911.
13. **Конибир Ч. Э. Б.** Палеогеоморфология нефтегазоносных песчаных тел: пер. с англ. и ред. М. М. Грачевского, Е. В. Кучерука. – М.: Недра, 1979. – 256 с.
14. **Леворсен А.** Геология нефти и газа / под ред. Н. Б. Вассоевича, М. К. Калинко. – М.: Мир, 1970. – 640 с.
15. **Ли Го Юй.** Геология нефти и газа Китая / ред. В. С. Вышемирский. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1992. – 37 с.
16. **Мкртчян О. М., Филина С. И.** Особенности строения пласта Ю₂ Западной Сибири и размещения в нем залежей нефти и газа // Геология нефти и газа. – 1985. – № 3. – С. 48–53.
17. **Мухер А. Г., Ясович Г. С.** Условия формирования и нефтеносность байос-батских отложений Красноленинского района // Критерии поисков и закономерности размещения залежей нефти и газа в центральных и северных районах Западной Сибири. – Тюмень, 1979. – С. 83–91. – (Тр. ЗапСибНИГНИ; вып. 145).
18. **Мясникова Г. П., Ясович Г. С.** Условия формирования пласта Ю₂ центральной части Западной Сибири в связи с поисками неантиклинальных залежей углеводородов // Критерии поисков неантиклинальных залежей углеводородов Западно-Сибирской провинции. – Тюмень, 1980. – С. 32–39. – (Тр. ЗапСибНИГНИ; вып. 156).
19. **Мясникова Г. П., Ясович Г. С., Змановская О. И.** Перспективы нефтегазоносности пласта Ю₂ тюменской свиты центральной части Западной Сибири // Основные направления геолого-разведочных работ. Тюмень, 1979. – С. 121–124. – (Тр. ЗапСибНИГНИ; вып. 140).
20. **Нежданов А. А., Огибенин В. В.** Зоны повышенной продуктивности в отложениях тюменской свиты Красноленинского свода // Геология нефти и газа. – 1982. – № 9. – С. 7–12.
21. **Обстановки** формирования коллекторов горизонтов Ю₂ в северо-восточной части Хантейской гемиянтеклизы (Западная Сибирь) / В. А. Казаненков, А. Ю. Попов, Л. Г. Вакуленко и др. // Геология нефти и газа. – 2009. – № 1. – С. 44–51.
22. **Опыт** моделирования рукавообразных залежей кыновского горизонта Нурского нефтяного месторождения / Г. З. Валеев, Р. Я. Адиев, А. А. Сергеев, Н. Н. Перминова // Нефтяное хозяйство. – 2005. – № 1. – С. 26–29.
23. **Палеогеологическая** карта / ред. В. С. Сурков // Атлас палеотектонических и палеогеологических карт Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (лист 2 – поздний триас), м-б 1:5 000 000. – СНИИГГиМС, 1995. – Точка доступа: <http://www.geokniga.org/maps/6334>. Atlas of paleotectonic and paleogeological-landscape maps of hydrocarbon provinces of Siberia.
24. **Палеогеографические** критерии перспектив нефтеносности колганской толщи Оренбургской области / Е. В. Загребельный, В. А. Космынин, Д. А. Кузьмин, В. В. Ананьев // Нефтяное хозяйство. – 2014. – № 1. – С. 20–25.
25. **Палеогеографический** контроль нефтеносности мальшевского горизонта группы Тайлаковских месторождений (Западная Сибирь) / В. А. Казаненков, П. А. Ян, Л. Г. Вакуленко, А. Ю. Попов // Геология нефти и газа. – 2019. – № 3. – С. 115–125.
26. **Палеогеография** Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде / А. Э. Конторович, В. А. Конторович, С. В. Рыжкова и др. // Геология и геофизика. – 2013. – № 8. – С. 972–1012.
27. **Палеогеография** центральных и южных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна в позднебатское время / А. Э. Конторович, В. А. Казаненков, Л. Г. Вакуленко и др. // Матер. 1-го Всерос. совещ. «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии» / под ред. В. А. Захарова, М. А. Рогова, О. С. Дзюбы. – М.: ГИН РАН, 2005. – С. 141–143.
28. **Проничева М. В., Савинова Г. Н.** Палеогеоморфологический анализ нефтегазоносных областей. – М.: Недра, 1980. – 254 с.
29. **Прослои** морских отложений в «континентальной» тюменской серии Западной Сибири / Ф. Г. Гурари, В. П. Девятков, А. М. Казаков и др. // Сов. геология. – 1992. – № 8. – С. 81–85.
30. **Садыкова Ш. С.** Русловые фации куанышского горизонта нижней юры месторождения Акчалак // Геология нефти и газа. – 1989. – № 1. – С. 48–50.
31. **Седиментогенез** коллекторов среднего – верхнего бата и их нефтеносность в Широком Приобье / А. Э. Конторович, Л. Г. Вакуленко, В. А. Казаненков и др. // Геология и геофизика. – 2010. – № 2. – С. 187–200.
32. **Сидоров Д. А.** Геологическое строение доюрских образований Демьянского мегавала и прогноз коллекторов в фундаменте и нижних горизон-



тах осадочного чехла на основе комплекса геолого-геофизических данных // Горные ведомости. – 2005. – № 11. – С. 56–63.

33. **Стратиграфические** и литологические залежи нефти и газа / под ред. Р. Е. Кинга; пер. с англ. под ред. С. П. Максимова. – М.: Недра, 1975. – 472 с.

34. **Шипилов Э. В., Мурзин Р. Р.** Месторождения углеводородного сырья западной части российского шельфа Арктики: геология и закономерности размещения // Геология нефти и газа. – 2001. – № 4. – Точка доступа: <http://geolib.ru/OilGasGeo/2001/04/Stat/stat02.html>.

35. **Шурекова О. В.** Биостратиграфия средневерхнеюрских отложений юга Западной Сибири по диноцистам // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя boreальных районов: матер. науч. сес., посвящ. 100-летию со дня рождения чл.-кор. АН СССР В. Н. Сакса. Т. 1. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. – С. 283–286.

36. **Facies** modelling of a real-life fluvial system using a modern object-based algorithm / M. L. Vevle, I. Aarnes, K. Ledsaak, et al. // 80th EAGE Conference Exhibition, 11–14 June 2018. – Copenhagen: Denmark, 2018.

37. **Keogh K. J., Martinius A. W., Osland R.** The development of fluvial stochastic modelling in the Norwegian oil industry: A historical review, subsurface implementation and future directions // Sedimentary Geology. – 2007. – Vol. 202. – P. 249–268.

REFERENCES

1. Bakirov A.A., et al. *Neftegazonosnye provintsii i oblasti zarubezhnykh stran* [Oil and gas provinces and regions of foreign countries]. Moscow, Nedra Publ., 1971. 544 p. (In Russ.).

2. Belozerov V.B., Danenberg E.E., Spolsky L.M. [Mapping of alluvial paleosystems of the Middle Jurassic when searching for shoe-string type oil deposits in the southeast of the West Siberian Plate]. *Perspektivy neftegazonosnosti yugo-vostoka Zapadnoy Sibiri* [Prospects for oil and gas in the southeast of Western Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1980, pp. 111–119. (In Russ.).

3. Busch D.A. Stratigraphic traps in sandstones – Exploration technique. *Amer. Assoc. Pet. Geol. memoir*. 1974, no. 21. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. (Russ. ed.: Eremenko N.A. *Stratigraficheskie lovushki v peschanikakh. Metodika issledovaniy*. Moscow, Mir Publ., 1977. 215 p.).

4. Vysotskiy I.V., Vysotskiy V.I., Olenin V.B. *Neftegazonosnye basseyny zarubezhnykh stran: ucheb. posobie dlya vuzov* [Oil and gas basins of foreign countries: textbook for universities]. Moscow, Nedra Publ., 1990. 405 p. (In Russ.).

5. Kontorovich A.E., et al. [Geology and conditions for the formation of giant Talinskaya gas-oil accumulation zone in continental deposits of Lower Jurassic (West Siberia)]. *Geologiya i geofizika*, 1995, no. 6, pp. 5–28. (In Russ.).

6. Kontorovich A.E., et al. [Geological and geochemical criteria for predicting the oil and gas potential of the Lower Jurassic alluvial deposits of the West

Siberian basin]. *Doklady Akademii nauk*, 1998, vol. 358, no. 6, pp. 799–802. (In Russ.).

7. Gubkin I.M. *K voprosu o geologicheskom stroenii sredney chasti Neftyano-Shirvanskogo mestorozhdeniya nefti* [To the question of the geological structure of the middle part of the Oil-Shirvan oil field]. *Trudy Geologicheskogo komiteta. Novaya seriya*. Saint Petersburg, 1913, issue 88. 95 p. (In Russ.).

8. Gubkin I.M. *Maykopskiy neftenosnyy rayon. Neftyano-Shirvanskaya neftenosnaya ploshchad'* [Maykopskoye oil field. Oil-Shirvanskaya oil-bearing area]. *Trudy Geologicheskogo komiteta. Novaya seriya*. Saint Petersburg, 1912, issue 78. 169 p. (In Russ.).

9. Deshchenya M.N., Korovina I.O. [Identification of channel sand bodies in the Middle Jurassic strata Yu₃₋₄ of the Kalchinskoye field]. *Vestnik nedropol'zovatelya*, 2005, no. 15. Available at: <http://www.oilnews.ru/15-15>. (In Russ.).

10. Eremenko N.A. *Geologiya nefti i gaza* [Geology of oil and gas]. Moscow, Nedra Publ., 1968. 385 p. (In Russ.).

11. Shimanskiy V.V., Taninskaya N.V., Kos I.M., Khafizov S.F. [Patterns of formation and placement of non-structural traps in Jurassic deposits of the central and southern parts of the West Siberian province]. *Gornye vedomosti*, 2005, no. 6, pp. 4–12. (In Russ.).

12. Karogodin Yu.N. [On the relationship of oil and gas content with paleorivers (by the example of the Krasnoleninsky District of West Siberia)]. *Doklady Akademii nauk SSSR*, 1966, vol. 170, no. 4, pp. 908–911. (In Russ.).

13. Conybeare C.E.B. Paleogeomorphology of oil and gas bearing sandstone bodies. Amsterdam, 1976. (Russ. eds.: M.M.Grachevsky, E.V. Kucheruk. *Paleogeomorfologiya neftegazonosnykh peschanykh tel*. Moscow, Nedra Publ., 1979. 256 p.).

14. Levorsen A. *Geologiya nefti i gaza* [Geology of oil and gas]. Moscow, Mir Publ., 1970. 640 p. (In Russ.).

15. Li Gou Yu. *Geologiya nefti i gaza Kitaya* [Geology of oil and gas of China]. Novosibirsk, OIGGM SB RAS Publ., 1992. 37 p. (In Russ.).

16. Mkrtchyan O.M., Filina S.I. [Structural features of the Yu₂ formation in West Siberia and the placement of oil and gas reserves in it]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 1985, no. 3, pp. 48–53. (In Russ.).

17. Mukher A.G., Yasovich G.S. [Formation conditions and oil content of the Bajocian-Bathonian deposits of the Krasnoleninsky District]. *Kriterii poiskov i zakonmernosti razmeshcheniya zalezhey nefti i gaza v tsentral'nykh i severnykh rayonakh Zapadnoy Sibiri. Tr. ZapSibNIGNI, vyp. 145* [Prospecting criteria and patterns of oil and gas deposits in the central and northern regions of West Siberia. Proc. ZapSibNIGNI, issue 145]. Tyumen, 1979, pp. 83–91. (In Russ.).

18. Myasnikova G.P., Yasovich G.S. [Conditions for the formation of the Yu₂ layer in the central part of West Siberia in connection with prospecting for non-anticlinal hydrocarbon deposits]. *Kriterii poiskov neantiklinal'nykh zalezhey uglevodorodov Zapadno-Sibirskoy provintsii. Tr. ZapSibNIGNI, vyp. 156* [Prospecting criteria for non-anticlinal hydrocarbon deposits of



the West Siberian province. Proc. ZapSibNIGNI, issue 156]. Tyumen, 1980, pp. 32–39. (In Russ.).

19. Myasnikova G.P., Yasovich G.S., Zmanovskaya O.I. [Prospects for the oil and gas potential of the Yu₂ layer of the Tyumenskaya Formation in the central part of West Siberia]. *Osnovnye napravleniya geologorazvedochnykh rabot Tr. ZapSibNIGNI, vyp. 140* [The main directions of exploration. Proc. ZapSibNIGNI, issue 140]. Tyumen, 1979, pp. 121–124. (In Russ.).

20. Nezhdanov A.A., Ogibenin V.V. *Zony povyshennoy produktivnosti v otlozheniyakh tyumenskoy svity Krasnoleninskogo svoda* [Zones of increased productivity in the Tyumenskaya Formation of the Krasnoleninsky Swell]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 1982, no. 9, pp. 7–12. (In Russ.).

21. Kazanenko V.A., Popov A.Yu., Vakulenko L.G., et al. [Conditions for the formation of reservoirs of the Yu₂ horizon in the northeastern part of the Khantey hemianticline (West Siberia)]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 2009, no. 1, pp. 44–51. (In Russ.).

22. Valeev G.Z., Adiev R.Ya., Sergeev A.A., Perminova N.N. [The experience of modeling shoestrings of the Kynovsky Horizon of the Nursky oil field]. *Neftyanoe khozyaystvo*, 2005, no. 1, pp. 26–29. (In Russ.).

23. Surkov V.S., ed. [Paleogeological map: Atlas of paleotectonic and paleogeological-landscape maps of hydrocarbon provinces of Siberia]. *Atlas paleotektonicheskikh i paleogeologicheskikh kart Zapadno-Sibirskoy neftegazonosnoy provintsii (List 2 – pozdnyy trias), masshtab: 1:5 000 000* [Atlas of paleotectonic and paleogeological maps of the West Siberian oil and gas province (Sheet 2 – Late Triassic), scale: 1: 5 000 000, compiled by: SNIIGiMS]. 1995. Available at: <http://www.geokniga.org/maps/6334>. (In Russ.).

24. Zagrebelnyy E.V., Kosmynin V.A., Kuzmin D.A., Ananyev V.V. [Paleogeographic criteria for the prospects of the oil potential of the Kolganskaya unit of the Orenburg Region]. *Neftyanoe khozyaystvo*, 2014, no. 1, pp. 20–25. (In Russ.).

25. Kazanenko V.A., Yan P.A., Vakulenko L.G., Popov A. Yu. [Paleogeographic control of the oil content of the Malyshevsky Horizon of the Taylakovskoye field group (West Siberia)]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 2019, no. 3, pp. 115–125. (In Russ.).

26. Kontorovich A.E., et al. *Paleogeografiya Zapadno-Sibirskogo osadochnogo basseyna v yurskom periode* [Paleogeography of the West Siberian sedimentary basin in the Jurassic]. *Geologiya i geofizika – Geology and geophysics*, 2013, no. 8, pp. 972–1012.

27. Kontorovich A.E., Kazanenko V.A., et al. [Paleogeography of the central and southern regions of the West Siberian sedimentary basin in the Late Bathonian]. *Materialy pervogo Vserossiyskogo soveshchaniya «Yurskaya sistema Rossii: problemy stratigrafii i paleogeografii»* [Materials of the first All-Russian meeting

“Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography”]. Moscow, GIN RAN Publ., 2005, pp. 141–143. (In Russ.).

28. Pronicheva M.V., Savinova G.N. *Paleogeomorfologicheskii analiz neftegazonosnykh oblastey* [Paleogeomorphological analysis of oil and gas areas]. M., Nedra Publ., 1980. 254 p. (In Russ.).

29. Gurari F.G., et al. [Interlayers of marine sediments in the «continental» Tyumen series of West Siberia]. *Sovetskaya geologiya*, 1992, no. 8, pp. 81–85. (In Russ.).

30. Sadykova Sh.S. [Channel facies of the Kuanysky Horizon of the Lower Jurassic of the Akchalak deposit]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 1989, no. 1, pp. 48–50. (In Russ.).

31. Kontorovich A.E., et al. Sedimentogenesis and resource potential of Middle-Upper Bathonian reservoirs in the middle Ob' region. *Russian Geology and geophysics*, 2010, vol. 51, no. 2, pp. 147–158.

32. Sidorov D.A. [The geological structure of the pre-Jurassic formations of the Demyansky megaswell and the forecast of reservoirs in the basement and lower horizons of the sedimentary cover based on a complex of geological and geophysical data]. *Gornye vedomosti*, 2005, no. 11, pp. 56–63. (In Russ.).

33. King R.E., ed. Stratigraphic and lithological deposits of oil and gas (Russ. Ed.: Maksimova S. P. *Stratigraficheskie i litologicheskie zalezhi nefti i gaza*. Moscow, Nedra Publ., 1975. 472 p.).

34. Shipilov E.V., Murzin P.P. [Hydrocarbon deposits in the western part of the Russian shelf of the Arctic: geology and distribution patterns]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 2001, no. 4. Available at: <http://geolib.ru/OilGasGeo/2001/04/Stat/stat02.html>. (In Russ.).

35. Shurekova O.V. [Biostratigraphy of the Middle-Upper Jurassic deposits of the south of West Siberia based on dinocysts]. *Paleontologiya, stratigrafiya i paleogeografiya mezozoya i kaynozoya boreal'nykh rayonov. Materialy nauchnoy sessii, posvyashchennoy 100-letiyu so dnya rozhdeniya chl.-korr. AN SSSR V.N.Saksa* [Paleontology, stratigraphy and paleogeography of the Mesozoic and Cenozoic boreal regions. Proceedings of the scientific session dedicated to the 100th anniversary of the birth of corresponding member USSR Academy of Sciences V.N.Saks]. Novosibirsk, IPGG SB RAS Publ., 2011, vol. 1, pp. 283–286. (In Russ.).

36. Vevle M.L., Aarnes I., Ledsaak K., et al. Facies modelling of a real-life fluvial system using a modern object-based algorithm. *80th EAGE Conference Exhibition, 11–14 June 2018*. Copenhagen, Denmark, 2018.

37. Keogh K.J., Martinius A.W., Osland R. The development of fluvial stochastic modelling in the Norwegian oil industry: A historical review, subsurface implementation and future directions. *Sedimentary Geology*, 2007, vol. 202, pp. 249–268.

© B. A. Казаненков, 2019



ВОПРОСЫ КОРРЕЛЯЦИИ И ИНДЕКСАЦИИ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ ГРУППЫ СГ СИГОВСКОЙ СВИТЫ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА

Е. В. Борисов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Рассмотрены проблемы индексации и корреляции песчаных пластов группы СГ сиговской свиты, развитой в северо-восточной части Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. На основе детального расчленения и корреляции разрезов скважин выделены и проиндексированы отдельные проницаемые пласты в верхнеюрском разрезе западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба. Сопоставлены разрезы сиговской свиты в южной (Турухан-Елогуйской район) и северной (Усть-Енисейский район) частях Тазо-Хетского структурно-фациального района. Показана необходимость выделения собственного стратотипа для продуктивных горизонтов сиговской свиты, развитой в Усть-Енисейском районе и предложены стратотипические разрезы для песчаных пластов группы СГ.

Ключевые слова: Арктика, Енисей-Хатангский региональный прогиб, верхняя юра, сиговская свита, корреляция, индексация, продуктивные пласты группы СГ.

ISSUES OF CORRELATION AND INDEXATION OF PRODUCTIVE SG STRATA OF THE SIGOVSKAYA FORMATION IN THE WESTERN PART OF THE YENISEI-KHATANGA REGIONAL TROUGH

E. V. Borisov

A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

The article considers the problems of indexation and correlation of sand strata of the SG group of the Sigovskaya Formation developed in the north-eastern part of the West Siberian oil and gas province. On the basis of a detailed layering and correlation of well sections, individual permeable formations were identified and indexed in the Upper Jurassic section of the western part of the Yenisei-Khatanga Regional Trough (YeKhRT). The sections of the Sigovskaya Formation are compared in the southern (Turukhan-Yelogui) and northern (Ust-Yenisei) parts of the Taz-Kheta structural-facial area (SFA). The necessity of distinguishing their own stratotype for the productive horizons of the Sigovskaya Formation developed in the Ust-Yenisei Region is shown, and stratotype sections for sand formations of the SG group are proposed.

Keywords: Arctic Region, Yenisei-Khatanga regional trough, Upper Jurassic, Sigovskaya Formation, correlation, indexation, reservoirs of the SG group.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-4-67-79

Планомерное геологическое изучение северо-восточных районов Западной Сибири началось еще в 1930-х гг. Первоочередным объектом исследования стал район Усть-Енисейского порта (рис. 1). В начале 1940-х гг. в пределах Малохетско-Точинской антиклинали было пробурено 12 глубоких скважин, позволивших получить первые данные о глубинном строении мезозойско-кайнозойских отложений Усть-Енисейского района.

По итогам выполненных литолого-палеонтологических исследований, юрские отложения, вскрытые в пределах Усть-Енисейского района¹, расчленены на отдельные ярусы (без свитного деления); установлено наличие серии размывов в пределах Малохетской структуры [16].

¹Границы Усть-Енисейского и Турухан-Елогуйского фациальных районов существенно менялись по итогам стратиграфических совещаний различных лет, поэтому в данной статье под Усть-Енисейским районом понимаются северные территории, относимые к западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП), а под Турухан-Елогуйским – территории южнее Мессояхской наклонной гряды.

Во второй половине 1950-х гг. в нижнем течении рек Елогуй и Турухан были пробурены опорные скважины (Елогуйская и Туруханская). С начала 1960-х гг. в этом районе на ряде структур проводится поисково-разведочное бурение, а вдоль рек пройдена серия профилей колонковых скважин. Анализ полученных материалов позволил установить схожесть геологического строения юрских отложений Турухан-Елогуйского и Усть-Енисейского районов [2], а верхнеюрские отложения в пределах обоих районов были расчленены на три свиты [14]: 1) нижняя, глинисто-алевролитовая толща келловейского возраста (*точинская*); 2) залегающая выше средняя толща песчано-алевролитового состава в объеме оксфорда – низов кимериджа (*сиговская*); 3) перекрывающая ее верхняя преимущественно глинистая толща в объеме кимеридж-берриаса (*яновстанская*).

Сиговская свита выделена в 1966 г. Н. И. Байбородских, А. А. Булынниковой и Н. Х. Кулахметовым [17] со стратотипом в Туруханской опорной скважине (инт. 2260–2540 м) (рис. 2). Согласно первоначальному описанию, свита подразделялась на две

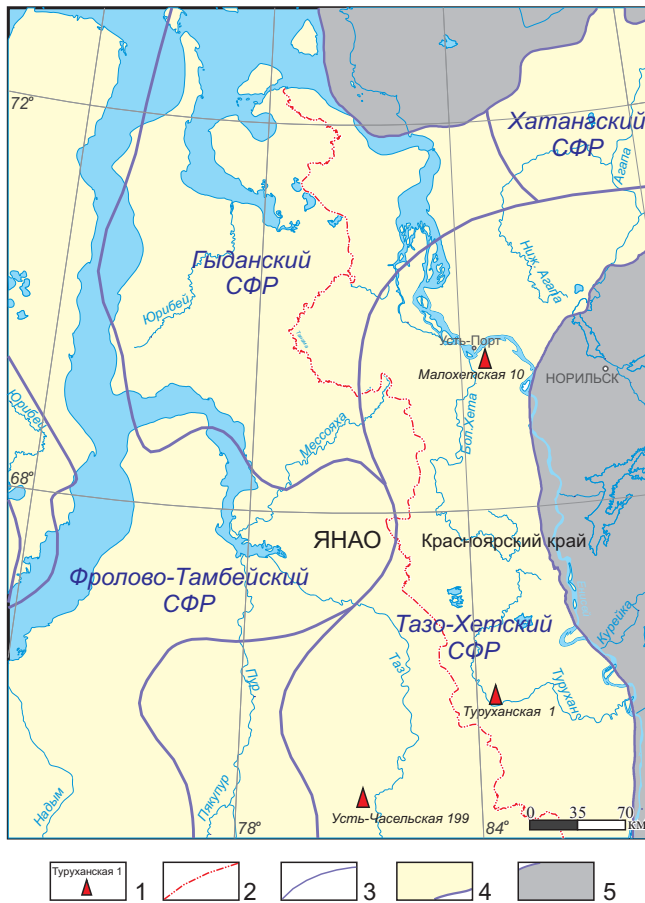


Рис. 1. Расположение стратотипических скважин верхнеюрского разреза Тазо-Хетского СФР

1 – скважины-стратотипы; границы: 2 – административные, 3 – структурно-фациальных районов; 4 – Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна; 5 – зоны отсутствия юрских отложений

подсвиты: нижнюю песчано-глинисто-алевритовую оксфордского возраста и верхнюю существенно песчаную, охватывающую низы кимериджа [14] (см. рис. 2). Такое строение свиты соответствовало разрезам, вскрытым глубокими скважинами в Турухан-Елогуйском районе. Однако в Усть-Енисейском районе выделение отдельных подсвит в составе сиговской свиты согласно принятому принципу существенно затруднено из-за особенностей литологического состава верхнеюрских отложений.

В конце 1960-х гг. Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудковой, Г. Н. Карцевой, В. Д. Накаряковым, З. З. Ронкиной, М. Х. Сапиром и Д. С. Сороковым детально изучены разрезы более 30 скважин, пробуренных с 1962 г. в Усть-Енисейском районе [11]. Результаты этих работ показали, что в отличие от более южных разрезов Турухан-Елогуйского района верхняя подсвита сиговской свиты здесь в значительной степени глинизируется, а на большинстве площадей, где свита вскрыта в полном объеме (Малохетская, Долганская, Джангодская и др.), она становится практически неотличимой по литологическому составу от вышележащей яновстанской свиты.

Авторами работы [11] было предложено разделить сиговскую свиту на две отдельные свиты. За нижней алевритово-песчаной, соответствовавшей части оксфордского яруса, оставлено название сиговской. Верхнюю ее глинисто-алевритово-песчаную часть предложено перевести в ранг самостоятельной **верхнесиговской** свиты верхнеоксфордско-кимериджского возраста [11]. По ряду причин предложенный вариант был признан неудачным [18], и окончательного решения данный вопрос в дальнейшем так и не получил.

По итогам очередного Межведомственного регионального стратиграфического совещания (1978 г., Тюмень) общее количество свит верхней юры в рассматриваемом регионе осталось неизменным. Сиговская свита в Усть-Енисейском районе осталась в прежнем стратиграфическом объеме, но в отличие от Турухан-Елогуйского было решено не выделять в ее составе отдельных подсвит [20] (см. рис. 2).

Подобное решение привело к тому, что в пределах Усть-Енисейского района сиговская свита стала выделяться исследователями как единая песчано-алевритовая толща, верхняя граница которой проводилась по смене более крупнозернистых разновидностей пород на преимущественно тонкозернистые глинистые, относимые к низам яновстанской свиты. Таким образом, не учитывалась верхняя глинистая часть разреза верхней подсвиты сиговской свиты, соответствующая низам кимериджа.

Дополнительным фактором, осложнявшим выделение и корреляцию свиты, являлось наличие предмелового размыва, в результате которого отложения верхней юры в сводовых частях Мессояхской наклонной гряды полностью или частично выпадают из разреза. По результатам бурения на Соленинских, Майской и Тампейской площадях было установлено значительное сокращение толщин сиговской свиты, обусловлены размывом верхней ее части. Таким образом, прослеживая в качестве сиговской свиты только песчано-алевритовую толщу, фактически исследователи коррелировали различные части сиговской свиты. Подобный подход неминуемо повлек за собой следующую проблему – индексацию продуктивных пластов, развитых в разрезе сиговской свиты.

В начале 1960-х гг. по итогам совещания по корреляции и индексации продуктивных горизонтов Западной Сибири (пос. Горноправдинск) была принята номенклатура продуктивных горизонтов, в рамках которой нефтегазоносным пластам юры был присвоена единая литера Ю [5], но по целому ряду объективных причин у геологов, работавших в Усть-Енисейском районе, принятая классификация признания не получила [3].

С открытием залежей УВ в Усть-Енисейском районе Л. Л. Кузнецов в 1971 г. предложил собственную номенклатуру и индексацию продуктивных пластов юрско-мелового разреза, в основу кото-



рой был положен «свитный» принцип, основанный на местной стратиграфической шкале [6, 7]. Индекс продуктивного горизонта начинался с первых букв наименования свиты. Эта индексация прочно закрепилась как в производственных организациях, выполнявших поисково-разведочные работы на нефть и газ в северо-западной части Красноярского края, так и в научных коллективах. Сиговскому продуктивному горизонту были присвоены литеры Сг, а отдельные продуктивные пласты в его составе проиндексированы римско-арабскими цифрами: СгI, СгI₁₋₂, СгII₁ и т. д.

В Турухан-Елогуйском районе первые залежи углеводородов в пластах сиговской свиты были открыты в начале 1980-х гг. специалистами «Главтюменьгеологии», выполнявшими работы в данном районе. Продуктивные пласты верхней юры были проиндексированы в соответствии с номенклатурой пластов, принятой для Западной Сибири [5]. Таким образом, на группе Кынских, Часельских и других месторождений, продуктивным пластам сиговской свиты была присвоена литера Ю с индексом 1 (Ю₁¹⁻², Ю₁², Ю₁³, Ю₁⁴, Ю₁⁶) [10].

Поскольку аналогичные расхождения в индексации одновозрастных горизонтов в смежных районах Западной-Сибири имелись по всему юрско-меловому разрезу, действующая номенклатура явно нуждалась в уточнении и дополнении.

В 1986 г. в Тюмени состоялось очередное совещание по индексации продуктивных пластов юрско-мелового комплекса. По его итогам продуктивные пласты на всей территории развития сиговской свиты получили литеры СГ. В качестве стратотипа пластов СГ был принят разрез Усть-Часельской скв. 199¹ в Пур-Тазовской нефтегазоносной области (НГО) [12] (рис. 3). Всего в разрезе выделено восемь пластов. Верхние четыре пласта (СГ₁₋₄) отнесены к верхней подсвите сиговской свиты (пласты СГ₃ и СГ₄ выделены в категории «резерв»), нижние СГ₅₋₈ – к нижней.

На 5-м Межведомственном стратиграфическом совещании (1990 г.) подобный принцип выделения и индексирования продуктивных пластов с небольшими изменениями (пласт СГ₈ был отнесен к точинской свите) был распространен и на Усть-Енисейский район, а оба района, и Усть-Енисейский, и Турухан-Елогуйский, в ранге подрайонов, были объединены в Елогуй-Енисейский факультетский район [15] (см. рис. 2).

Тем не менее универсализация верхнеюрских разрезов северо-восточной части Западной-Сибири не только не решила проблемы с корреляцией и индексацией отдельных продуктивных пластов, но и усугубила ее. Прежде всего, не была решена проблема взаимоотношения сиговской свиты,

развитой в Усть-Енисейском подрайоне, с вышележащей яновстанской. Кроме того, возникла очередная проблема с индексацией продуктивных пластов группы СГ и сопоставление их с пластами в стратотипическом разрезе Усть-Часельской скважины.

Предложенная Л. Л. Кузнецовым в 1970-х гг. индексация продуктивных пластов имела существенный недостаток: первоначально, индексировались не все проницаемые пласты в разрезе свиты, а только продуктивные с доказанной (дебитом не менее 5 тыс. м³/сут) либо предполагаемой по комплексу БКЗ нефтегазоносностью [7]. Таким образом, индекс СГ₁ получал первый от кровли пласт с углеводородным насыщением, без учета того, в какой части свиты он находился. Принимая во внимание, что в качестве сиговской свиты в Усть-Енисейском районе принималась только песчано-алевролитовая толща, не подразделяющаяся на отдельные подсвиты, к тому же частично размытая на ряде площадей, в качестве пласта СГ₁ мог проследиться пласт, находящийся в различных частях сиговской свиты. Таким образом, пласты группы СГ, выделенные в Усть-Енисейском подрайоне, могли не соответствовать аналогичным пластам в Турухан-Елогуйском.

К сожалению, данные вопросы не были решены окончательно, и по итогам последнего Межведомственного стратиграфического совещания (2003 г., Новосибирск) оба района были объединены в единый (без подрайонов) Тазо-Хетский СФР [13] (см. рис. 2). Сиговская свита на всей его территории получила двучленное строение. Верхняя подсвита (низы верхнего оксфорда – низы кимериджа, с допускаемым в северных районах возрастным скольжением до верхнего кимериджа) включала в себя проницаемые пласты СГ₁₋₄, нижняя (верхи верхнего келловея – низы верхнего оксфорда) – пласты СГ₅₋₇.

Таким образом, сложилась ситуация, когда в состав единого СФР вошли территории, хоть и сложенные одними и теми же верхнеюрскими свитами, но характеризующиеся собственными чертами геологического строения разреза. При этом стратотипическая скважина, определяющая принцип расчленения сиговской свиты на отдельные подсвиты и выделение в них обособленных пластов группы СГ, имеется только в южных районах Тазо-Хетского СФР, ранее выделявшихся как Турухан-Елогуйский район (соответствует Пур-Тазовской и Елогуй-Туруханской НГО). Западная часть ЕХРП на севере территории СФР (юго-запад Енисей-Хатангской НГО), ранее обособлявшаяся как Усть-Енисейский район, собственного стратотипа продуктивных пластов так и не получила.

В связи с этим автор предлагает свой вариант расчленения сиговской свиты на верхнюю и нижнюю подсвиты в пределах западной части ЕХРП с выделением в ее составе отдельных продуктивных пластов группы СГ, проиндексированных

¹Интервалы границ пластов СГ в этой скважине, приведенные в [10] имеют сдвиг относительно реального каротажа 1985 г. на 10 м. На рис. 3 интервалы пластов приведены с учетом сдвига.

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Решения..., 1968 [13]		Решения..., 1978 [20]								
					Усть-Енисейский район	Турухан-Елогуйский район	Усть-Енисейский район	Турухан-Елогуйский район							
Меловая	Нижний	Берриас		Баженовский	Яновстанская свита										
					Титон	Верхний	Аргиллиты Аргиллиты с прослоями мергелей и глинистых известняков Аргиллиты с редкими прослоями мергелей Аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников	Аргиллиты серые, темно-серые, алевролиты с прослоями зеленовато-серых песчаников	Преимущественно аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями песчаников	Алевролиты темно-серые и зеленовато-серые, аргиллиты серые, зеленовато-серые, черные, развитые преимущественно в верхней части свиты; в нижней преобладают алевролиты с прослоями зеленовато-серых мелкозернистых песчаников					
						Ниж.					28–600 м	28–600 м	0–703 м	до 228 м	
					Киммеридж	Верхний	Аргиллиты и алевролиты								
						Нижний									
					Юрская	Средний	Оксфорд	Верх.	Верхний	Сиговская свита Верхняя подсвита Глауконитовые песчаники и алевролиты 10–30 м	Сиговская свита Верхняя подсвита Песчаники, алевролиты и углистые аргиллиты, реже песчаные известняки 14–103 м	Сиговская свита Алевролиты и песчаники с глауконитом, с прослоями аргиллитов	Сиговская свита Верхняя подсвита Песчаники, алевролиты и аргиллиты 15–40 м		
										Нижняя подсвита	Нижняя подсвита				
										Васюганский	Средний	Пачка 3 Аргиллитоподобные глины и алевролиты 25–65 м	Аргиллитоподобные глины и алевролиты с прослоями песчаников		Нижняя подсвита Аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников
												Пачка 2 Алевролиты 7–25 м			
												Пачка 1 Алевролиты с прослоями аргиллитов и песчаников 20–45 м	25–110 м	20–100 м	
										Васюганский	Верхний	Точинская свита Пачка 3 Алевролиты, аргиллиты и песчаники 5–105 м	Точинская свита Темно-серые аргиллиты с прослоями алевролитов, алевролитов и песчаников	Точинская свита Глины и алевролиты, редко песчаники	Точинская свита Аргиллиты, алевролиты и песчаники
					Пачка 2 Алевролиты 8–30 м	10–55 м	24–200 м	20–200 м							
Пачка 1 Алевролиты с прослоями аргиллитов 8–65 м															
Средний	Келловей	Верх.	Верхний	Мальшевская свита	Тюменская свита (верхняя подсвита)	Мальшевская свита	Тюменская свита (верхняя подсвита)								
				Бат	Верх.	Верхний									

Рис. 2. Региональные стратиграфические схемы средней – верхней юры Западной Сибири (1968–2004 гг.)

в соответствии с принятыми в 1986 г. основными принципами корреляции и индексации пластов [12] и соответствующих региональной стратиграфической схеме келловей и верхней юры Западной Сибири [13] (см. рис. 2). Также предлагаются к рассмотрению стратотипические разрезы скважин для пластов СГ.

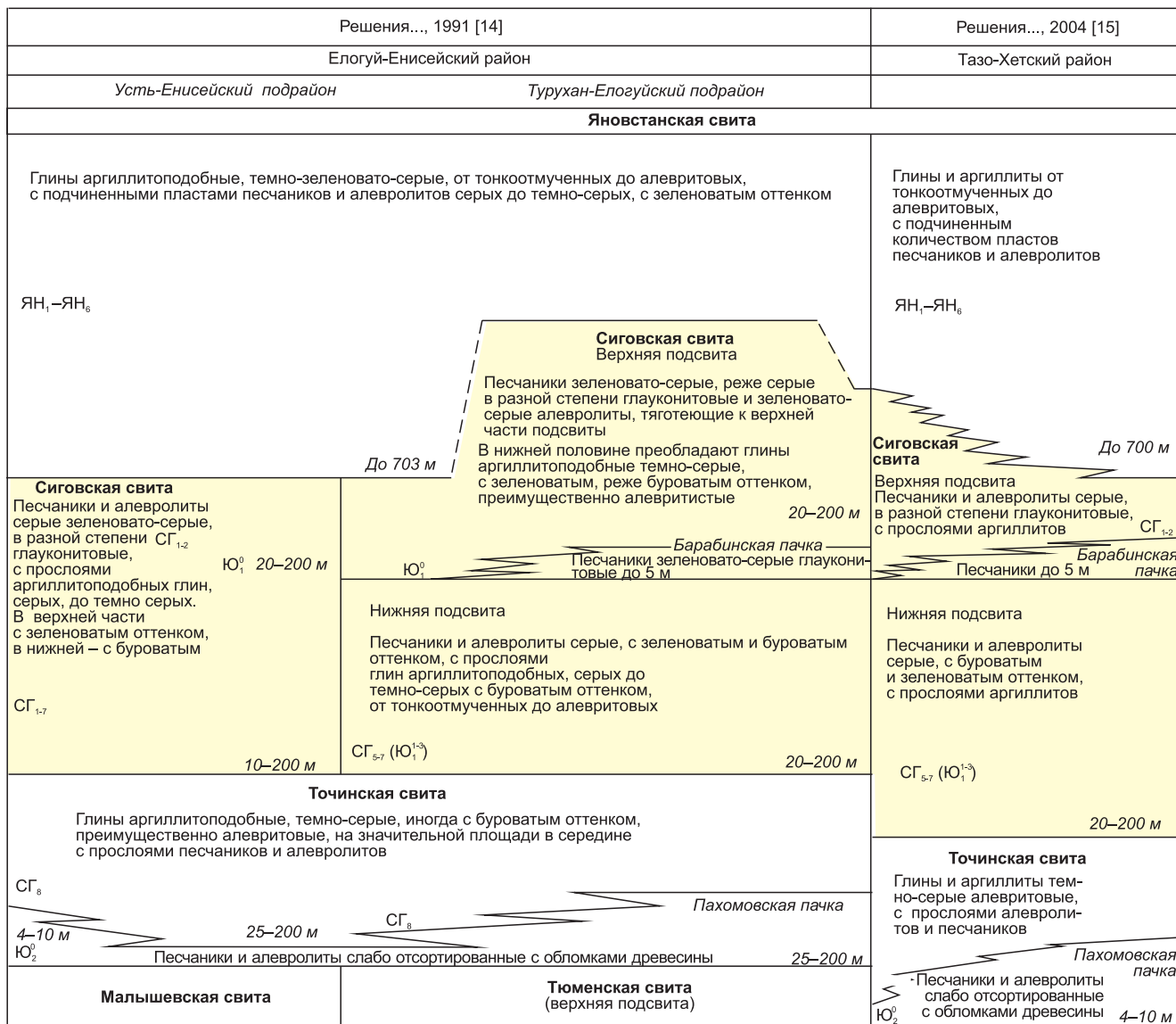
Западная часть ЕХРП в географическом и геологическом отношении соответствует выделявшемуся ранее Усть-Енисейскому району. Сиговская свита распространена в пределах Мессояхской наклонной гряды и Предъенисейской мегамоноклизы, узкой полосой 75–100 км протягиваясь вдоль северо-западной границы Сибирской платформы (СП), постепенно расширяясь в южном направлении¹ (рис. 4). К северо-западу, в направлении осевой части прогиба сиговская свита, вместе с подстилающей ее то-

чинской и перекрывающей яновстанской свитами замещается монотонной глинистой толщей гольчихинской свиты.

Всего на данной территории пробурено более 170 глубоких скважин, из которых 100 расположено в зоне распространения сиговской свиты. Подавляющее большинство скважин, вскрывших свиту (23 из 32),² находятся в пределах Усть-Портовского мегавыступа, осложняющего Мессояхскую наклонную гряду; 6 скважин – в пределах западной периклинали Тундрового мегавыступа (Джангодская и Рассохинская площади); 3 – у подножий мегавыступов (Озерная и Верхнекубинская площади) в пределах Северо-Мессояхской мегамоноклинали (см. рис. 4). Из всех скважин, вскрывших сиговскую свиту, только две не прошли ее разрез полностью (Нижнехет-

² В это число не включены скважины, пробуренные в 2010-х гг. на Студеной площади, поскольку у автора нет достоверной информации по результатам их бурения; однако, судя по расположению и предполагаемой глубине скважин, они также вскрывают отложения сиговской свиты.

¹ Границы распространения сиговской свиты, соответствующие Тазо-Хетскому СФР были существенно скорректированы в результате проведенных исследований [1, 4].



ская 4 и Озерная 10). Кроме материалов по глубоким скважинам, в работе использованы результаты бурения ряда колонковых скважин, пробуренных в зоне выклинивания свиты, на границе ЕХРП и СП к востоку и северо-востоку от Усть-Порта (Северо-Вологачанская, Северо-Хараелахская площади) [8], а также описания естественных выходов оксфорд-кимериджских отложений в бассейнах рек Хета и Боярка [9].

Основным инструментом при выделении сиговской свиты в верхнеюрском разрезе, расчленении ее на отдельные подсвиты и вычленении в их составе отдельных песчаных пластов послужил комплекс каротажных диаграмм. Поскольку большинство скважин пробурено в 1940–1980-х гг., комплекс ГИС был значительно ограничен. В работе преимущественно использовались стандартный и радиоактивный каротаж, а также кавернометрия; в меньшей степени – микрозонды и индукционный (единичные скважины) каротаж. Важную роль в работе играли палеонтологические определения, описание ядра скважин (особенно в случае отсутствия каротажа) и результаты испытаний песчаных пластов, а также

материалы производственных отчетов с информацией по месторождениям Усть-Енисейского района.

По результатам выполненного анализа строения разрезов верхнеюрских отложений в скважинах западной части ЕХРП сиговская свита расчленена на отдельные подсвиты, в составе которых выделены и прослежены отдельные песчаные горизонты. Последним присвоены индексы в соответствии с утвержденной номенклатурой.

Верхнеюрские отложения отсутствуют в сводовой части Усть-Портовского мегавыступа, что подтверждается результатами бурения на Семёновской и Мессояхской площадях (см. рис. 4). На южном склоне мегавыступа в разрезе последовательно появляются нижние горизонты верхней юры: точинская свита (Зимняя площадь), затем низы сиговской свиты (Тампейская, Майская площади), и далее – ее верхи (Горчинская площадь). Аналогичная ситуация прогнозируется и на северном склоне мегавыступа, не изученного глубоким бурением.

В северо-восточной части Усть-Портовского мегавыступа, юго-западной периклинали Тундрового

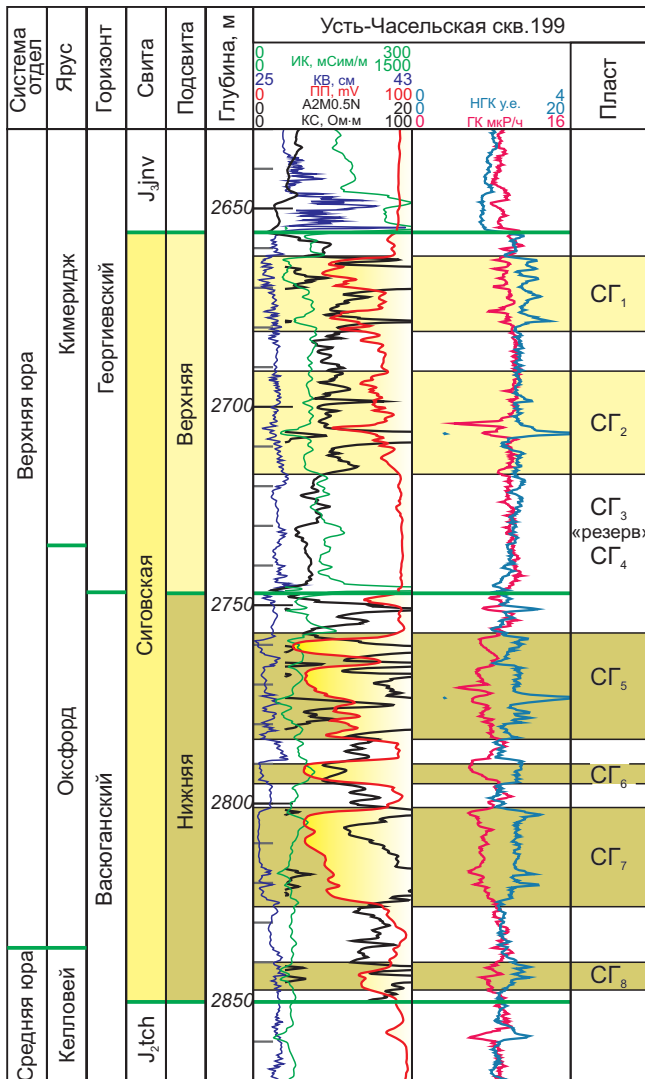


Рис. 3. Стратотипический разрез продуктивных пластов верхнеюрских отложений в Усть-Часельской скв. 199 [12]

и близ их подножий сиговская свита присутствует в полном объеме. Глубина залегания кровли свиты изменяется от 305–595 м в присводовой части Усть-Портовского мегавыступа (район Точинской площади) до 3515 м у его подножия (Озерная площадь). На склонах Тундрового мегавыступа, глубина залегания 1145–1590 м. Общая мощность сиговской свиты варьирует в широких пределах – от 17 м в зоне размыва верхней части свиты (Северо-Соленинская площадь) до 125–135 м на Суходудинской и Джангодской площадях.

Таким образом, разрез сиговской свиты в пределах Усть-Енисейского района значительно сокращен по сравнению с таковым южных территорий Турухан-Елогуйского района, где общая толщина свиты изменяется от 125–375 м, в отдельных скважинах до 400 м (Термокарстовая площадь).

В скважинах, вскрывших толщу сиговской свиты, автором выделены обе подсвиты сиговской свиты и установлены особенности их распространения в пределах западной части ЕХРП.

Нижняя подсвита сиговской свиты выделяется в большинстве скважин, вскрывших разрез свиты,

за исключением, по-видимому, района Точинской площади [16]. На юго-западе Усть-Портовского мегавыступа, вероятно вследствие размыва, толщина подсвиты сокращается до 15 м (Северо-Соленинское поднятие). В составе подсвиты в юго-западной части мегавыступа преобладают аргиллиты и алевролиты. В северо-восточной части Усть-Портовского мегавыступа нижняя подсвита присутствует в полном объеме. Толщины подсвиты здесь выдержаны и изменяются от 30 до 55 м, составляя в среднем около 45 м. Подсвита значительно опесчанивается, а в ее разрезе отчетливо прослеживаются отдельные песчаные горизонты толщиной от первых до 27 м (Майская скв. 1). На склонах мегавыступа толщина подсвиты возрастает, достигая 90 м (Горчинская скв. 1). В полном объеме подсвита вскрыта и на западной периклинали Тундрового мегавыступа. Толщины нижнесиговской подсвиты в пределах Джангодской и Рассохинской площадей варьируют от 40 до 60 м. Наблюдается увеличение песчаности к кровле подсвиты.

Таким образом, к подножию положительных структур разрез подсвиты глинизируется, а песчаники в ее составе замещаются на алевролиты песчаные и глинистые (Озерная, Верхнекубинская площадь).

В составе подсвиты уверенно выделяются три отдельных песчано-алевролитовых горизонта, проиндексированные как пласты СГ₇, СГ₆ и СГ₅, что соответствует утвержденной стратиграфической схеме [13] (рис. 5).

Пласт СГ₇ залегает в подошве нижнесиговской подсвиты и развит преимущественно в центральной и северо-восточной частях Усть-Портовского мегавыступа, имеет в целом небольшие толщины от 3 (Озерная скв. 8) до 8 м (Долганская скв. 2). Исключение составляет Суходудинская площадь, в скважинах которой толщина пласта возрастает до 14–19 м. В отдельных скважинах (Малохетская 1, Долганская 1) пласт заглинизирован, как и в юго-западной части Усть-Портовского мегавыступа (за исключением Горчинской скв. 1) и у подножия Тундрового мегавыступа (Верхнекубинская скв. 2). На западной периклинали Тундрового мегавыступа толщина пласта составляет 7–11 м, но на Джангодской площади нижняя его часть глинизируется (см. рис. 5).

Керновым материалом пласт охарактеризован в единственной скважине Майской площади, где в инт. 2391,9–2396,4 м он представлен алевролитистыми и песчанистыми аргиллитами. По данным микрокаротажа в большинстве скважин района исследования пласт представлен слабопроницаемыми породами.

Пласт СГ₆ развит в средней части нижнесиговской подсвиты. Характер его распространения сходен с таковым нижележащего СГ₇, отличаясь тем, что прослеживается и в отдельных скважинах юго-западной части Усть-Портовского мегавыступа, где на Южно-Соленинской площади его мощность состав-

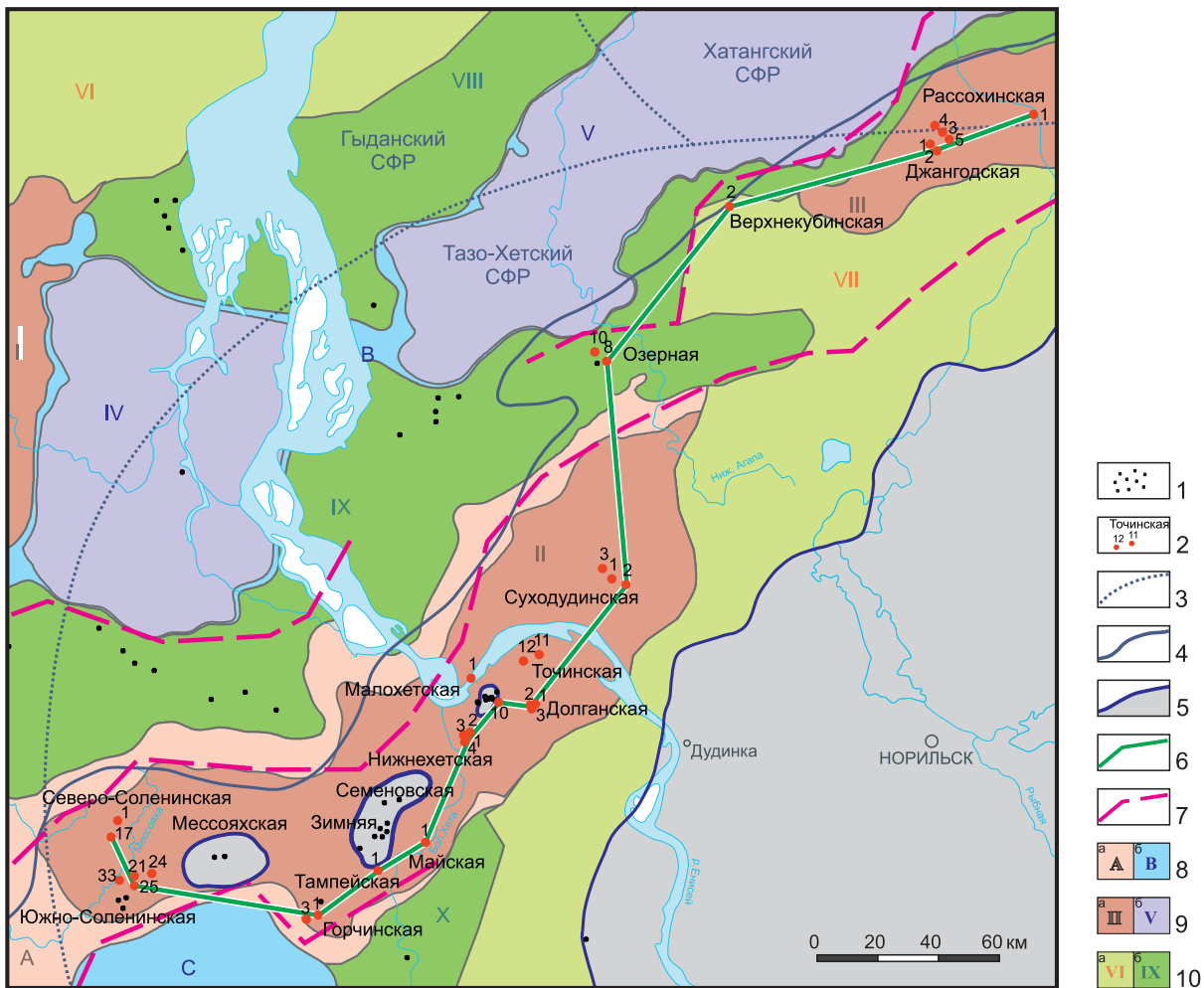


Рис. 4. Обзорная карта западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба

1–2 – скважины вскрывшие: 1 – юрские отложения, 2 – сиговскую свиту; 3–4 – границы СФР: 3 – по [13], 4 – предлагаемые (граница гольчихинской и яновстанской, сиговской, точинской свит); 5 – зона отсутствия оксфорд-кимериджских отложений; 6 – линия корреляционного профиля; 7 – дизъюнктивные нарушения; 8 – надпорядковые тектонические структуры: а – положительные, б – отрицательные; 9 – тектонические структуры первого порядка: а – положительные, б – отрицательные; 10 – промежуточные тектонические структуры: а – мегамоноклизы, б – мезо- и мегамоноклинали; тектонические элементы: А – Мессояхская наклонная гряда, В – Агапско-Енисейский желоб, С – Большехетская мегасинеклиза, I – Северо-Гыданский мегавыступ, II – Усть-Портовский мегавыступ, III – Рассохинский мегавыступ, IV – Енисейская мегавпадина, V – Агапский мегапрогиб, VI – Предтаймырская мегамоноклиза, VII – Преденсейская мегамоноклиза, VIII – Южно-Таймырская мегамоноклинали, IX – Северо-Мессояхская мегамоноклинали, X – Долгонская мезоноклинали (фрагмент «Тектонической карты юрского структурного яруса Западной-Сибирской нефтегазоносной провинции» [19])

ляет 7–9 м. Здесь он представлен мелкозернистым кварц-полевошпатовым песчаником, с прослоями и линзами аргиллитов, с признаками УВ. На склонах мегавыступа (Тампейская, Горчинская площади) пласт глинизируется. В центральной и северо-восточной частях Усть-Портовского мегавыступа, на Майской и Нижнехетской площадях, толщина пласта составляет от 2 до 5 м, увеличиваясь в северо-восточном направлении, где на Суходудинской и Долганских площадях достигает 15–18 м. В районе Малохетских скважин пласт глинизируется (см. рис. 5).

Пласт сложен средне-мелкозернистым кварц-полевошпатовым песчаником с прослоями алевролитов, с глауконитом и обильным углистым детритом. На Нижнехетской площади отмечены включения гальки, Суходудинской – гальки и граве-

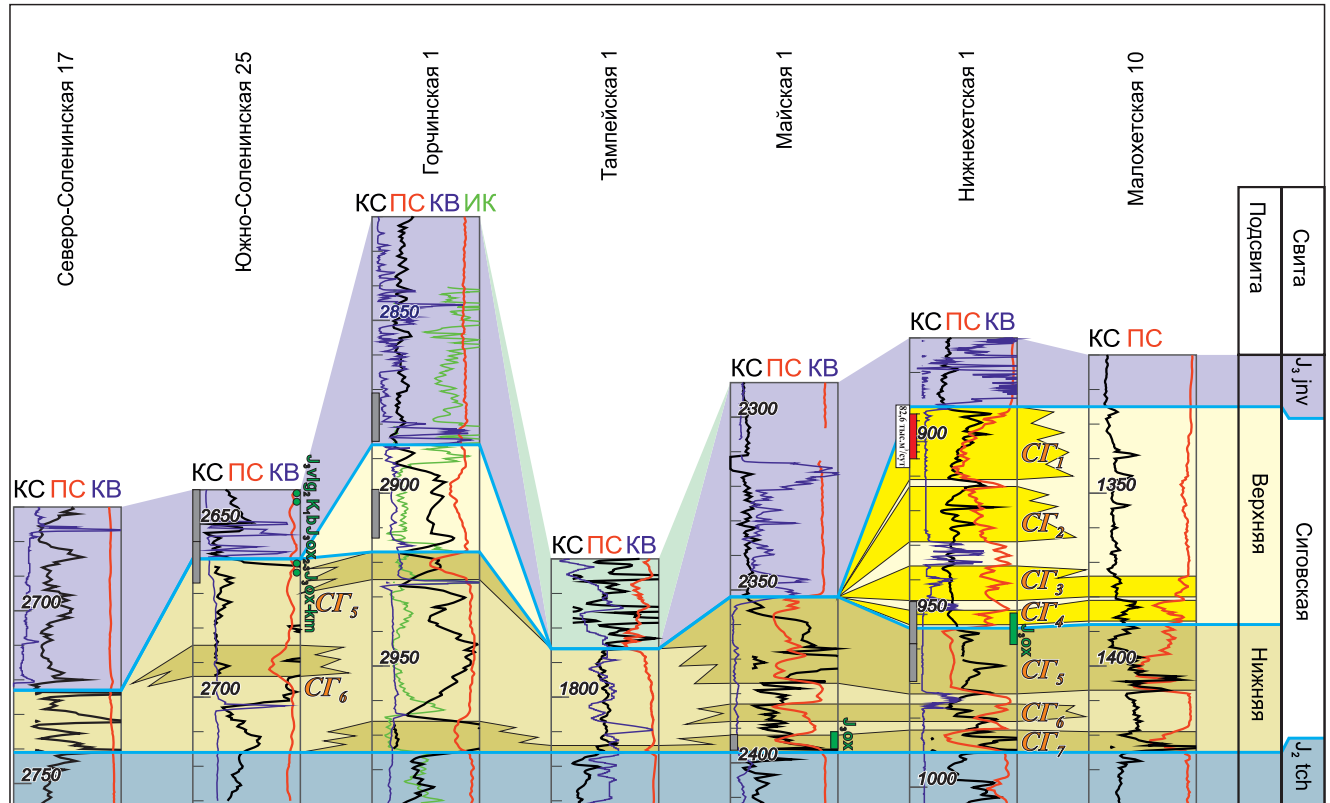
литов. На Долганской площади, согласно описанию керна, песчаники полимиктовые, разнозернистые. В пределах западной периклинали Тундрового мегавыступа толщины пластов СГ₆ и СГ₇ сопоставимы – 7–9 м. У подножий склонов мегавыступов песчаники замещаются алевролитами песчанистыми и глинистыми с включением пирита.

Полные разрезы пласта описаны в скважинах Нижнехетской 2 и Суходудинской 4, низы пласта – в Долганской скв. 1.

Пласт содержит многочисленные проницаемые прослои, в Южно-Соленинских скв. 24 и 33, Суходудинских скв. 2 и 3 при испытании пласта получены притоки пластовой воды (см. рис. 5).

Пласт СГ₅ залегает в кровле нижнесиговской под- свиты. Это наиболее мощный пласт в составе как ниж-

Начало профиля



Продолжение профиля

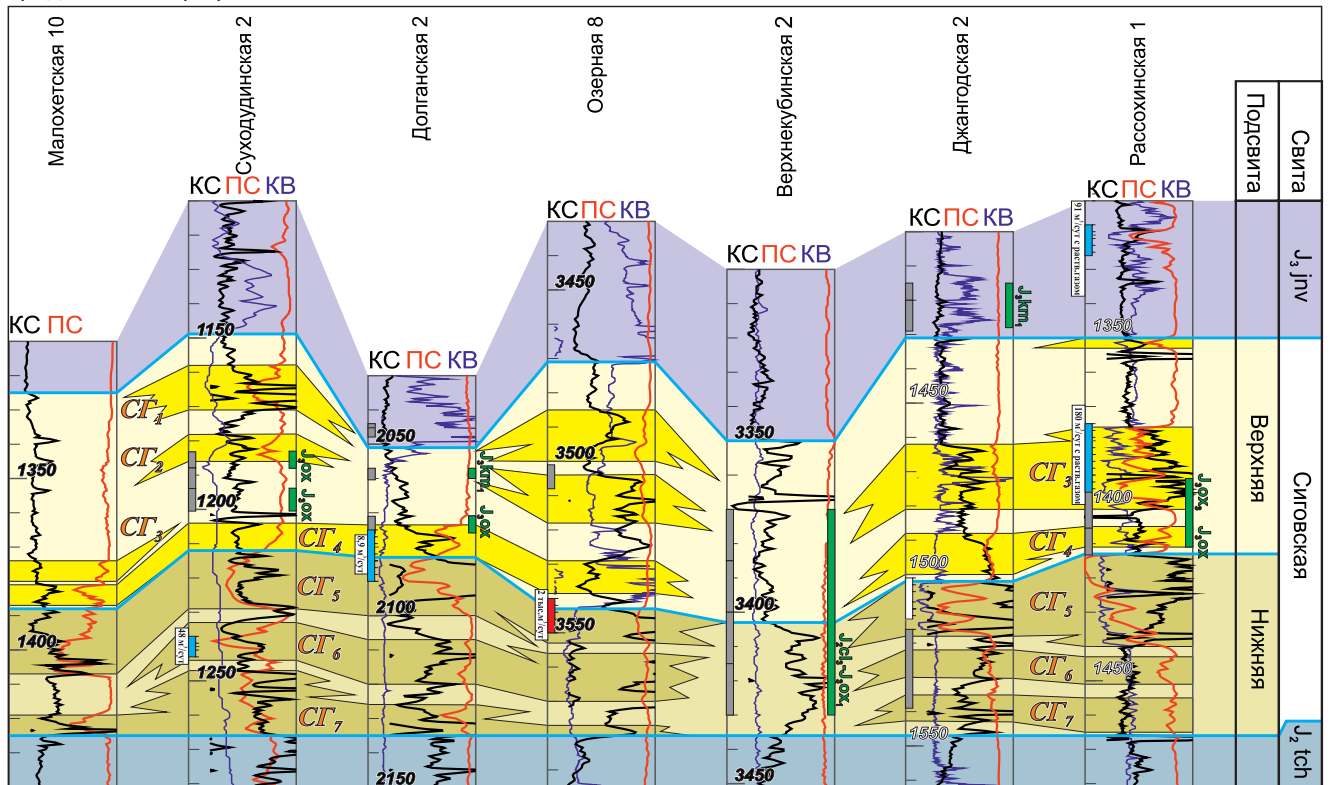


Рис. 5. Корреляционный профиль верхнеюрских отложений по линии скважин Северо-Соленинская 17 – Рассохинская 1
 1–3 – свиты: 1 – январская, 2 – точинская, 3 – сиговская: а – верхняя подсвита, б – нижняя подсвита; 4–5 – пласты СГ сиговской свиты: 4 – верхней подсвиты, 5 – нижней подсвиты; 6 – границы свиты; 7 – индексы продуктивных пластов; 8 – интервалы отборы зерна; 9 – результаты испытаний: а – притоки газа, б – притоки пластовой воды, в – притока не получено; 10 – палеонтологические находки: а – интервал отбора, б – точки отбора



ней подсвиты, так и сиговской свиты в целом. Пласт прослеживается на всей территории распространения подсвиты, за исключением Горчинской скв. 3 на склоне Усть-Портовского мегавыступа и Верхнекубинской скв. 2 у подножия Тундрового мегавыступа. В районе Южно-Соленинской, Верхнекубинской и Джангодской площадей песчаники замещаются алевролитами, в прослоях глинистыми, реже песчаными. Мощность пласта изменяется от 8–10 м (скважины Горчинская 1, Озерная 8) до 27 м (Майская 1, Джангодская 1, Рассохинская 1), составляя в среднем около 18 м.

Керновым материалом пласт охарактеризован лучше, чем нижележащие, и представлен разнозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с отдельными прослоями алевролитов. В районе Долганской площади в его кровле песчаники глауконитизированы. В Озерной скв. 8 в инт. 3540–3550 м из пласта получены незначительные притоки газа (2 тыс. м³/сут).

Пласт СГ₅ уверенно выделяется на каротажных диаграммах и служит надежным репером при выделении верхней границы нижнесиговской подсвиты, проходящей в его кровле. Кроме ярко выраженной отрицательной аномалии ПС, характерной для мощных песчаных пластов, породы верхней части подсвиты отличаются повышенными значениями КС, заметно отличающимися их от вышележащих более низкоомных пород верхней подсвиты. В целом более высокие значения КС характерны для всей нижней подсвиты (см. рис. 5).

Найденные в породах подсвиты фораминиферы и спорово-пыльцевые комплексы позволяют ограничить возраст пород верхов нижней подсвиты поздним оксфордом – низами раннего кимериджа.

Верхняя подсвита сиговской свиты отсутствует в западной части Усть-Портовского мегавыступа, частично появляясь лишь на его склонах (Горчинская площадь). На остальной территории распространения подсвита преимущественно представлена аргиллитами и глинистыми алевролитами. Исключением является Нижнехетская площадь, в скважинах которой отложения верхней подсвиты полностью опесчанены. Толщина подсвиты изменяется от 30–35 м на Долганской площади до 70–77 м на Джангодской, составляя в среднем 64 м.

Песчаные пласты в составе подсвиты распространены локально и либо полностью исчезают из разреза подсвиты, либо объединяются с ниже- и вышележащими пластами в единый горизонт. В ряде скважин (Малохетская, Долганская, Озерная площади) верхнесиговская подсвита глинизируется практически полностью, за исключением отдельных песчаных прослоев в ее основании. В районе западной периклинали Тундрового мегавыступа верхи подсвиты также заглинизированы, лишь близ кровли прослеживается маломощный (2–3 м) песчано-алевролитовый прослой (см. рис. 5).

Несмотря на указанные особенности строения разреза, существенно осложняющие корреляцию,

в составе подсвиты выделены четыре отдельных песчаных горизонта, проиндексированных как СГ₄, СГ₃, СГ₂, СГ₁.

Пласт СГ₄ залегает в подошве верхнесиговской подсвиты. Толщина его изменяется в широких пределах: от 3 м на Нижнехетской площади до 12–13 м на Джангодской и Суходудинской. От нижележащего пласта СГ₅ он отделен маломощной алевролитовой либо глинисто-алевролитовой перемычкой, в некоторых скважинах фактически сливаясь с ним (Суходудинские 1, 3, Джангодские 3, 4). В других скважинах пласт либо объединяется с вышележащим пластом СГ₃ (Нижнехетская 3, Суходудинская 3), либо глинизируется (Нижнехетская 2, Суходудинская 2, Долганская 1) (см. рис. 5).

Полные разрезы пласта представлены керном в скважинах Нижнехетская 1, Суходудинская 3, Долганская 3 и Рассохинская 1, где он сложен мелкозернистым песчаником с прослоями алевролитов, со значительной примесью глинистого материала. В районе Усть-Портовского мегавыступа отмечены многочисленные включения глауконита, придающего породе зеленоватый оттенок. В скважинах западной периклинали Тундрового мегавыступа пласт содержит включения пирита.

Пласт СГ₃ в пределах Усть-Портовского мегавыступа в большинстве скважин заглинизирован (на Долганской, Озерной и других площадях) либо объединяется с нижележащим пластом СГ₄ (Нижнехетская 3, Суходудинская 3). Обособляется пласт в скважинах Нижнехетских 1 и 4, где его мощность составляет 11–14 м. Иная картина наблюдается на западной периклинали Тундрового мегавыступа, где пласт уверенно прослеживается на Рассохинской (24 м) и Джангодской (13–16 м) площадях (см. рис. 5).

В пределах Усть-Портовского мегавыступа полный разрез пласта охарактеризован керном лишь в Суходудинской скв. 3, где он сложен мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами. В Джангодской скв. 1 на западной периклинали Тундрового мегавыступа в кровле пласта, представленного чередованием алевролитов и аргиллитов, отмечены включения битума.

В Рассохинской скв. 1 из пласта СГ₃ в инт. 1375–1395 м получен приток воды (до 180 м³/сут) с растворенным газом.

Пласт СГ₂ распространен в северо-восточной части Усть-Портовского мегавыступа, на Нижнехетской и Суходудинской площадях. Отдельные линзы пласта вскрыты в Озерной скв. 8. В скважинах Нижнехетских 2, 3 и Суходудинских 1, 3 пласт объединяется с вышележащим пластом СГ₁. Толщина изменяется от 7 до 19 м, в среднем 15 м. В западной части Тундрового мегавыступа пласт заглинизирован (см. рис. 5).

В полном объеме пласт охарактеризован керновым материалом в Нижнехетской скв. 4 и представлен песчаниками мелкозернистыми, известковистыми с глауконитом, реже алевролитами. Керн из

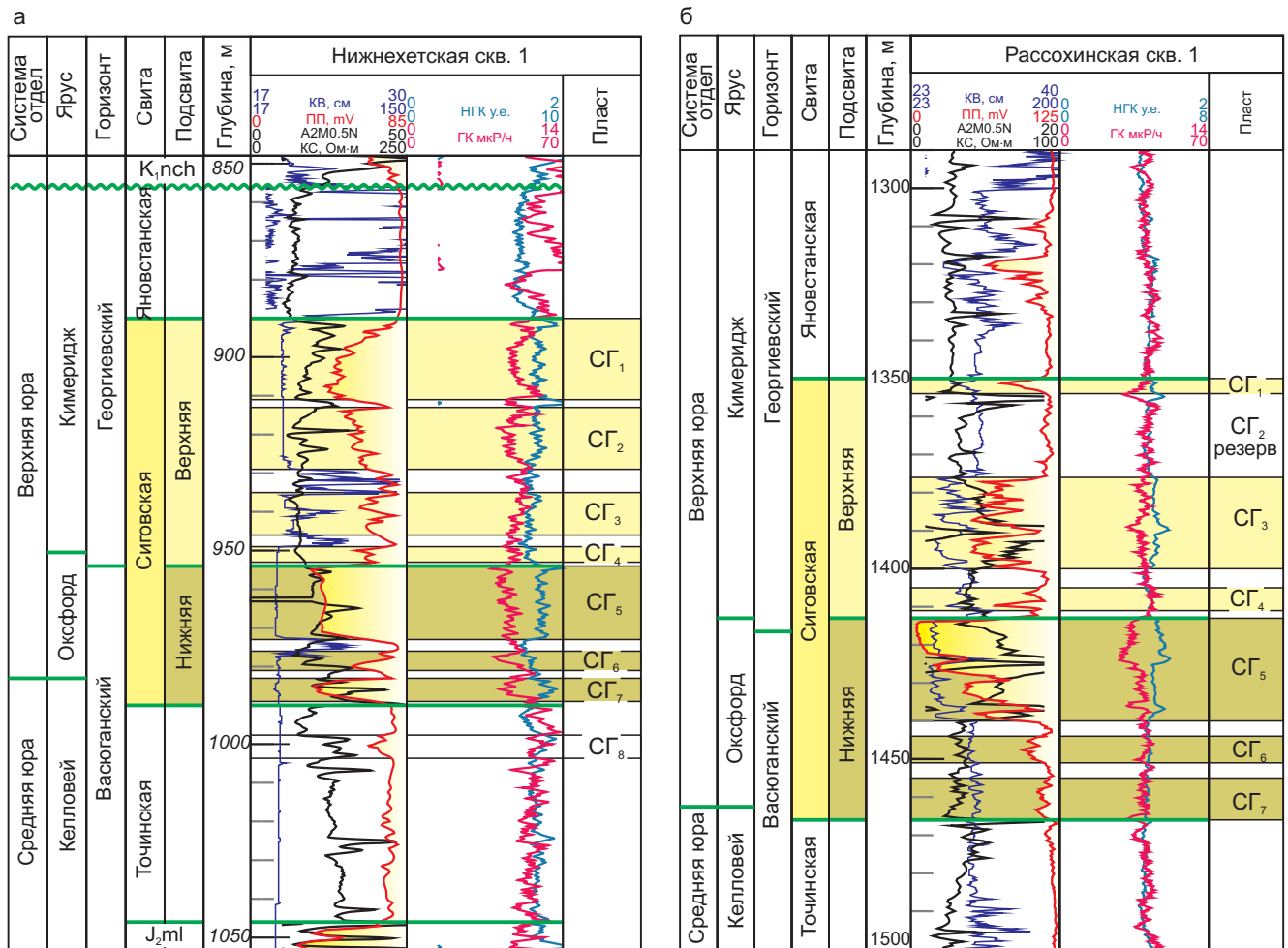


Рис. 6. Стратотипический разрез песчаных пластов верхнеюрских отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба: а – район Усть-Портовского мегавыступа, б – район Тундрового мегавыступа

верхней части пласта в Озерной скв. 8 содержит тонкие прослои аргиллитов. В испытанных скважинах (Нижнехетских 3, 4) притоки флюида не получены.

Пласт СГ₁ залегает в кровле верхнесиговской подсвиты. В пределах Усть-Портовского мегавыступа вскрыт в тех же скважинах, что и нижележащий пласт СГ₂. Толщина пласта варьирует от 10 до 17 м, возрастая до 21 м в Нижнехетской скв. 1. На западной периклинали Тундрового мегавыступа пласт СГ₁ в виде маломощного (2–3 м) прослоя, расположенного близ кровли подсвиты, прослеживается в скважинах Джангодской и Рассохинской площадей, глинизируясь только в Джангодской скв. 2 (см. рис. 5).

Пласт охарактеризован керном на Нижнехетской (скв. 3 и 4) и Суходудинской (скв. 1) площадях, где он представлен мелкозернистыми кварцполевошпатовыми песчаниками с прослоями алевролитов.

В Нижнехетской скв. 1 в инт. 892–905 м из пласта СГ₁ получен приток газа дебитом 82,6 тыс. м³/сут.

Выделение верхней границы верхнесиговской свиты по аналогии с верхней границей нижнесиговской подсвиты в кровле первого песчаного пласта (СГ₁) возможно лишь на Нижнехетской площади, где верхняя подсвита практически полностью опесчанена (не исключен также размыв верхней глинистой

пачки подсвиты, на который указывает наличие средневожских фораминифер в вышележащих отложениях яновстанской свиты).

На остальных площадях в кровле верхнесиговской подсвиты залегает глинисто-алевролитовая пачка толщиной 10–30 м либо в случае заглинизированного разреза подсвиты (свиты) в целом (Малохетская, Верхнекубинская площади) – мощная толща сходного состава.

Как отмечали ранее некоторые исследователи, [11, 18], на диаграммах стандартного (ПС, КС) и радиоактивного (ГК, НГК) каротажей переход от глинисто-алевролитовой пачки верхнесиговской подсвиты к вышележащим преимущественно глинистым отложениям яновстанской свиты не имеет ярко выраженного характера. Тем не менее в скважинах Усть-Портовского мегавыступа, где отбором керна охарактеризован переход от сиговской свиты к яновстанской (Горчинская 1, Нижнехетская 4, Долганская 4), наблюдаются уменьшение зернистости пород и переход от светло-серых алевролитов и алевро-песчаников верхнесиговской свиты к темно-серым до черным аргиллитам низов яновстанской свиты. В данном случае надежным репером границы свит служит резкое увеличение диаметра скважин, фиксируемое кавернометрией (КВ) в пере-

крывающих сиговскую свиту породах, а кривая KB в кровле верхнесиговской подсвиты принимает резко дифференцированный характер (см. рис. 5).

В скважинах Малохетской площади, пробуренных в начале 1940-х гг., кавернометрия и радиоактивный каротаж не проводились. Однако сопоставляя геофизические характеристики разрезов скважин с данными литологического описания пород и результатами палеонтологических определений [8, 16], в разрезе глинисто-алевролитовой толщи удалось выделить отдельную пачку толщиной около 50 м, характеризующуюся повышенным сопротивлением пород и соответствующую верхней части верхнесиговской подсвиты.

Повышенное сопротивление пород верхнесиговской подсвиты отмечается и в скважинах, пробуренных у подножий Усть-Портовского и Тундрового мегавыступов (Озерная, Верхнекубинская площади) (см. рис. 5).

Менее уверенно верхняя граница сиговской свиты проводится в районе западной периклинали Тундрового мегавыступа, где вышележащие отложения яновстанской свиты также представлены алевролитами, а сама свита значительно опесчанена. Тем не менее описанная глинисто-алевролитовая пачка, характеризующаяся дифференцированным характером кривой KB, выделяется и здесь (скважины Джангодские 2, 3, Рассохинская 1).

Сходная по своим геофизическим характеристикам пачка прослеживается и в пределах Турухан-Елогуйского района на территориях с более полным разрезом сиговской свиты, в частности в Усть-Часельской скв. 199, выбранной в качестве стратотипа для пластов СГ (см. рис. 3, 5). Пачка также характеризуется увеличением диаметра скважины на кривых KB, а также резким увеличением проводимости пород, фиксируемых индукционным каротажем (ИК). Аналогичное поведение ИК мы можем проследить и в единичных скважинах Усть-Енисейского района, где также выполнялся индукционный каротаж (Южно-Соленинская 33, Горчинские 1, 2).

Дополнительно данные выводы подтверждаются находками в составе пород пачки аммонитов (Усть-Часельская 199) и фораминифер (Джангодская 2), определяющими ее возраст в интервале нижнего кимериджа как в Турухан-Елогуйском, так и в Усть-Енисейском районах. Возраст нижележащей глинисто-алевролитовой пачки, относящейся к верхам верхнесиговской свиты, согласно находкам аммонитов, двустворок и фораминифер, определен как низы раннего кимериджа¹ (низы раннего кимериджа – верхи оксфорда).

¹В зоне выклинивания сиговской свиты вблизи Сибирской платформы в ряде колонковых скважин на Северо-Вологодчанской и Северо-Хараерлахской площадях отмечается практически полное опесчанивание и омоложение разреза сиговской свиты вплоть до позднего кимериджа [8]. Тем не менее в погруженных частях Усть-Енисейского и Турухан-Елогуйского районов граница си-

Сложность строения верхнеюрских отложений в западной части ЕХРП (наличие размывов на значительной части территории, практически полная глинизация разрезов как верхней подсвиты, так и всей сиговской свиты в целом либо, наоборот, ее почти полное опесчанивание) осложняют выбор единого типового разреза (стратотипа) продуктивных пластов верхней юры для Усть-Енисейского района. Однако необходимость выделения подобного стратотипа в связи с очевидным различием строения верхнеюрских отложений очевидна. В качестве таковых автор предлагает Нижнехетскую скв. 4 для Усть-Портовского мегавыступа, в которой выделяются все семь пластов группы СГ (рис. 6, а), и Рассохинскую скв. 1 для западной периклинали Тундрового мегавыступа (см. рис. 6, б). К сожалению, подробно охарактеризованы керном и фауной разрезы сиговской свиты только в скважинах Малохетской площади, где отложения свиты существенно заглинизированы. В остальных скважинах района, охарактеризованность фауной достаточно низкая, а палеонтологический материал явно нуждается в пересмотре и приведении к современной номенклатуре названий. В любом случае выделение отдельного стратотипа (стратотипов) на данной территории – вопрос дальнейшей дискуссии.

Выводы

1. В типовых скважинах Нижнехетской и Рассохинской площадей в разрезе сиговской свиты с учетом анализа результатов исследования керна и фаунистических остатков выделены границы верхней и нижней подсвит, которые в дальнейшем прослежены во всех скважинах, вскрывших сиговскую свиту на территории западной части ЕХРП.

2. В составе подсвит в разрезах типовых скважин выделены и проиндексированы в соответствии с принятой по результатам МРСС-90 и МСС-2003 номенклатурой отдельные продуктивные пласты группы СГ. Всего выделено семь песчаных пластов, четыре из которых (СГ₁₋₄) относятся к верхней подсвите сиговской свиты, и три (СГ₅₋₇) – к нижней.

3. Для выделенных пластов автором предложены типовые (стратотипические) разрезы: Нижнехетская скв. 1 (район Усть-Портовского мегавыступа) и Рассохинская скв. 1 (район Тундрового мегавыступа), относящиеся к зоне распространения сиговской свиты в Енисей-Хатангской нефтегазодной области.

Исследования проводились при финансовой поддержке проект ФНИ 0331–2019–0019 «Геология, условия формирования и закономерности размещения залежей углеводородов с трудноизвлекаемыми запасами в Западно-Сибирском мегабассейне» и РФФИ в рамках научного проекта № 18–05–70074 «Ресурсы Арктики».

говской и яновстанской свит проходит в низах кимериджа по найденной фауне.



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Баженовский** горизонт Западной Сибири: строение, корреляция и толщины / С. В. Рыжкова, Л. М. Бурштейн, С. В. Ершов и др. // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59, № 7. – С. 1053–1074.

2. **Байбородских Н. И.** Расчленение юрских отложений бассейна р. Турухана и близлежащих районов. – Л.: Гостоптехиздат, 1962. – С. 3–11. – (Тр. НИИГА; вып. 19).

3. **Борисов Е. В., Казаненков В. А.** К вопросу об индексации нижнесреднеюрских продуктивных песчаных пластов в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2018. – Т. 13, № 4. – С. 120. – Точка доступа: http://ngtp.ru/rub/2018/38_2018.html (18.09.2019).

4. **Борисов Е. В., Пономарева Е. В.** Перспективы нефтегазоносности средне-верхнеюрских отложений западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба // Сб. матер. VII Междунар. науч. конф. «ИНТЕРЭКСПО ГЕО-Сибирь-2011». Т. 2. – Новосибирск, 2011. – С. 122–126.

5. **Касьянов М. В.** Номенклатура, корреляция и нефтегазоносность песчаных пластов в Среднем Приобье Западно-Сибирской низменности // Геология нефти и газа. – 1966. – № 10. – С. 25–32.

6. **Кузнецов Л. Л.** Индексация и корреляция юрских и меловых продуктивных горизонтов в западной части Енисей-Хатангского прогиба // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область: сб. ст. / под ред. Д. С. Сорокова, Г. Д. Гинсбурга. – Л.: НИИГА, 1974. – С. 29–88.

7. **Кузнецов Л. Л.** Строение газовых и газоконденсатных месторождений // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба: сб. ст. / под ред. Д. С. Сорокова. – Л.: НИИГА, 1971. – С. 92–110.

8. **Никитенко Б. Л.** Стратиграфия, палеобиогеография и биофауны юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). – Новосибирск: Параллель, 2009. – 680 с.

9. **Опорный** разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина) / под ред. В. Н. Сакса. – Л.: Наука, 1969. – 207 с.

10. **Открытые** горизонты. Т. 2: 1981–1987 / под ред. А. М. Брехунцова, В. Н. Битюкова; изд. 2-е, перераб. и доп. – Екатеринбург: Среднеуральское кн. изд-во, 2002. – С. 43–45.

11. **Расчленение** юрских и меловых скважин, пробуренных в Усть-Енисейской синеклизе в 1962–1967 гг. / Н. И. Байбородских, Е. Г. Бро, С. А. Гудкова и др. // Учен. зап. НИИГА. Сер. Региональная геология. – 1968. – Вып. 12. – С. 5–24.

12. **Решение** совещания по вопросам корреляции и индексации продуктивных пластов мезозойских отложений Тюменской области (20–21 февраля 1986 г.). – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1986. – 38 с.

13. **Решение** 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и приня-

тию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.) / ред. Ф. Г. Гурари, Н. К. Могучева, Б. Н. Шурыгин и др. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. – 114 с.

14. **Решения** и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (Тюмень, 21–27 марта 1967 г.). Ч. 1 / ред. Н. Н. Ростовцев. – Тюмень, 1969. – С. 98–99.

15. **Решения** 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 14–18 мая 1990 г.) / ред. И. И. Нестеров. – Тюмень, 1991. – 54 с.

16. **Сакс В. Н., Ронкина З. З.** Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. – М.: Госгеол-издат, 1957. – 229 с. – (Тр. НИИГА; т. 90).

17. **Стратиграфия** мезозойских отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты / Л. Ю. Аргентовский, В. С. Бочкарев, Ю. В. Брадучан и др. // Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. – М.: Недра, 1968. – С. 27–95. – (Тр. ЗапСибНИГНИ; вып. 11)

18. **Стратиграфо-палеонтологическая** основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности / А. А. Булыникова, Ю. В. Брадучан, Ф. В. Киприянова и др. – Тюмень, 1972. – С. 38–40. – (Тр. ЗапСибНИГНИ; вып. 48).

19. **Тектоническое** строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое / В. А. Конторович, С. Ю. Беляев, А. Э. Конторович и др. // Геология и геофизика, – 2001. – Т. 42 (11–12). – С. 1832–1845.

20. **Указания** к региональным стратиграфическим схемам мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины, утвержденным Межведомственным стратиграфическим комитетом 30 января 1978 г. / подготовила А. В. Дуркина. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1984. – 83 с.

REFERENCES

1. Ryzhkova S.V., et al. The Bazhenov Horizon of West Siberia: structure, correlation, and thickness. *Russian Geology and Geophysics*, 2018, vol. 59, no. 7, pp. 846–863.

2. Bayborodskikh N.I. [Layering of Jurassic sediments of the Turukhan River basin and surrounding areas]. *Tr. NIIGA* [Proc. NIIGA]. Leningrad, Gosoptekhizdat Publ., 1962, issue 19, pp. 3–11. (In Russ.).

3. Borisov E.V., Kazanenkov V.A. [On the issue of indexing the Lower Middle Jurassic productive sand formations in the western part of the Yenisei-Khatanga regional trough]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*. 2018, vol. 13, no. 4, p. 120. Available at: http://ngtp.ru/rub/2018/38_2018.html (18.09.2019). (In Russ.).



4. Borisov E.V., Ponomareva E.V. [Prospects for oil and gas medium – upper jurassic deposits of the western part of the Yenisei-Khatanga regional trough]. *Sb. mater. VII Mezhdunar. nauchn. Konf. «INTEREKSPON GEO-Sibir'-2011»* [Proc. VII International Scientific Conf. INTEREXPO GEO-Siberia-2011]. Novosibirsk, 2011, vol. 2, pp. 122–126. (In Russ.).

5. Kasyanov M.V. [Nomenclature, correlation and petroleum potential of sand formations in the Middle Ob Region of the West Siberian Lowland]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 1966, no. 10, pp. 25–32. (In Russ.).

6. Kuznetsov L.L. [Indexation and correlation of Jurassic and Cretaceous productive horizons in the western part of the Yenisei-Khatanga trough]. *Enisey-Khatangskaya neftegazonosnaya oblast'. Sbornik statey* [Yenisei-Khatanga oil and gas region. Collection of articles]. Leningrad, NIIGA Publ., 1974, pp. 29–88. (In Russ.).

7. Kuznetsov L.L. [The structure of gas and gas condensate fields]. *Geologiya i neftegazonosnost' Enisey-Khatangskogo progiba (sbornik statey)* [Geology and oil and gas potential of the Yenisei-Khatanga trough (collection of articles)]. Leningrad, NIIGA Publ., 1971, pp. 92–110. (In Russ.).

8. Nikitenko B.L. *Stratigrafiya, paleobiogeografiya i biofatsii yury Sibiri po mikrofaune (foraminifery i ostrakody)* [Stratigraphy, paleobiogeography and biofacies of the Jurassic of Siberia by microfauna (foraminifera and ostracods)]. Novosibirsk, Parallel Publ., 2009. 680 p. (In Russ.).

9. Saks V.N., ed. *Opornyy razrez verkhneyurskikh otlozheniy basseyna r. Khety (Khatangskaya vpadina)* [The reference section of the Upper Jurassic deposits of the Kheta River basin (Khatanga Depression)]. Leningrad, Nauka Publ., 1969. 207 c. (In Russ.).

10. Brekhuntsov A.M., Bitukov V.N., eds. *Otkrytye gorizonty. T. 2: 1981–1987* [Open horizons. Vol. 2: 1981–1987]. Ekaterinburg, Central Ural Book Publishing House, 2002, pp. 43–45. (In Russ.).

11. Bayborodskikh N.I., et al. [Layering of Jurassic and Cretaceous wells drilled in the Ust-Yenisei syncline in 1962–1967]. *Uchenye zapiski NIIGA. Regional'naya geologiya*. Leningrad, 1968, issue 12, pp. 5–24. (In Russ.).

12. *Reshenie soveshchaniya po voprosam korrelyatsii i indeksatsii produktivnykh plastov mezozoyskikh otlozheniy Tyumenskoy oblasti (20–21 fevralya 1986 g.)* [Decision of the Meeting on the correlation and indexation of productive strata of Mesozoic deposits of the Tyumen Region (February 20–21, 1986)]. Tyumen, ZapSibNIGNI Publ., 1986. 38 p. (In Russ.).

13. *Reshenie 6-go Mezhdedomstvennogo stratigraficheskogo soveshchaniya po rassmotreniyu i printiyatiyu utochnennykh stratigraficheskikh skhem mezozoyskikh otlozheniy Zapadnoy Sibiri* [Decision of the

6th Interdepartmental Stratigraphic Meeting on the review and adoption of updated stratigraphic charts of the Mesozoic sediments of West Siberia (Novosibirsk, 2003). Novosibirsk, SNIIGGIMS Publ., 2004. 114 p. (In Russ.).

14. *Resheniya i trudy Mezhdedomstvennogo soveshchaniya po dorabotke i utochneniyu unifikirovannoy i korrelyatsionnoy stratigraficheskikh skhem Zapadno-Sibirskoy nizmennosti (Tyumen', 21–27 marta 1967 g.) Chast' 1* [Decisions and proceedings of the Interdepartmental Meeting on the completion and refinement of the unified and correlation stratigraphic charts of the Western-Siberian Lowland (Tyumen, March 21–27, 1967). Part 1]. Tyumen, 1969, pp. 98–99. (In Russ.).

15. *Resheniya 5-go Mezhdedomstvennogo regional'nogo stratigraficheskogo soveshchaniya po mezozojskim otlozheniyam Zapadno-Sibirskoy ravniny (Tyumen', 14–18 maya 1990 g.)* [Decisions of the 5th Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on Mesozoic Deposits of the West Siberian Plain (Tyumen, May 14–18, 1990)]. *Tr. ZapSibNIGNI* [Proc. ZapSibNIGNI]. Tyumen, 1991. 54 p. (In Russ.).

16. Saks V.N., Ronkina Z.Z. *Yurskie i melovye otlozheniya Ust'-Eniseyskoy vpadiny. Tr. NIIGA; T. 90* [Jurassic and Cretaceous deposits of the Ust-Yenisei Depression. Proc. NIIGA; vol. 90]. Moscow, Gosgeolizdat Publ., 1957. 229 p. (In Russ.).

17. Argentovskiy L.Yu., et al. [Mesozoic stratigraphy of the platform cover of the West Siberian Plate]. *Problemy geologii Zapadno-Sibirskoy neftegazonosnoy provintsii. Tr. ZapSibNIGNI, vyp. 11* [Problems of the West Siberian Petroleum Province Geology. Proc. ZapSibNIGNI, issue 11]. Moscow, Nedra Publ., 1968, pp. 27–95.

18. Bulynnikova A.A., Braduchan Yu.V. [Stratigraphic-paleontological basis for a detailed correlation of oil and gas deposits of the West Siberian Lowland]. *Trudy ZapSibNIGNI; vyp. 48* [Proc. ZapSibNIGNI; issue 48]. Tyumen, 1972, pp. 38–40. (In Russ.).

19. Kontorovich V.A., Belyaev S. Yu., Kontorovich A.E., et al. *Tektonicheskoe stroenie i istoriya razvitiya Zapadno-Sibirskoy geosineklizy v mezozoe i kaynozoe* [Tectonic structure and development history of the West Siberian geosyncline in the Mesozoic and Cenozoic]. *Geologiya i geofizika*, 2001, vol. 42, no. 11–12, pp. 1832–1845. (In Russ.).

20. *Ukazaniya k regional'nym stratigraficheskim skhemam mezozoyskikh i kaynozoykskikh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy ravniny, utverzhdenym Mezhdedomstvennym stratigraficheskim komitetom 30 yanvarya 1978 g.* [Instructions to the regional stratigraphic charts of Mesozoic and Cenozoic deposits of the West Siberian Plain approved by the Interagency Stratigraphic Committee on January 30, 1978]. Tyumen, ZapSibNIGNI Publ., 1984. 83 p. (In Russ.).



УДК 550.832.05:552(571.1)

НОВЫЙ ПОДХОД К ЛИТОЛОГО-ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ В ИНТЕРВАЛАХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

В. Н. Глинских, А. А. Федосеев

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Статья посвящена развитию комплексной литолого-электрофизической интерпретации данных электромагнитных зондирований для определения вещественного состава, выделения литологических типов и изучения электрофизических параметров пород баженовской свиты и ее стратиграфических аналогов в центральных районах Западной Сибири. По данным высокочастотных электромагнитных каротажных зондирований установлены частотные зависимости удельной электропроводимости и относительной диэлектрической проницаемости пород. С их использованием впервые построены комплексные литолого-электрофизические модели и изучены основные закономерности влияния породообразующих компонентов (глинистого, карбонатного, кремнистого материала, органического вещества и пирита) на дисперсионные свойства баженинов. На основе предложенного нового подхода к оценке содержания породообразующих компонентов по данным электромагнитных зондирований выделены основные литологические типы пород баженовской свиты в соответствии с современной классификацией. Построены литолого-электрофизические модели отложений баженовской свиты с привлечением значительных объемов эмпирических данных.

Ключевые слова: баженовская свита, породообразующие компоненты, электромагнитные зондирования, электрофизические параметры, частотная дисперсия, литолого-электрофизические модели.

A NEW APPROACH TO LITHO-ELECTROPHYSICAL INTERPRETATION OF ELECTROMAGNETIC SOUNDING DATA IN THE BAZHENOVSKAYA FORMATION INTERVALS

V. N. Glinskikh, A. A. Fedoseev

A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

The work is devoted to the development of a comprehensive lithological and electrophysical interpretation of electromagnetic sounding data to determine the material composition, distinguish lithological types and study electrophysical parameters of the Bazhenovskaya Formation rocks and its stratigraphic analogues in the central regions of West Siberia. According to high-frequency electromagnetic log soundings, the frequency dependences of the specific conductivity and relative dielectric permeability of the Bazhenovskaya Formation rocks are established. Using them, complex lithological-electrophysical models have been first constructed, and the basic laws of the influence of rock-forming components (clay, carbonate, siliceous material, organic matter and pyrite) on the dispersion properties of bazhenites have been studied. Based on the proposed new approach to assessing the content of rock-forming components according to electromagnetic soundings, the main lithological types of the Bazhenovskaya Formation rocks are identified as on the modern classification. Lithological and electrophysical models of the Bazhenovskaya Formation deposits are constructed invoking significant amounts of empirical data.

Keywords: Bazhenovskaya Formation, rock-forming components, electromagnetic sounding, electrophysical parameters, frequency dispersion, lithological-electrophysical models.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-4-80-88

На протяжении последних десятилетий огромный интерес ученых направлен на всестороннее изучение нетрадиционного источника углеводородного сырья в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции – баженовскую свиту. Она является как основной нефтепроизводящей толщей, так и региональным глинистым флюидоупором для залежей в отложениях оксфорда (верхняя юра). Отличительной особенностью служит высокая степень неоднородности минералогического состава, обусловленная пространственным изменением содержания в разрезе свиты глинистых, кремнистых, карбонатных породообразующих компонентов и органиче-

ского вещества. В связи с тем что разрезы скважин недостаточно охарактеризованы кернавым материалом, необходимо уделять большое внимание развитию методического обеспечения литологической интерпретации данных геофизических исследований в скважинах (ГИС), которая дает возможность оценивать относительное содержание породообразующих компонентов и выделять основные литологические типы баженовских отложений и их стратиграфических аналогов с целью выявления особенностей распределения пород в разрезах и закономерностей изменения по площади. Однако до сих пор не существует общей теоретико-методической



базы для комплексной обработки и интерпретации данных ГИС в интервалах свиты, что и определяет актуальность настоящего исследования.

Большинство разрезов скважин, вскрывших баженовскую свиту, охарактеризованы стандартным комплексом методов ГИС, а иногда и ограниченным. За последние годы произошло существенное развитие скважинной геофизической аппаратуры, появились новые приборы, обладающие высокой точностью измерений при синхронном каротаже на кабеле и бурильных трубах. Одними из современных программно-аппаратурных комплексов для изучения геологических разрезов сложного строения являются комплексы СКЛ (серия инновационных скважинных комплексов НПП ГА «Луч», Новосибирск), которые предназначены для каротажа в открытом стволе скважин. Они спроектированы таким образом, что при минимальной их длине в состав включен расширенный набор методов ГИС: гальванические методы электрометрии – потенциал самополяризации, боковой каротаж, боковое каротажное зондирование; индукционные методы электрометрии – высокочастотное индукционное каротажное изопараметрическое зондирование (ВИКИЗ) и его расширенная модификация (ВЭМКЗ); низкочастотный индукционный каротаж; ядерные методы – гамма-каротаж, гамма-гамма-каротаж плотностной, нейтрон-нейтронный каротаж по тепловым нейтронам; термометрия, резистивиметрия, инклинометрия. Выполнение измерений за одну спускоподъемную операцию делает возможным проведение совместной инверсии комплекса данных ГИС с построением единой интерпретационной модели.

Применение комплекса гальванических и индукционных методов электрометрии существенно повышает эффективность и достоверность результатов интерпретации в сложных геологических разрезах. Используется избыточный набор измеряемых характеристик, что устраняет неоднозначность интерпретации в областях с высоким электрическим контрастом, к которым относятся отложения баженовской свиты. Наряду с этим открываются новые возможности совместной оценки как удельной электропроводности, так и относительной диэлектрической проницаемости пород, что до сих пор считается практически неразрешимой задачей. Принципиально важно, что становится возможным исследование таких слабоизученных эффектов, как электрическая анизотропия и частотная дисперсия электрофизических параметров. В связи со сложным вещественным составом, пространственно неоднородным распределением глинистых, кремнистых, карбонатных компонентов, органического вещества и рассеянного пирита, имеющих широкий диапазон значений электрофизических параметров и определяющих сложную микро- и макроструктуру пород баженовской свиты, в теории электромагнетизма не существует единого математически обо-

снованного подхода к изучению данных эффектов. Анализ научных публикаций и имеющийся опыт указывает на высокий интерес к установлению зависимостей электромагнитных свойств горных пород на основе скважинных измерений, лабораторных исследований на образцах керна и математического моделирования.

В рамках статьи выполнено построение реалистичных литолого-электрофизических моделей баженовских отложений с учетом результатов экспериментального изучения карбонатно-кремнисто-глинистых высокоуглеродистых отложений по промысловым данным, составляющих базу для обоснования новых методов электромагнитных зондирований при изучении уникальной черносланцевой свиты.

Модели относительного содержания породообразующих компонентов и основные литологические типы пород баженовской свиты по данным ГИС и керна

Литологическая интерпретация данных ГИС состоит в создании модели относительного содержания породообразующих компонентов с выделением основных литологических типов. Для построения литологической модели геологических объектов, имеющих сложный минеральный состав, используются различные способы. Один из них, получивший наиболее широкое практическое применение, связан с расчетом объемного содержания породообразующих компонентов по комплексу данных ГИС и керна. Способ основан на решении системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), связывающей сигналы методов ГИС и объемное содержание породообразующих компонентов [5, 11, 17, 18]:

$$f_i = \sum_{j=1}^m e_{ij} V_j, i=1, \dots, n.$$

Здесь f_i – значения сигналов i -го метода ГИС, линейно связанные с объемным содержанием каждой из слагающих его породообразующих компонентов; e_{ij} – теоретические значения i -го параметра для j -й компоненты; V_j – объемное содержание j -й компоненты; m – число объемных компонентов; n – число используемых методов ГИС.

Объемная модель горной породы баженовской свиты в целом может быть представлена совокупностью таких компонентов, как глинистый, кремнистый, карбонатный материал, органическое вещество (ОВ) и пирит. Как правило, для численной инверсии используется расширенный набор данных ГИС, а также привлекается априорная информация о составе изучаемых пород по результатам минералогического анализа керна. В работе коэффициенты матрицы СЛАУ определяются с помощью метода сингулярного разложения матрицы, состоящей из данных ГИС и результатов изучения образцов керна.

Выделение основных литологических типов пород баженовской свиты выполняется с использо-

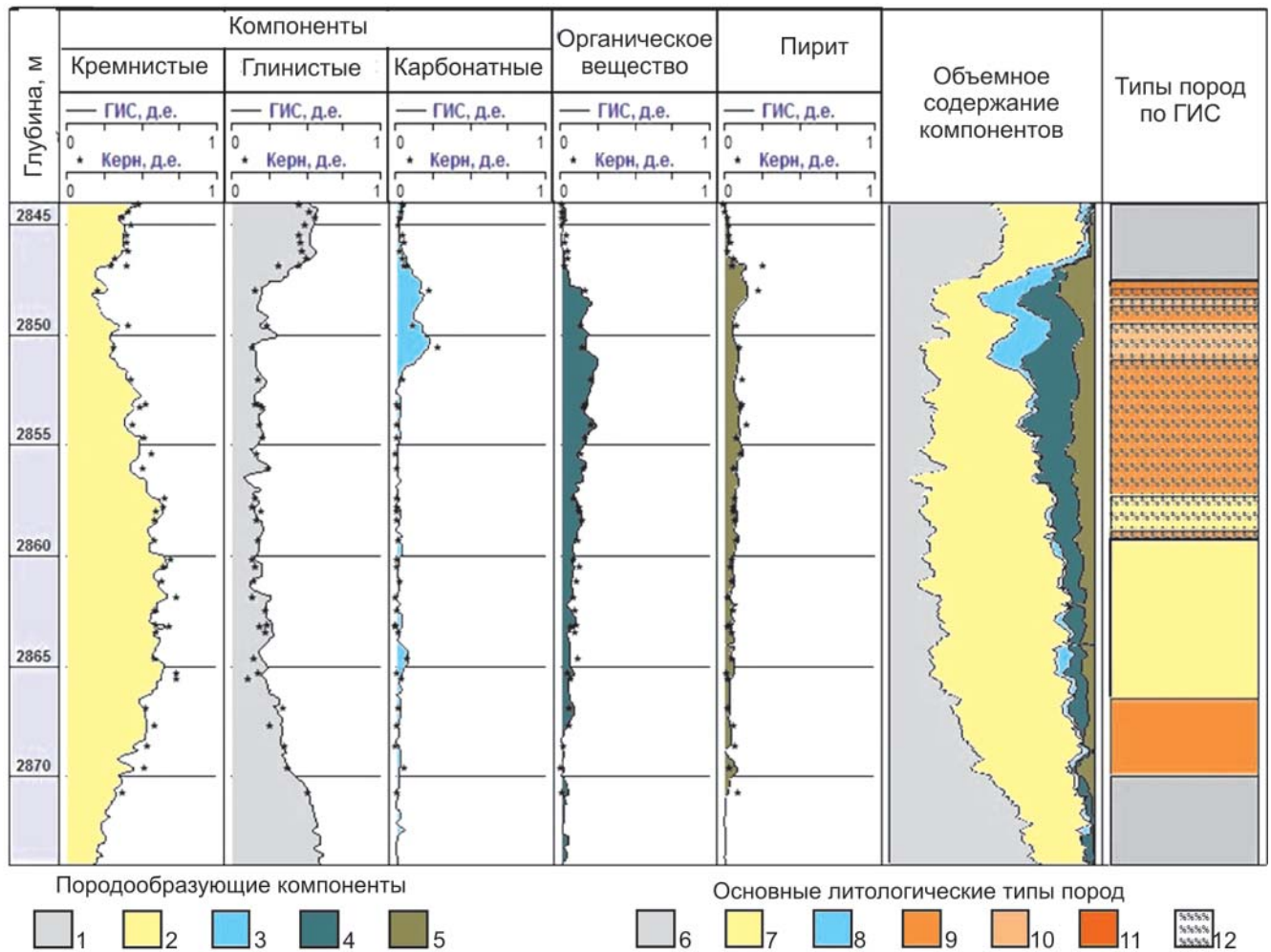


Рис. 1. Распределение относительного содержания породообразующих компонентов пород баженовской свиты, объемная модель и основные литологические типы

Породообразующие компоненты: 1 – кремнистые, 2 – глинистые, 3 – карбонатные, 4 – ОВ, 5 – пирит; основные литологические типы пород: 6 – аргиллиты, 7 – силициты, 8 – карбонаты, микститы, 9 – глинисто-кремнистые, 10 – карбонатно-кремнистые, 11 – карбонатно-глинистые; 12 – высокоуглеродистые породы

ванием новой классификации, предложенной в работе [4]. В ее основу положен принцип разделения пород баженовской свиты по составу основных групп минералов и минералоидов. В этой работе выделены четыре основных класса пород: аргиллиты, силициты, карбонаты и микститы, а также их подклассы, включая высоко- и низкоуглеродистые. По [9], аргиллиты в основном встречаются в верхней части баженовской свиты и образуют пласты толщиной от первых до двух десятков метров. Породы содержат параллельно ориентированные углеродистые линзы и включения пирита (относительное содержание ОВ 0,5–3 %, пирита 1,5–10 %). Силициты встречаются в виде слоев толщиной от 10 см до 10 м и приурочены к средней и нижней частям свиты. Имеют выраженное напластование и большое количество органогенного детрита и пирита (относительное содержание ОВ 8–16 %, пирита 4–7 %). Группа карбонатов объединяет породы с содержанием карбонатных минералов (преимущественно кальцита) не меньше 50 %. Микститы – это карбонатно-кремнисто-глинистые породы

смешанного состава, имеющие тонко-линзовидно-слоистое строение, которое обусловлено чередованием прослоев с углеродистыми линзами, кремнистых радиолярий и глинисто-кремнистых линзочек углеродистого состава (относительное содержание ОВ 10–20 %) [6]. В настоящем исследовании при построении литологической модели выполнялось определение основных литологических типов пород баженовской свиты в рамках сокращенной классификации [7].

По данным ГИС построены модели относительного содержания породообразующих компонентов и выделены основные литологические типы пород баженовской свиты и ее стратиграфических аналогов в разрезах более 60 скважин, пробуренных на Среднеазымской, Галяновской, Горшковской, Салымской, Восточно-Правдинской, Малобалыкской, Чупальской, Восточно-Сургутской, Федоровской, Рускинской, Дружной, Горстовой, Южно-Ягунской, Межовской, Ракитинской, Повховской и Тайлаковской площадях в центральной части Западно-Сибирского осадочного бассейна.

На рис. 1 представлена литологическая модель интервала баженовской свиты на примере одной из скважин Дружной площади. На треках «Компоненты», «Органическое вещество» и «Пирит» приведены относительные содержания породообразующих компонентов, полученных в результате численной инверсии. Как видно, результаты хорошо коррелируются с данными по керну как для кремнистого, глинистого, карбонатного материала, так и для ОВ и пирита (значения достоверности аппроксимации составляют 0,82–0,91). На последних треках («Объемное содержание компонентов» и «Типы пород по ГИС») показана модель объемного содержания породообразующих компонентов и выделенные по ней основные литологические типы пород баженовской свиты в соответствии с принятой в [4, 7] классификацией.

По полученным результатам баженовская свита в представленном разрезе (инт. 2847,3–2870 м) имеет поликомпонентный состав и содержит различные отложения. Она подстилается аргиллитами георгиевской свиты (глубина 2870 м) и перекрывается аргиллитами подачимовской толщи (глубина 2847,3 м). В основании баженовской свиты отмечается довольно большое количество глинистого материала (более 50 %). Выше по разрезу наблюдается увеличение содержания кремнистой породообразующей компоненты, что подтверждается наличием глинисто-кремнистых смешанных пород по керну (инт. 2867–2870 м), в инт. 2857,5–2867 м ее содержание превышает 50 %, что указывает на наличие силицитов. С глубины 2857,5 м и выше, где разрез сложен глинисто-кремнистыми породами, возрастает количество глинистого материала и ОВ. Повышение содержания карбонатного материала выше по разрезу (инт. 2847,3–2851 м) свидетельствует о наличии карбонатно-кремнистых и карбонатно-глинистых микститов. Концентрация ОВ в инт. 2848–2859 м изменяется в диапазоне от 10 до 22 %, что указывает на высокоуглеродистые смешанные породы в верхней части разреза. На всем интервале баженовской свиты наблюдается корреляция между ОВ и пиритом.

Частотные зависимости удельной электропроводности и относительной диэлектрической проницаемости по данным ВЭМКЗ

Развитие интерпретационной базы скважинной электрометрии связано с вовлечением математического аппарата, учитывающего и сложную геометрическую структуру, и различные эффекты взаимодействия и распространения электромагнитного поля. В последние годы актуальной задачей становится численная интерпретация данных электрометрии в геологических средах, описываемых полным набором электрофизических параметров – удельной электропроводностью (УЭП) и относительной диэлектрической проницаемостью (ОДП) [2, 3]. При этом особое внимание уделяется изучению их дисперсионных свойств [1].

По результатам обработки данных электромагнитных зондирований установлен выраженный эффект частотной дисперсии электрофизических параметров отложений баженовской свиты [8]. Частотная дисперсия в них обусловлена поляризацией рассеянного пирита и возникновением двойных электрических слоев на поверхностях глинистых минералов. Эти механизмы оказывают различное влияние на электромагнитные сигналы, поэтому могут составить основу нового подхода к литологической интерпретации на основе выявленных частотных зависимостей УЭП и ОДП. Установление дисперсионных свойств карбонатно-кремнисто-глинистых высокоуглеродистых пород баженовской свиты открывает новые возможности определения относительного содержания породообразующих компонентов, включая ОВ и пирит, по данным электромагнитных зондирований.

В настоящее время для изучения электрофизических свойств баженовской свиты используются данные измерений ВЭМКЗ, с помощью которых можно устанавливать частотные зависимости УЭП и ОДП на основе совместной численной инверсии измеряемых разности фаз и отношения амплитуд [2, 8]. Применение алгоритмов совместной численной инверсии относительных амплитудно-фазовых измерений повышает достоверность определения пространственного распределения электрофизических характеристик горных пород.

По данным ВЭМКЗ комплекса СКЛ в разрезе более трех десятков скважин на Русскинской, Федоровской, Восточно-Сургутской и Тайлаковской площадях установлены и детально изучены частотные зависимости УЭП и ОДП основных литологических типов пород баженовской свиты с привлечением результатов лабораторных измерений на керне.

На рис. 2 представлены характерные частотные зависимости УЭП и ОДП для шести литологических типов пород баженовской свиты в разрезе одной из скважин Восточно-Сургутской площади. По изученным зависимостям $\sigma(f)$ и $\epsilon(f)$ отмечено, что дисперсия электрофизических параметров наблюдается во всех породах баженовской свиты (силицитах, аргиллитах, карбонатах, глинисто-кремнистых микститах, карбонатно-кремнистых микститах, карбонатно-глинистых микститах, а также в породах с повышенным (>10 %) и пониженным (<10 %) содержанием ОВ). Различные породообразующие компоненты и их соотношения оказывают разное влияние на УЭП и ОДП в диапазоне частот ВЭМКЗ (0,875–14 МГц). Отмечено, что частотная дисперсия электрофизических параметров зависит не только от количества, но и от типа глинистых минералов, а также относительного содержания ОВ и пирита.

Выполнен сопоставительный анализ частотно-зависимых УЭП и ОДП по данным ГИС и керна для интервалов и образцов с близкими значениями относительного содержания породообразующих компонентов. На рис. 3 показаны частотные спектры,

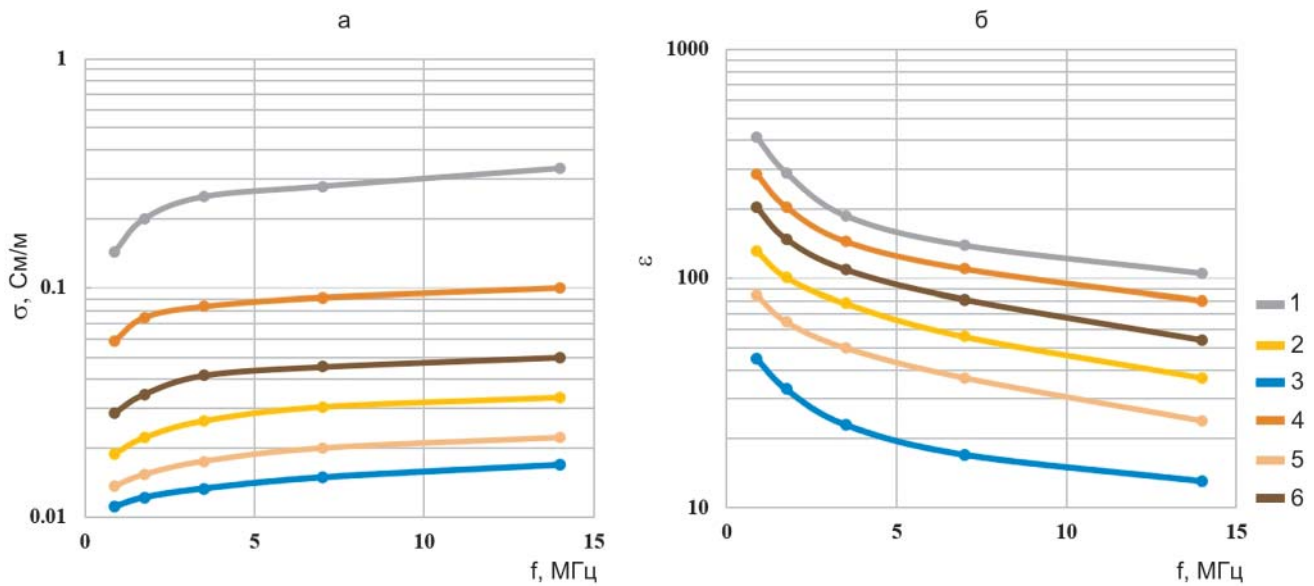


Рис. 2. Частотные зависимости УЭП (а) и ОДП (б) для основных литологических типов пород баженовской свиты 1 – аргиллиты; 2 – силициты; 3 – карбонаты; микститы; 4 – глинисто-кремнистые, 5 – карбонатно-кремнистые, 6 – карбонатно-глинистые

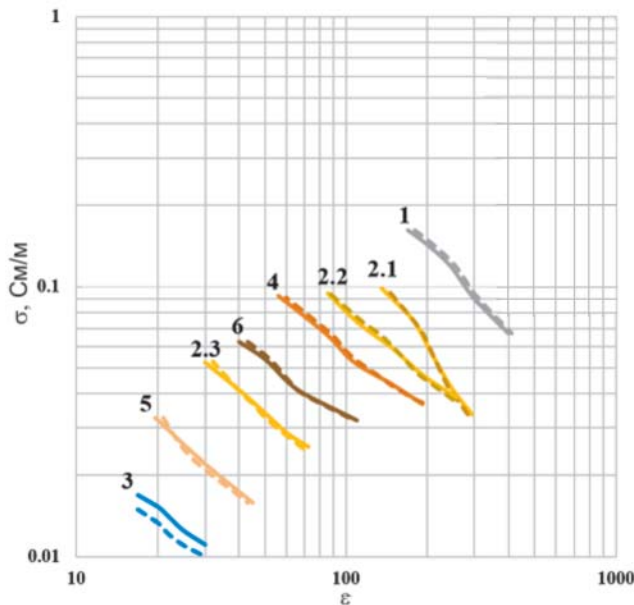


Рис. 3. Частотные зависимости УЭП и ОДП по данным ГИС (сплошная линия) и керну (пунктир)
Усл. обозн. см на рис. 2

характерные для аргиллитов, силицитов и микститов, включая высокоуглеродистые и пиритизированные. Так, различие частотных зависимостей УЭП и ОДП для образцов силицитов, имеющих близкое содержание кремнистых минералов, обусловлено содержанием пирита в образцах 2.1 и 2.2 более 7 %, а в образце 2.3 – менее 1 %. Расхождение графиков для карбонатов по ГИС и керну связано с малой мощностью карбонатизированных прослоев, недостаточной для пространственного разрешения. Отмечено, что для высокоуглеродистых пород баженовской свиты значения диапазонов частотных зависимостей значительно ниже, чем для низкоуглеродистых.

Таким образом, глинистые минералы, ОВ и пирит в породе оказывают наибольшее влияние на УЭП и ОДП и частотную дисперсию, значения которых значительно повышаются при увеличении относительного содержания данных породообразующих компонентов. При этом содержание силикатов, карбонатов и апатитов в породе, наоборот, уменьшается. Наибольший эффект частотной дисперсии электрофизических параметров отмечен в отложениях с распределением проводящего пирита в виде фрамбондов и в микрокристаллическом виде с высоким содержанием ОВ и с примесью глинистых минералов.

Определение относительного содержания породообразующих компонентов баженовской свиты по данным электромагнитных зондирований

Для того чтобы связать дисперсионные свойства пород баженовской свиты с ее литолого-петрофизическими характеристиками, используются модели смешения, устанавливающие связь между породообразующими компонентами и эффективными электрофизическими параметрами пласта в целом. Последние являются макромасштабными величинами. Для определения значения эффективных электрофизических параметров горной породы как сложной смеси могут быть применены различные способы гомогенизации. Распространенные законы смешения учитывают информацию не только об электрофизических параметрах породы и объемной доли ее отдельных компонентов, но и о структуре, включая форму компонентов. Наиболее известны формулы смеси Максвелла-Гарнетта [16], Брюггема [10], когерентного потенциала [13], комплексной рефракционной модели [12], а также Лоенга [15] и Лихтенеккера [14].

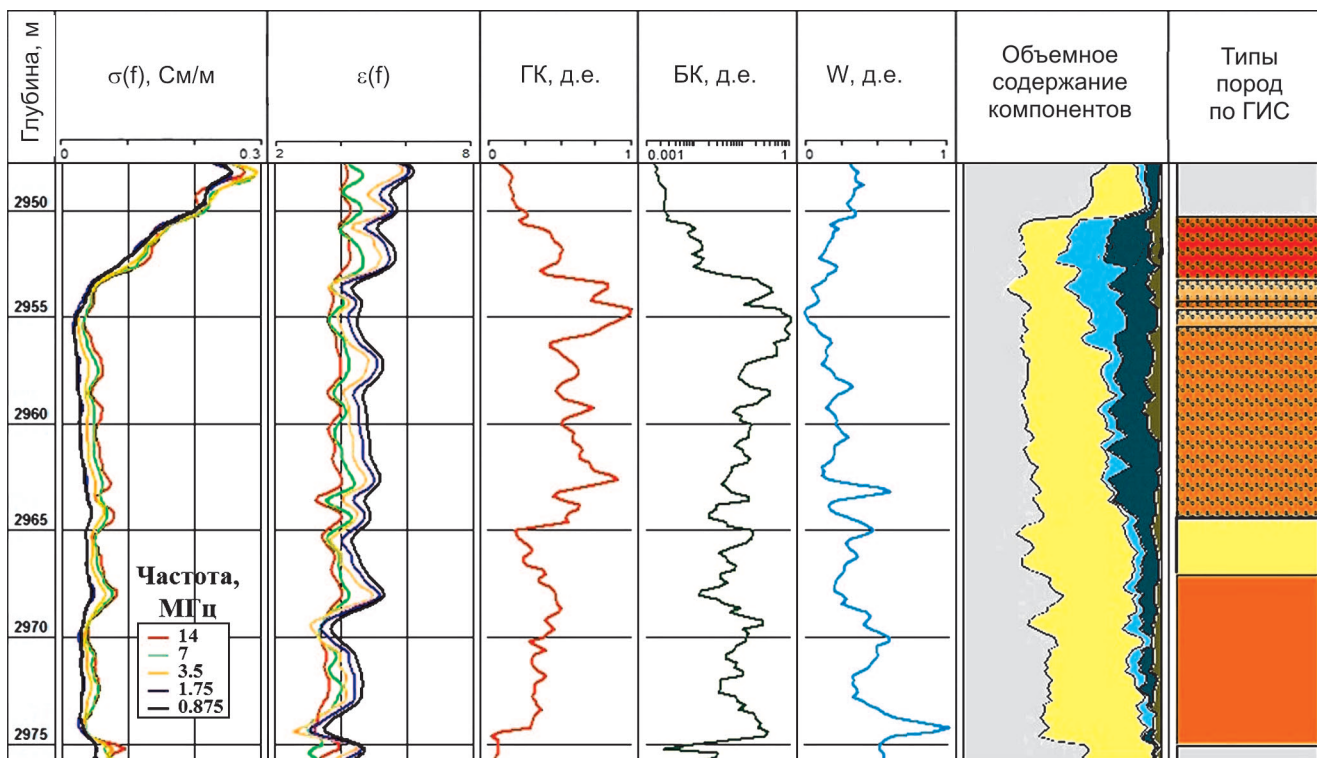


Рис. 4. Литолого-электрофизическая модель баженовской свиты по данным комплекса СКЛ

Усл. обозн. см на рис. 1

Нами рассмотрены три последние, поскольку возможно их широкое применение на практике. Это класс моделей смешения, устанавливающий простое соотношение для получения эффективных параметров смеси на основе средневзвешенных значений ее составляющих. Модели смешения образованы следующими степенными приближениями:

$$\alpha_{eff} = \sum_{i=1}^n f_i \alpha_i^\beta,$$

где f_i – объемная доля фазы; β – степенной параметр; n – число объемных компонентов; α_i – электрофизический параметр каждой фазы (либо диэлектрическая проницаемость, либо удельная электропроводность в зависимости от значения параметра β).

Для описания ОДП используются комплексная рефракционная модель со степенным параметром $\beta = 1/2$, формула Лооенга [15] с $\beta = 1/3$, а также формула линейного закона Зильберштейна [14], где $\beta = 1$. Последняя также применяется для описания УЭП. Формула Лихтенеккера усредняет логарифмы диэлектрических проницаемостей, рассматривается как частный случай степенных смесей.

Создание литолого-электрофизических моделей выполняется на основе данных как стандартных методов ГИС комплекса СКЛ, так и ВЭМКЗ. В последнем случае выполняется численная инверсия электромагнитных сигналов (разностей фаз и относительных амплитуд) с установлением частотно-зависимых УЭП и ОДП и последующим применением формул смеси для определения относительного содержания породообразующих компонентов. На

рис. 4 на первых двух треках отображены частотно-зависимые УЭП и ОДП по данным ВЭМКЗ, на трех следующих – стандартные методы ГИС; на предпоследнем треке показана построенная модель относительного содержания породообразующих компонентов, а на последнем – литологическая колонка с основными типами пород баженовской свиты. Предложенный подход к экспериментальному изучению карбонатно-кремнисто-глинистых высокоуглеродистых отложений по промышленным данным сводится к построению литолого-электрофизических моделей баженовской свиты.

Литолого-электрофизические модели баженовской свиты по данным электромагнитных зондирований

На основе нового подхода к литологической интерпретации данных ГИС построены литолого-электрофизические модели для Русскинской, Федоровской, Восточно-Сургутской и Тайлаковской площадей в Сургутском нефтегазоносном регионе (рис. 5). Модели отражают пространственное распределение породообразующих компонентов по разрезу баженовской свиты, соответствующее сургутскому типу разреза. По представленным моделям баженовская свита перекрывается и подстилается аргиллитами. Высокоуглеродистые породы расположены преимущественно в верхней части разреза. Среди пород свиты преобладают глинисто-кремнистые микститы, пачка силицитов расположена в центральной части разреза. Преобладающее количество карбонатного материала наблюдается преимущественно в верхней части разреза, о чем

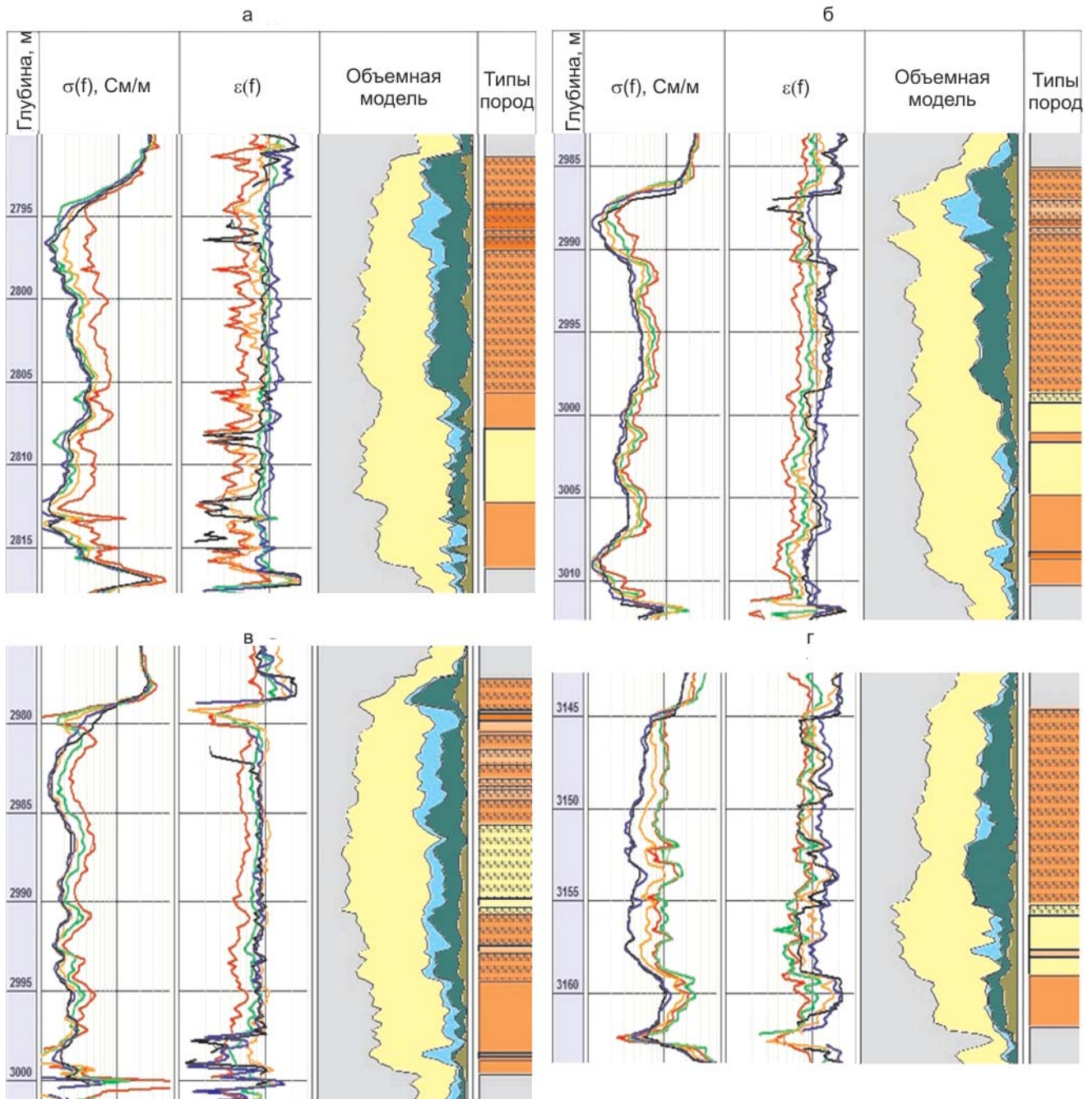


Рис. 5. Литолого-электрофизические модели баженовской свиты для Рускинского (а), Федоровского (б), Восточно-Сургутского (в) и Тайлаковского (г) месторождений Широного Приобья

Усл. обозн. см на рис. 1

свидетельствует наличие карбонатно-кремнистых и карбонатно-глинистых микститов. Отмечается корреляция между относительным содержанием пирита и органического вещества.

В дальнейшем на основе построенных литолого-электрофизических моделей возможно детальное изучение латеральных неоднородностей свиты и выявление закономерностей пространственного распределения основных литологических типов баженитов.

Выводы

Предложен комплексный подход к литолого-электрофизической интерпретации промысловых

данных в интервалах баженовской свиты. Представлены результаты по изучению дисперсионных свойств карбонатно-глинисто-кремнистых битуминозных пород, выявлению частотных зависимостей электрофизических параметров баженитов и установлению их связей с относительным содержанием породообразующих компонентов. На основе численной инверсии практических данных электрометрии из скважин Широного Приобья построены литолого-электрофизические модели баженовской свиты и выполнена классификация основных литологических типов пород. Новый подход широко апробирован при изучении разрезов скважин Среднеазиатского, Галяновского, Горшковского, Салым-



ского, Восточно-Правдинского, Малобалыкского, Чупальского, Восточно-Сургутского, Федоровского, Русскинского, Дружного, Горстового, Южно-Ягунского, Межовского, Ракитинского, Повховского и Тайлаковского месторождений.

В заключение отметим, что большие перспективы вовлечения в разработку баженовской свиты обуславливают настоятельную необходимость опережающего развития геофизических технологий для этого до сих пор относительно слабо изученного объекта. Дальнейшие исследования направлены на разработку новых технологий высокоразрешающих геофизических методов для межскважинного просвечивания с возможностью пространственной локализации отложений баженовской свиты с использованием систем наклонно-горизонтальных скважин. Существует возможность детального изучения и картирования латерально неоднородной баженовской свиты из эксплуатационных скважин, бурящихся, например, на целевые верхнеюрские глубокопогруженные объекты.

Научно-исследовательские работы, связанные с изучением дисперсионных свойств баженовской свиты и построением литолого-электрофизических моделей баженовской свиты по промысловым данным, выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 19-77-20130 «Фундаментальные основы импульсного электромагнитного зондирования с управляемым спектром: теоретическое обоснование инновационного геофизического метода геологоразведки с использованием высокопроизводительных вычислений на базе Сибирского суперкомпьютерного центра СО РАН»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Аксельрод С. М.** Влияние частотной дисперсии электрических свойств горных пород на результаты определения удельного сопротивления пластов (по материалам зарубежной литературы) // *Куртажник*. – 2007. – Вып. 10. – С. 103–126.
2. **Глинских В. Н., Нестерова Г. В., Эпов М. И.** Моделирование и инверсия данных электромагнитного каротажа с использованием петрофизических моделей электропроводности // *Геология и геофизика*. – 2014. – Т. 55, № 5–6. – С. 1001–1010.
3. **Глинских В. Н., Никитенко М. Н., Эпов М. И.** Моделирование и инверсия данных электромагнитных зондирований в пластах конечной мощности, вскрытых на биополимерных и нефтяных буровых растворах // *Геология и геофизика*. – 2013. – Т. 54, № 11. – С. 1803–1813.
4. **Классификация** пород баженовской свиты / А. Э. Конторович, П. А. Ян, А. Г. Замирайлова и др. // *Геология и геофизика*. – 2016. – Т. 57, № 11. – С. 2034–2043.
5. **Методические** рекомендации по подсчету геологических запасов нефти и газа объемным методом / ред. В. И. Петерсилье, В. И. Пороскун, Г. Г. Яценко. – М.; Тверь: Тверьгеофизика, 2003. – 258 с.
6. **Особенности** формирования баженовской свиты при переходе от юры к мелу в центральной части Западной Сибири / В. Г. Эдер, А. Г. Замирайлова, Ю. Н. Занин и др. // *Литосфера*. – 2015. – № 3. – С. 17–32.
7. **Федосеев А. А., Глинских В. Н., Казаненков В. А.** Относительное содержание порообразующих компонентов и основные литологические типы пород баженовской свиты и ее стратиграфических аналогов по данным геофизических исследований скважин и керн // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. – 2018. – Т. 13, № 2. – 19 с.
8. **Численная** интерпретация данных комплекса методов скважинной электротометрии в высокоомных отложениях баженовской свиты / К. В. Сухорукова, В. Н. Глинских, О. В. Нечаев и др. // *Матер. 4-й Междунар. науч.-практ. конф. «Тюмень-2015»: Глубокие горизонты науки и недр, Тюмень, 23–27 марта 2015 г.* – 2015, С. UR03, CD-ROM. – [Электронный ресурс].
9. **Эдер В. Г.** Вещественный состав и условия формирования баженовской и георгиевской свит верхней юры – нижнего мела Обь-Иртышского междуречья: автореф. дис. ... к. г.-м. н. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2004. – 17 с.
10. **Bruggeman D. A. G.** Berechnung verschiedener physikalischer Konstanten von heterogenen Substanzen, I. Dielektrizitätskonstanten und Leitfähigkeiten der Mischkörper aus isotropen Substanzen // *Annalen der Physik*. – 1935. – Series 5, vol. 24. – P. 636–679.
11. **Doveton J. H.** Geologic log analysis using computer methods // Chapter 3: Compositional Analysis from Wireline Logs // AAPG. – 1994.
12. **High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture** / J. R. Birchak, L. G. Gardner, J. W. Hipp, J. M. Victor // *Proceedings of the IEEE*. – 1974. – No. 62 (1). – P. 93–98.
13. **Kohler W. E., Papanicolaou G. C., Chow P. L.** Some applications of the coherent potential approximation // *Multiple scattering and waves*. – New York: North-Holland Publishing Company, 1981. – P. 199–223.
14. **Lichtenecker K., Rother K.** Die Herleitung des logarithmischen Mischungsgesetzes aus allgemeinen Prinzipien der stationären Stromung // *Physik. Zeitschr.* – 1931. – Vol. XXXII. – P. 255–260.
15. **Looyenga H.** Dielectric constants of mixtures // *Physica*. – 1965. – Vol. 31. – P. 401–406.
16. **Maxwell-Garnett J. C.** Colours in metal glasses and metal films // *Trans. of the Royal Society, London*. – 1904. – Vol. CCIII. – P. 385–420.
17. **Mitchell W. K., Nelson R. J.** A practical approach to statistical log analysis // SPWLA 29th Annual Logging Symposium. – 1988. – June 5–8. – Available at: <https://www.spec2000.net/images/STATISTICAL%20LOG%20ANALYSIS.pdf>.
18. **Moss B., Harrison R.** Statistically valid log analysis method improves reservoir description. *Offshore*



Europe conference (Aberdeen, Sept 10–13, 1985) // Paper SPE-13981-MS. – Aberdeen, 1985. – 32 p.

REFERENCES

1. Akselrod S.M. *Vliyanie chastotnoy dispersii elektricheskikh svoystv gornykh porod na rezul'taty opredeleniya udel'nogo soprotivleniya plastov (po materialam zarubezhnoy literatury)* [The influence of the frequency dispersion of the electrical properties of rocks on the results of determining the resistivity of formations (based on foreign literature)]. *Karotazhnik*, 2007, issue 10, pp. 103–126. (In Russ.).

2. Glinskikh V.N., Nesterova G.V., Epov M.I. Forward modeling and inversion of induction logs from shaly sand reservoirs using petrophysical conductivity models. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, vol. 55, nos. 5–6, pp. 793–799.

3. Glinskikh V. N., Nikitenko M.N., Epov M.I. Numerical modeling and inversion of electromagnetic logs in the wells drilled with biopolymer and oil-based mud. *Russian Geology and Geophysics*, 2013, vol. 54, no. 11, pp. 1409–1416.

4. Kontorovich A. E., Yan P.A., Zamiraylova A.G., et al. Classification of rocks of the Bazhenov Formation. *Russian Geology and Geophysics*, 2016, vol. 57, no. 11, pp. 1606–1612.

5. Peteresilye V.I. *Metodicheskie rekomendatsii po podschetu geologicheskikh zapasov nefti i gaza ob"emnym metodom* [Methodical recommendations for calculating the geological reserves of oil and gas using the volumetric method]. Moscow, Tver, Tvergeofizika Publ., 2003. 258 p. (In Russ.).

6. Eder V.G., Zamiraylova A.G., Zanin Yu.N., et al. [Features of the Bazhenovskaya Formation development during the transition from the Jurassic to the Cretaceous in the central part of West Siberia]. *Litosfera – Lithosphere*, 2015, no. 3, pp. 17–32. (In Russ.).

7. Fedoseev A.A., Glinskikh V.N., Kazanenkov V.A. [Relative content of rock-forming components and main lithological types of the Bazhenovskaya Formation rocks and its stratigraphic analogues according to geophysical studies of wells and core]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 2018, vol. 13, no. 2. 19 p. (In Russ.).

8. Sukhorukova K.V., Glinskikh V.N., Nechaev O.V., et al. [Numerical interpretation of data from a complex of methods of borehole electrometry in high-resistance deposits of the Bazhenovskaya Formation]. *Materialy 4-y mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferen-*

tsii «Tyumen'-2015»: Glubokie gorizonty nauki i nedr, g. Tyumen', 23–27 marta 2015 g. [Materials of the 4th international scientific-practical conference “Tyumen-2015”: Deep horizons of science and mineral resources, Tyumen, March 23–27, 2015]. [Available at CD-ROM], 2015, p. UR03. (In Russ.).

9. Eder V.G. *Veshchestvennyy sostav i usloviya formirovaniya bazhenovskoy i georgievskoy svit verkhney yury – nizhnego mela Ob'-Irtyshtskogo mezhdurechya (litologiya, 25.00.06): avtoreferat kand. dis.* [Material composition and conditions of the formation of the Bazhenovskaya and Georgievskaya Formations of the Upper Jurassic – Lower Cretaceous of the Ob – Irtys interfluvium. Author's abstract of the PhD thesis]. Novosibirsk, IPGG SB RAS Publ., 2004. 17 p. (In Russ.).

10. Bruggeman D.A.G. Berechnung verschiedener physikalischer Konstanten von heterogenen Substanzen, I. Dielektrizitätskonstanten und Leitfähigkeiten der Mischkörper aus isotropen Substanzen. *Annalen der Physik*, 1935, Series 5, vol. 24, pp. 636–679.

11. Doveton J.H. Geologic log analysis using computer methods. Chapter 3: Compositional Analysis from Wireline Logs. *AAPG*, 1994.

12. Birchak J.R., Gardner L.G., Hipp J.W., Victor J.M. High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture. *Proceedings of the IEEE*, 1974, no. 62 (1), pp. 93–98.

13. Kohler W.E., Papanicolaou G.C., Chow P.L. Some applications of the coherent potential approximation. *Multiple scattering and waves*. New York, North-Holland Publishing Company, 1981, pp. 199–223.

14. Lichteneker K., Rother K. Die Herleitung des logarithmischen Mischungsgesetzes aus allgemeinen Prinzipien der stationären Stromung. *Physik. Zeitschr.*, 1931, vol. XXXII, pp. 255–260.

15. Looyenga H. Dielectric constants of mixtures. *Physica*, 1965, vol. 31, pp. 401–406.

16. Maxwell-Garnett J.C. Colours in metal glasses and metal films. *Trans. of the Royal Society*. London, 1904, vol. CCIII, pp. 385–420.

17. Mitchell W.K., Nelson R.J. A practical approach to statistical log analysis. *SPWLA 29th Annual Logging Symposium*, 1988, June 5–8. Available at: <https://www.spec2000.net/images/STATISTICAL%20LOG%20ANALYSIS.pdf>.

18. Moss B., Harrison R. Statistically valid log analysis method improves reservoir description. Offshore Europe conference (Aberdeen, Sept 10–13, 1985). Paper SPE-13981-MS. Aberdeen, 1985. 32 p.

© В. Н. Глинских, А. А. Федосеев, 2019



СОСТАВ ЗОЛОТА И РТХ-УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ТАРДАН-2 В БЕРЕЗИТАХ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА)

Р. В. Кужугет¹, Н. Н. Анкушева^{2,3}, А. А. Редина⁴, И. Р. Прокопьев^{4,5},
Ю. В. Бутанаев¹, Х. Х. Ондар⁶

¹Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл; ²Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, Россия; ³Южно-Уральский государственный университет (филиал), Миасс, Россия; ⁴Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; ⁵Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; ⁶ООО «Объединенная геологическая компания», Москва, Россия

Рассмотрены минералого-геохимические особенности самородного золота, условия образования руд и генезис рудопроявления золота Тардан-2, локализованного в березитизированных плагиогранитах и гранодиоритах. Определено, что Тардан-2 относится к малосульфидной золото-кварцевой березит-лиственитовой формации, для него характерны широкие вариации пробыности золота (834–201 ‰, в среднем 607 ‰) и эволюция составов от среднепробного золота до ртутистого кюстелита. По составу продуктивной минеральной ассоциации рудопроявление отвечает золото-висмут-сульфосолюно-халькопиритовому минеральному типу с висмутовой минерализацией и минералами ряда Au – Ag – Hg. Установлено, что минеральные ассоциации продуктивной стадии рудопроявления отлагались в условиях гипабиссальной фации глубинности (0,73–0,98 кбар; 2,1–3,0 км) из хлоридных растворов Na, K и Mg с соленостью 8,7–1,7 мас. % NaCl-экв. при температурах 280–120 °С.

Ключевые слова: самородное золото, минералы ряда Au – Ag – Hg, месторождения золота, Тува, флюидные включения, условия формирования.

GOLD COMPOSITION AND PTX FORMATION CONDITIONS OF THE TARDAN-2 GOLD-SULPHIDE-QUARTZ ORE MANIFESTATION IN BERESITES (EASTERN TUVA)

R. V. Kuzhuget¹, N. N. Ankusheva^{2,3}, A. A. Redina⁴, I. R. Prokopyev^{4,5}, Yu. V. Butanayev¹,
Kh. Kh. Ondar⁶

¹Tuva Institute for the Integrated Development of Natural Resources SB RAS, Kyzyl; ²Institute of Mineralogy, SU FSC MG UB RAS, Miass, Russia; ³South Ural State University, Miass Branch, Miass, Russia; ⁴V.V.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; ⁵Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia; ⁶United Geological Company LLC, Moscow, Russia

We considered the mineralogical and geochemical peculiarities of native gold, the conditions of ore formation and genesis of Tardan-2 gold occurrence situated in beresitized plagiogranites and granodiorites. We identified that Tardan-2 belongs to low-sulfide gold-quartz beresite-listwänite formation type with the wide variations in the gold fineness from 834 to 201 ‰ (607 ‰, in average) and evolution of native gold composition from medium-fineness gold to mercury kustelite. According to the composition of the Au-bearing assemblages, the Tardan-2 corresponds to the gold-bismuth-sulfosalt-chalcopyrite mineral type with Bi mineralization and minerals of the Au-Ag-Hg series. We determined that the Au-bearing assemblages was formed in the hypabyssal facies environment (depth 2,1–3,0 km; P 0,73–0,98 kbar) due to Na, K and Mg chloride fluids with salinity of 8,7–1,7 wt. % NaCl equiv. and temperatures of 280–120 °C.

Keywords: native gold, Au–Ag–Hg minerals, gold fields, Tuva, fluid inclusions, formation conditions.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-4-89-104

Тарданский рудный узел (ТРУ) расположен на юге Алтае-Саянской складчатой области в пределах Каахемской подзоны Восточно-Тувинской структурно-фациальной зоны и одноименной зоны глубинных разломов. Он приурочен к краевой северо-западной части крупного Каахемского гранитного батолита, внедрившегося в разновозрастные отложения вулканогенно-терригенно-карбонатного состава. На площади ТРУ в результате геолого-съёмочных и поисковых работ 1963–1971 гг. выявлены золоторудные объекты в гидротермально измененных скарнах (Тардан, Копто, Соруглуг-Хем, Барсучий, Правобережное) и березитах (Тардан-2), а также ряд мелких проявлений золота. Большинство известных месторождений и рудопроявлений при-

урочены к зоне контакта Копто-Байсютского габбро-диорит-плагиогранитного массива раннетаннуольского комплекса ордовика (O_1tn) с вулканогенно-карбонатными породами туматтайгинской ($R-E_1tt$) и тапсинской свит (E_1tp), где выражены ороговикование и скарнирование. Контакты массива извилистые и большим количеством выступов и заливов. ореол контактовых изменений достигает 200–300 м [10].

Нами установлено, что все продуктивные минеральные ассоциации на золото, в том числе развитые в скарново-магнетитовых образованиях (катаклазированных участках магнетитовых руд, в микротрещинах и межзерновом пространстве магнетита), на месторождениях Тардан и Барсучий имеют гидротермальный генезис и с магнетит-



скарновой формацией связаны только пространственно [4, 6].

Соответственно, золотое оруденение здесь является гидротермальным и постскарновым, т. е. в ТРУ развиты дозолоторудные образования магнетит-скарновой формации (этап I), которые сменяются малосульфидной золото-кварцевой формацией (этап II).

На раннем этапе (магнетит-скарновая формация) в связи с внедрением интрузий раннетаннуольского комплекса на контакте диоритов и карбонатных и пород позднего рифея – раннего кембрия образованы магнезиальные и известковые скарны. С понижением температуры скарнового процесса формировались магнетитовые руды, которые являются сопутствующим оруденением. Магнетитовые руды сопровождаются апоскарновыми тремолит-актинолит-хлоритовыми, магнетит-актинолит-тремолитовыми, серпентиновыми, кварц-гематитовыми метасоматитами, которые появляются на участках магнезиальных и известковых скарнов, подвергшихся дроблению [10, 21].

Собственно гидротермальный золоторудный этап сопровождается интенсивным тектоническим дроблением скарнов, магнетит-тремолитовых метасоматитов, магнетитовых руд и внедрением даек аплитов и гранит-порфиров раннетаннуольского комплекса, с которыми связан постмагматический рудоносный гидротермальный процесс. Наложенная гидротермальная минерализация золота в скарнах и апоскарновых метасоматитах локализуется в зонах дробления скарнов вдоль контактов интрузивных пород и известняков, а также в зонах дробления в известняках. Околорудные процессы выражены в лиственизации скарнов и, в меньшей степени, березитизации гранит-порфиров (до 20–40 см), пронизанных тонкими прожилками (реже жилами), просечками и рассеянной вкрапленностью карбонатов, кварца, сульфидов и теллуридов [10, 21]. Ранние продуктивные стадии месторождений рудного узла представлены золото-пирротин-пирит-халькопирит-кварцевыми ассоциациями, поздние – золото-висмут-теллуридными [6, 21].

Возраст плагиогранитов Копто-Байсютского массива, определенный по биотиту Ar/Ar методом, составляет $485,7 \pm 4,4$ млн лет [21], по цирконам U-Pb методом – 479 ± 2 млн лет [30]. Возраст штоков и даек гранит-порфиров раннетаннуольского комплекса, парагенетически связанных с минерализацией золота, определенный Ar/Ar методом по биотиту составляет $484,2 \pm 4,3$ млн лет, а возраст золото-висмут-теллуридной минерализации месторождения Тардан, определенный тем же методом по серициту, – $481 \pm 6,1$ млн лет, что соответствует раннему ордовики [21]. Предполагается, что золоторудные объекты ТРУ являются производными единой рудно-магматической системы [10].

Ранее золоторудные месторождения Тардан, Копто, Соруглуг-Хем и Барсучий в скарнах были

отнесены к золото-скарновой формации, которой в ТРУ придавалось ведущее значение [5]. По этой причине кварцево-жильное и прожилковое оруденение штокверкового типа рудопроявления Тардан-2 не изучалось с точки зрения большеобъемных штокверковых месторождений.

Целью данной работы стало установление минералого-геохимических особенностей и условий формирования руд золото-сульфидно-кварцевого рудопроявления Тардан-2.

Методика исследований

Оптические исследования проведены на микроскопах Olympus BX41 и ПОЛАМ П-213М (Тув ИКОПР СО РАН, Кызыл). Химический состав минералов определен методом сканирующей электронной микроскопии (Tescan Vega 3 sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act, аналитик И. А. Блинов, ИМин ЮУ РАН, Миасс). Для типизации золота по пробности использована классификация Н. В. Петровской [8]: весьма высокопробное (1000–950 ‰), высокопробное (950–900 ‰), среднепробное (900–800 ‰) и низкопробное (800–700 ‰); минеральные формы золота – электрум (700–300 ‰) и кюстелит (300–100 ‰), а также Au-содержащее серебро – менее 100 ‰. Для сравнительного анализа блеклых руд использованы три модуля, рассчитываемых по формульным коэффициентам: железистость $Fe^* = 100Fe/(Fe+Zn)$, сурьмянистость $Sb^* = 100Sb/(Sb+As+Te+Bi)$ и формальная медистость $Cu^* = 100(Cu-10)/(Fe+Zn)$ [13]. Исследования флюидных включений проведены в лаборатории термобарогеохимии ЮУрГУ (Миасс) и Аналитического центра ИГМ СО РАН (Новосибирск) методами микротермометрии и рамановской спектроскопии. Термометрические измерения проведены в микротермокамере TMS-600 (Linkam). Интерпретация температур эвтектики флюидных включений проводилась согласно [1]. Концентрация растворов включений рассчитывалась по температуре плавления последнего кристалла льда [17]. Давление флюида рассчитано посредством программы FLINCOR с использованием температур гомогенизации CO₂. Состав газовой фазы установлен на спектрометре Ramanor U-1000 с детектором Horiba DU420E-OE-323 (JobinYvon), лазер MillenniaPro (Spectra-Physics).

Геологическое строение рудопроявления

Рудопроявление Тардан-2 расположено в междуречье Копто – Бай-Сют (Бай-Соот) в пределах мощной тектонически ослабленной зоны северо-западного направления, приуроченной к эндоконтактной зоне Копто-Байсютского габбро-диорит-плагиогранитного массива таннуольского комплекса, вблизи контакта с известняками тапсинской свиты. Полоса развития трещиноватых пород в плагиогранитах и гранодиоритах прослеживается по азимуту 130° и имеет значительную ширину (до 1,5 км) и длину (более 5 км) (рис. 1).

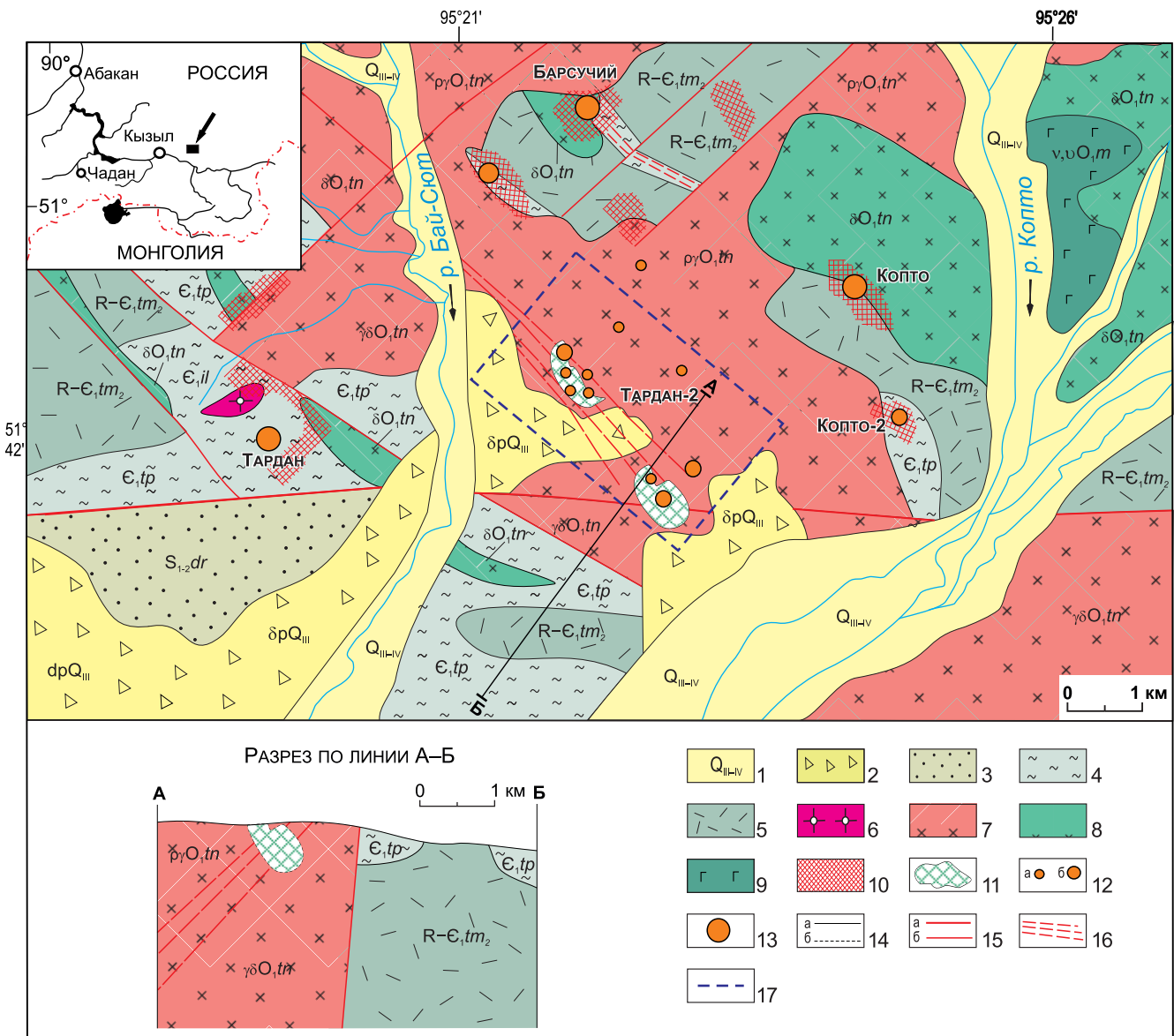


Рис. 1. Геологическая схема строения центральной части Тарданского золоторудного узла по данным [5]

1 – аллювиальные отложения пойм (Q_{III-IV}); 2 – делювиально-пролювиальные отложения (Q_{III}); 3 – красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями известняков дерзигской свиты ($S_{1-2}dr$); 4 – песчаники, туфопесчаники, туфогравелиты, алевролиты, конгломераты, кристаллические сланцы, амфибол-хлоритовые сланцы и известняки тапсинской свиты (ϵ_1tp); 5 – базальтовые, андезитовые порфириты с прослоями известняков верхней подсвиты туматтайгинской свиты ($R-\epsilon_1tm_2$); 6–8 – раннетаннуольский диорит-тоналит-плагιοгранитный комплекс (O_1tn): 6 – гранит-порфиры ($\gamma\delta$); 7 – плагιοграниты (γ) и гранодиориты ($\gamma\delta$); 8 – диориты (δ), кварцевые диориты ($q\delta$); 9 – габброиды мажалькского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса ($v,\upsilon O_1m$); 10 – скарны; 11 – березиты; 12 – точки минерализации (а) и рудопоявления золота (б); 13 – месторождения золота; 14 – границы геологические: установленные (а), предполагаемые (б); 15 – региональные (а) и локальные (б) разломы; 16 – зоны дробления; 17 – контур рудопоявления Тардан-2

Переход от гранодиоритов к плагιοгранитам постепенный.

К рудопоявлению Тардан-2 относятся две группы точек минерализации, расположенные в междуречье Копто – Бай-Сют. Одна группа (Северный участок), включающая семь точек минерализации, тяготеет к р. Бай-Сют; вторая (Южный или Южно-Тарданский участок), состоящая из девяти пунктов минерализации, включая жилы «Чудская» и «Студенческая», – к р. Копто. Расстояние между ними 2 км [5]. По минералого-геохимическим осо-

бенностям руд и по составу самородного золота оба участка близки и различаются только степенью развития золотопроодуктивной минерализации: на Восточном участке она проявлена более широко.

Площадь рудопоявления (1,2×3,4 км) сложена среднезернистыми бело-серыми плагιοгранитами и гранодиоритами, которые вмещают многочисленные кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы (протяженностью 10–80 м и мощностью 0,1–0,8 м) и штокверковые жильно-прожилковые зоны (10–180 м и 1–(10–18) м соответственно).



Простираение жильно-прожилковых зон и жил северо-западное, реже северо-северо-восточное. Они сложены бело-серым крупнозернистым, местами гребенчатым и друзовидным кварцем с вкрапленниками и гнездами сульфидов, сульфосолей и карбонатов (кальцит, анкерит).

Кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны сопровождаются пластообразными телами гидротермально-измененных пород, сложенных серицитом (до 15–45 %), кварцем (30–50 %), карбонатом (кальцитом и анкеритом) (до 10–30 %) и пиритом в виде хорошо ограненных кубических кристаллов (до 5–20 %). По минеральному составу и характеру проявления это типичные березиты. Протяженность зон интенсивной березитизации 40–130 м, мощность от 0,3–0,4 до 5–10 м, что несколько превышает размеры кварцево-жильных тел [5].

Минералого-геохимические особенности руд и состав золота

Содержание Au в жилах варьирует от 0,01–5 до 12–18 г/т, в березитах с многочисленными субпараллельными и пересекающимися кварцевыми прожилками – от 0,1–0,3 до 25 г/т, составляя в среднем, 18,5 г/т для маломощных (1–1,8 м) тел. В составе жил также присутствуют Ag (от следов до 40 г/т), Cu (0,03–1 %), Pb (0,01–0,3 %), Zn (0,01–0,3 %), As (до 0,3 %), Bi (до 0,1 %), Mo и V (до 0,003 %). В отдельных штучных пробах выявлены содержания Au (до 46,4 г/т), Bi (500 г/т), Ag (300 г/т), Mo (100 г/т), Zn (>1 %), Cu (1 %), Sb (1 %), Pb (0,5 %), As (0,5 %) [5].

Минералого-геохимическими исследованиями установлено, что формирование рудопроявления происходило в течение четырех стадий: 1) дорудная березитовая; 2) продуктивная золото-сульфосолюно-сульфидно-кварцевая; 3) пострудные анкерит-кальцит-кварцевая; 4) хлорит-кварцевая (рис. 2).

Золото-сульфосолюно-сульфидно-кварцевая прожилково-вкрапленная минерализация представлена халькопиритом, пиритом, галенитом (Ag до 1,18 мас. %), Bi-содержащими минералами ряда теннантит-тетраэдрит (Ag до 1,62 мас. %, Bi до 9,33 мас. %), матильдитом $AgBiS_2$, акантитом-I, золотом, электрумом, ртутистым электрумом, кюстелитом, ртутистым кюстелитом, айкинитом $CuPbBiS_3$, берриитом $Cu_3Ag_2Pb_3Bi_7S_{16}$, баритом, пирротином, сфалеритом, висмутином и самородным висмутом. Цвет рудного кварца серовато- и молочно-белый. К главным рудным минералам относятся халькопирит, пирит, галенит и блеклые руды (рис. 3). Нередко отмечаются полости с гнездами друзовидного полупрозрачного кварца. К полостям тяготеют крупные выделения пирита, халькопирита и золота. Общее количество сульфидов достигает 3–7 %, в среднем 3 % от объема жил.

Продуктивная стадия включает две минеральные ассоциации: 1) золото-пирротин-теннантит-халькопирит-кварцевую (пирит, галенит, халькопирит, пирротин, Bi-содержащий теннантит, золото,

Минерал	Этап				Гипергенный
	Гидротермальный золото-сульфидно-кварцевый				
	Стадия				
	1	2	3	4	
Кварц	■■■■	■■■■	■■■	■■■	
Кальцит	■■■■		---		
Доломит	---				
Сидерит	---				
Анкерит	---		---		
Серицит	■■■■				
Пирит	■■■■	■■■			
Пирротин		---			
Халькопирит		■■■■			
Галенит		---			
Сфалерит		---			
Блеклые руды		■■■■			
Золото		---			---
Электрум		---			
Hg-электрум		---			
Кюстелит			---		
Hg-кюстелит			---		
Берриит		---			
Матильдит		■■■■			
Висмутин		■■■■			
Айкинит		■■■■			
Акантит		---			
Барит		■■■■			
Самородный Bi		---			
Хлорит				■■■■	
Ковеллин				■■■■	
Халькозин				■■■■	
Дигенит				■■■■	
Малахит				■■■■	
Азурит				■■■■	
Церуссит				■■■■	
Гетит				■■■■	
Гематит				■■■■	
Бисмит				■■■■	
Скородит				■■■■	
Куприт				■■■■	
Миметит				■■■■	
Байлдонит				■■■■	
Иодаргирит				■■■■	
I-Br-хлораргирит				■■■■	
I-Cl-бромаргирит				■■■■	

Рис. 2. Парагенетическая схема рудопроявления Тардан-2 (толщина линий указывает на относительную степень распространенности минерала)

Стадии: допродуктивная березитовая (1); продуктивная золото-сульфосолюно-сульфидно-кварцевая (2); пострудные карбонатно-кварцевая (3) и хлорит-гематит-кварцевая (4)

электрум, ртутистый электрум, кюстелит, матильдит, айкинит, висмутин, барит); 2) золото-тетраэдрит-халькопирит-кварцевую (халькопирит, галенит, Bi-содержащий тетраэдрит, матильдит, айкинит, золото, электрум, ртутистый электрум, ртутистый кюстелит, берриит, барит, висмутин, самородный висмут и акантит-I). Минеральные ассоциации продуктивной стадии отчетливо рассекаются поздними анкерит-кальцит-кварцевыми и хлорит-кварцевыми прожилками мощностью до 0,4 см.

Сульфидно-кварцевые жилы рудопроявления интенсивно окислены и сложены гипергенными минералами, в том числе азуритом, малахитом, халькозином, ковеллином, скородитом, гетитом, гидрогетитом, бисмитом, бисмутитом, акантитом-II, купритом, байлдонитом, миметитом, иодаргиритом, I-Br-хлораргиритом, I-Cl-бромаргиритом и т. д. В интенсивно окисленных рудах пирит и халькопирит сохранились в виде реликтовых ксеноморфных зерен в лимоните и гематите.

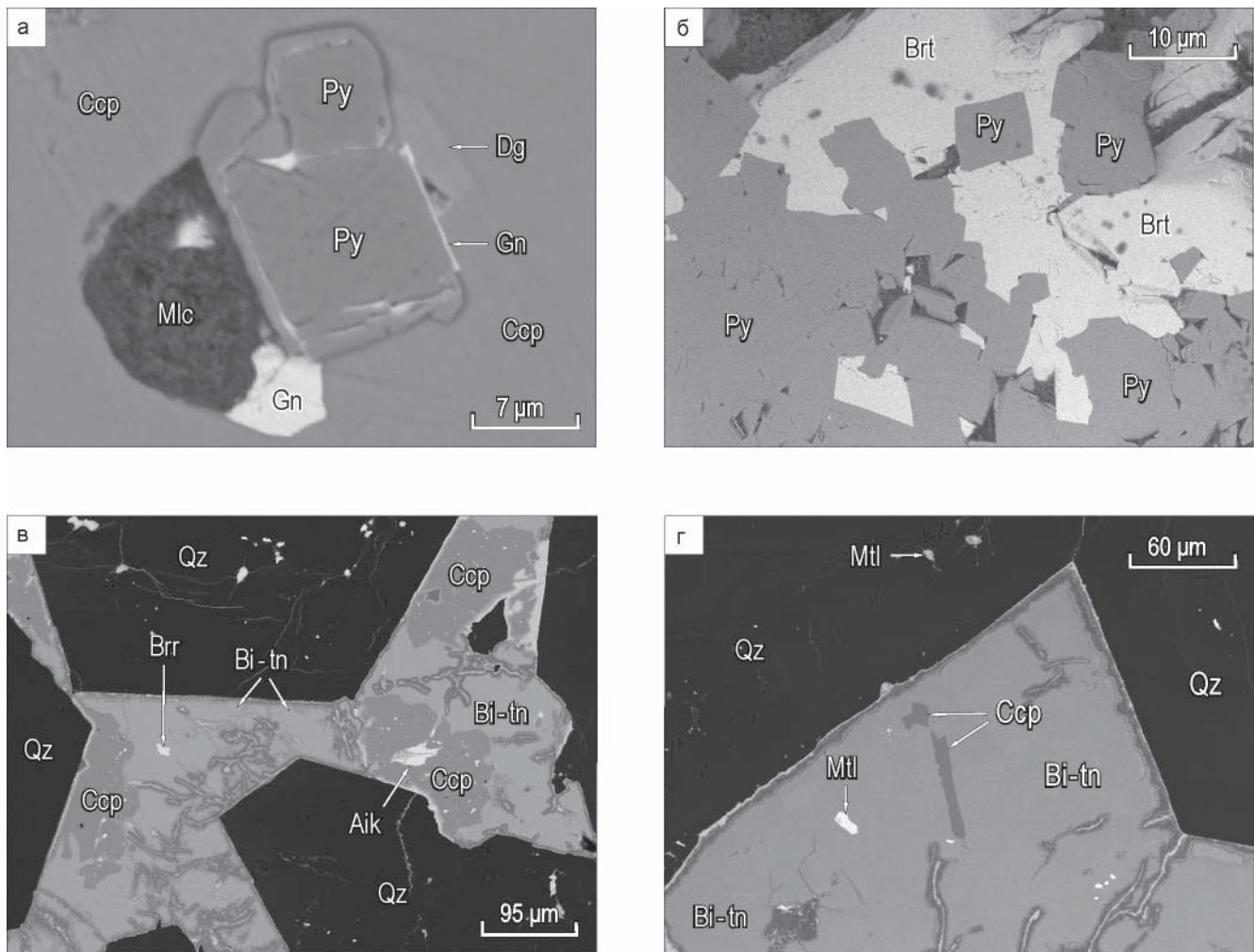


Рис. 3. Формы выделения пирита (Py), галенита (Gn), халькопирита (Ccp), барита (Brt), берриита (Brr), матильдита (Mtl) и айкинита (Aik) в кварце (Qz) и Bi-содержащем теннантите (Bi-tn); Mlc – малахит, Dg – дигенит. Фотографии в обратно-рассеянных электронах (BSE)

Золото в рудах (до 0,55 мм) отмечается в виде тонких вкраплений в кварце, халькопирите, блеклых рудах и гидроокислах железа. Оно имеет ксеноморфную, трещинно-прожилковую, комковато-ветвистую, ячеистую, удлиненную, уплощенную и дендритовидную форму, реже отмечаются идиоморфные зерна (рис. 4).

Гранулометрический состав золота из кварцевых жил варьирует незначительно, количественно преобладают фракции более 0,1 мм (73,7 %) и 0,25–0,1 (18,8 %), в меньшей степени – 0,5–0,25 мм (7,5 %) и 1–0,5 мм (0,4 %). В весовом отношении преобладают зерна размером 0,5–0,25 мм (51,44 %), в меньшей степени – 1–0,5 мм (12,03 %) (рис. 5).

Золото в кварце ассоциирует с галенитом, матильдитом, берриитом, акантитом-I, висмутином, айкинитом, самородным висмутом и блеклыми рудами (рис. 6). Халькопирит образует мономинеральные просечки (до 5 см) в кварце или сростания с блеклой рудой и галенитом. Пирит представлен рассеянной вкрапленностью одиночных кристаллов (до 1 мм) и их сростаний, реже слагает гнезда (1,5 см) с халькопиритом и галенитом. Галенит образует вкрапленность ксеноморфных, реже идио-

морфных зерен размером до 10 мкм, а также сростания с матильдитом и акантитом-I.

Акантит-I Ag_2S представлен мелкими ксеноморфными зернами размером до 15 мкм в сростаниях с галенитом и минералами висмута. Составы акантита-I ($Ag_{1,99-2,00}S_{1,00-1,01}$) и сульфидов не отклоняются от стехиометрии.

Айкинит $CuPbBiS_3$ (до 40 мкм) приурочен к кварцу, халькопириту, Bi-содержащему теннантиту и встречается в виде ксеноморфных агрегатов в сростаниях с галенитом и матильдитом (см. рис. 6, е; табл. 1, ан. 1–2).

Матильдит $AgBiS_2$ образует вкрапленность и скопления зерен до 30 мкм в кварце, халькопирите и блеклых рудах или сростания с галенитом, акантитом-I, берриитом, самородным висмутом и висмутитом (см. рис. 6, а–е; табл. 1, ан. 3–7).

Берриит $Cu_3Ag_2Pb_3Bi_7S_{16}$ (до 200 мкм) отмечается в кварце и образует сростания с акантитом-I, галенитом, матильдитом и Bi-содержащим тетраэдритом (Bi-td) (см. рис. 6, а; табл. 1, ан. 8–9).

Висмутин Bi_2S_3 (до 30 мкм) отмечается в виде мономинеральных включений в кварце, а также образует сростания с матильдитом, акантитом-I и са-

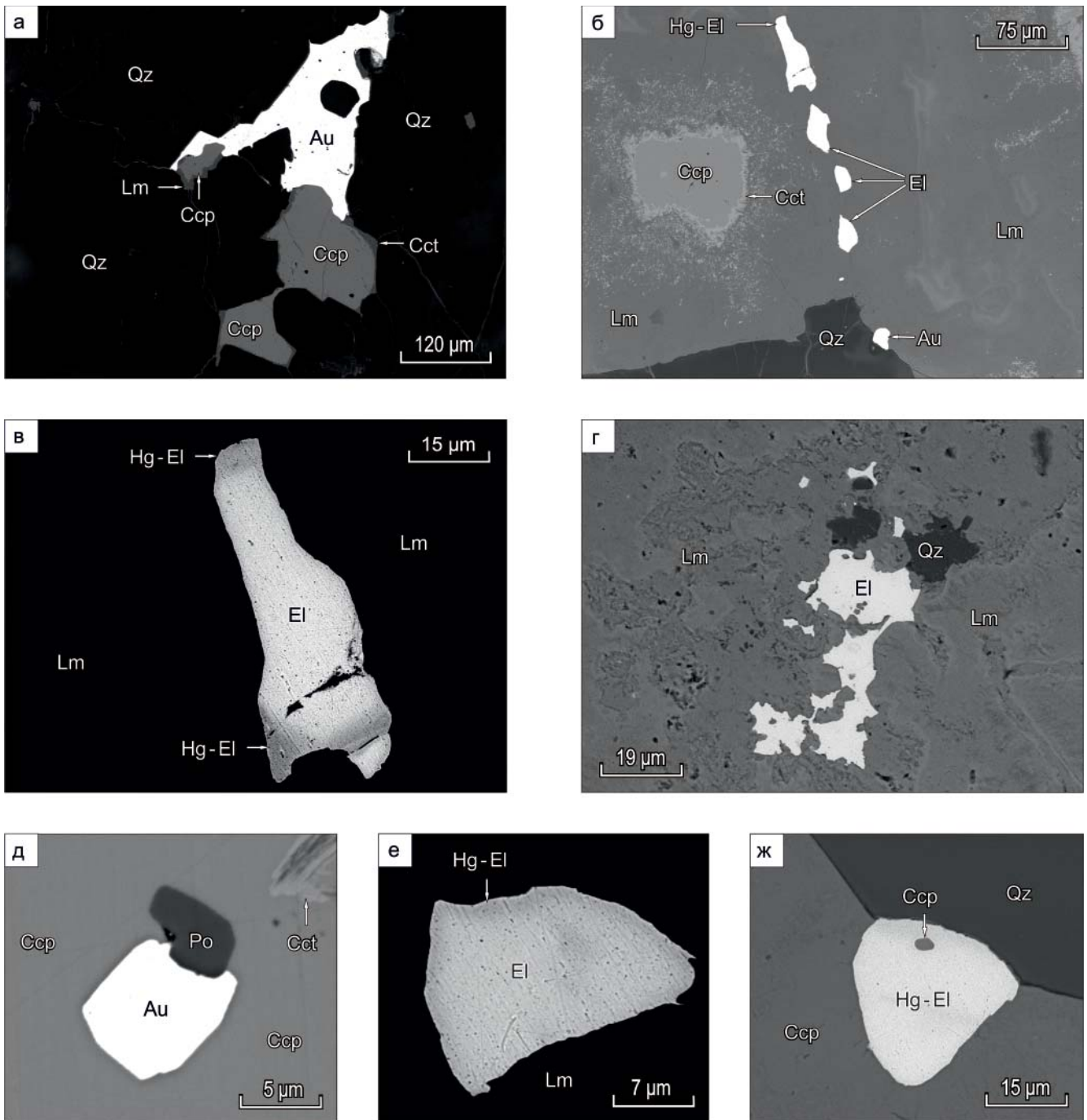


Рис. 4. Формы выделения минералов Au и Ag: а – сростания золота (Au) и халькопирита (Ccp) в кварце (Qz); б – золото (Au), электрум (EI), ртутистый электрум (Hg-EI), халькопирит (Ccp), халькозин (Cct) в лимоните (Lm), на контакте кварца (Qz) и лимонита (Lm); в, е – электрум (EI), на периферии переходящий в ртутистый электрум (Hg-EI) в лимоните (Lm); г – электрум (EI) и кварц (Qz) в лимоните (Lm); д – сростание золота (Au) с пирротинитом (Po) в халькопирите (Ccp); ж – ртутистый электрум (Hg-EI) на контакте кварца (Qz) и халькопирита (Ccp). Фотографии в обратно-рассеянных электро-нах (BSE)

морозным висмутом (см. рис. 6; табл. 1, ан. 10–11). Самородный висмут наблюдается в виде самостоятельных вкрапленников размером до 20 мкм или в сростаниях с акантитом-I, матильдитом и висмутином в кварце. В составе минерала примесей других элементов не обнаружено.

Блеклые руды ряда теннантит-тетраэдрит на рудопроявлении отлагались в течение продуктивной золото-сульфосольно-сульфидно-кварцевой стадии, но по времени отложения выделяются две их гене-

рации. Блеклые руды-I наиболее распространены и слагают выделения разнообразных форм и скопления зерен до 1,5 см в ассоциации с халькопиритом в кварцевых жилах. В них отмечаются включения халькопирита, галенита, матильдита и айкинита. По химическому составу блеклые руды-I относятся к Bi-содержащему теннантиту (Bi до 7,78 мас. %), в котором значения медистости (Cu*) варьируют от –12,7 до 2,6, железистости (Fe*) – от 16,2 до 31,6 и сурьмянистости (Sb*) – от 25,7 до 28,9 (табл. 2).

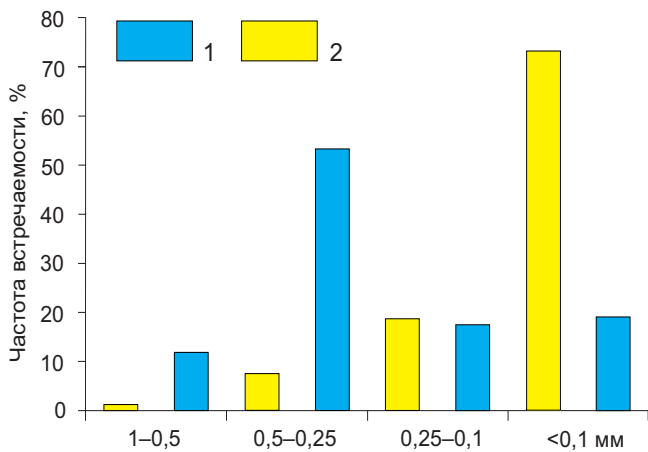


Рис. 5. Гранулометрический состав золота из кварцевых жил в количественном (1) и весовом отношении (2)

Блеклые руды-II образуют единичные включения (до 60 мкм) в кварце в ассоциации с акантитом-I, берриитом и баритом. По химическому составу они относятся к Bi-содержащему тетраэдриту (Bi до 9,33 мас. %), который, в отличие от Bi-содержащего теннантита, характеризуется высокими значениями Sb* (57,8) и низкими – Fe* (15,7) и Cu* (–18,5) (см. табл. 2). В целом, для блеклых руд рудопроявления Тардан-2 характерна скрытая плавная зональность, обусловленная увеличением содержания Sb и Bi, либо ее отсутствие.

Цвет золота варьирует от золотисто-желтого до серебристого с желтоватым оттенком. Окраска зерен золота, как правило, обусловлена значительной примесью Ag либо Ag и Hg.

Самородное золото по содержанию Ag и Hg представлено (мас. %):

- 1) среднепробным золотом с содержанием Ag до 20 мас. % (Au 80,02–83,55; Ag 16,57–20,09);
- 2) низкопробным золотом с Ag до 30 мас. % (Au 70,47–79,89; Ag 20,03–29,41; Hg 0,00–0,87);
- 3) электрумом с Ag до 63 мас. % (Au 37,58–69,12; Ag 29,99–62,58; Hg 0,00–0,91);
- 4) ртутистым электрумом с Ag до 65 мас. %, Hg до 8,45 мас. % (Au 32,80–65,40; Ag 32,11–65,74; Hg 1,10–8,45);
- 5) кюстелитом с Ag до 70 мас. % (Au 29,94; Ag 70,31);
- 6) ртутистым кюстелитом с Ag до 75 мас. %, Hg до 7,47 мас. % (Au 20,10–28,15; Ag 68,16–75,27; Hg 1,29–7,47).

Для зерен золота характерна зональность: содержание Au от центра зерна к периферии, как правило, закономерно уменьшается на 5–50 мас. % при увеличении количества Ag и Hg. В самородном золоте наблюдается обратная корреляция содержаний Hg с пробностью золота.

Для некоторых зерен золота от центра к периферии наблюдается изменение состава: 1) среднепробное золото (Au 80,45; Ag 20,09) → ртутистый электрум (Ag 65,74; Au 32,80; Hg 2,17) → ртутистый кюстелит (Au 71,86; Ag 27,47; Hg 1,29); 2) электрум (Ag 66,93; Au 32,81) → электрум (Ag 58,60; Au 39,22; Hg 2,44); 3) электрум (Ag 68,12; Au 26,99) → ртутистый кюстелит (Ag 72,42; Au 20,99; Hg 7,47) (табл. 3; см. рис. 4, в, е).

Минералого-геохимическими исследованиями установлено, что для самородного золота в рудопроявлении характерны широкие вариации пробности (834–201 ‰, в среднем 607 ‰) и эволюция составов от среднепробного золота до ртутистого кюстелита

Таблица 1

Химический состав айкинита, матильдита, берриита и висмутита, мас. %

Анализ	Bi	Ag	Pb	Cu	S	Сумма	Формула
Айкинит							
1	36,96	–	35,71	11,13	16,20	100	Cu _{1,02} Pb _{1,01} Bi _{1,03} S _{2,94}
2	36,67	–	36,37	10,83	16,14	100,01	Cu _{1,00} Pb _{1,03} Bi _{1,02} S _{2,95}
Матильдит							
3	55,58	28,61	–	–	15,81	100	Ag _{1,03} Bi _{1,04} S _{1,93}
4	54,38	28,12	–	–	16,57	99,07	Ag _{1,01} Bi _{1,00} S _{1,99}
5	54,33	28,21	–	–	16,76	99,30	Ag _{1,00} Bi _{1,00} S _{2,00}
6	54,91	27,43	–	–	17,35	99,69	Ag _{0,96} Bi _{0,99} S _{2,05}
7	55,10	27,25	–	–	17,08	99,43	Ag _{0,96} Bi _{1,01} S _{2,03}
Берриит							
8	48,64	7,11	21,20	6,91	16,42	100,28	Cu _{3,30} Ag _{2,00} Pb _{3,10} Bi _{7,06} S _{15,54}
9	47,76	7,86	20,42	6,32	17,26	99,62	Cu _{2,97} Ag _{2,18} Pb _{2,94} Bi _{6,83} S _{16,08}
Висмутит							
10	81,41	–	–	–	18,34	99,75	Bi _{2,03} S _{2,97}
11	80,98	–	–	–	19,01	99,99	Bi _{1,98} S _{3,02}

Примечание. Состав минералов определен на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 SBU с ЭДС Oxford Instruments X-act, аналитик И. А. Блинов, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. Прочерк – не обнаружено. Формула берриита рассчитана на 31 атом, матильдита – на 5 атомов, айкинита и висмутита – на 6 атомов.

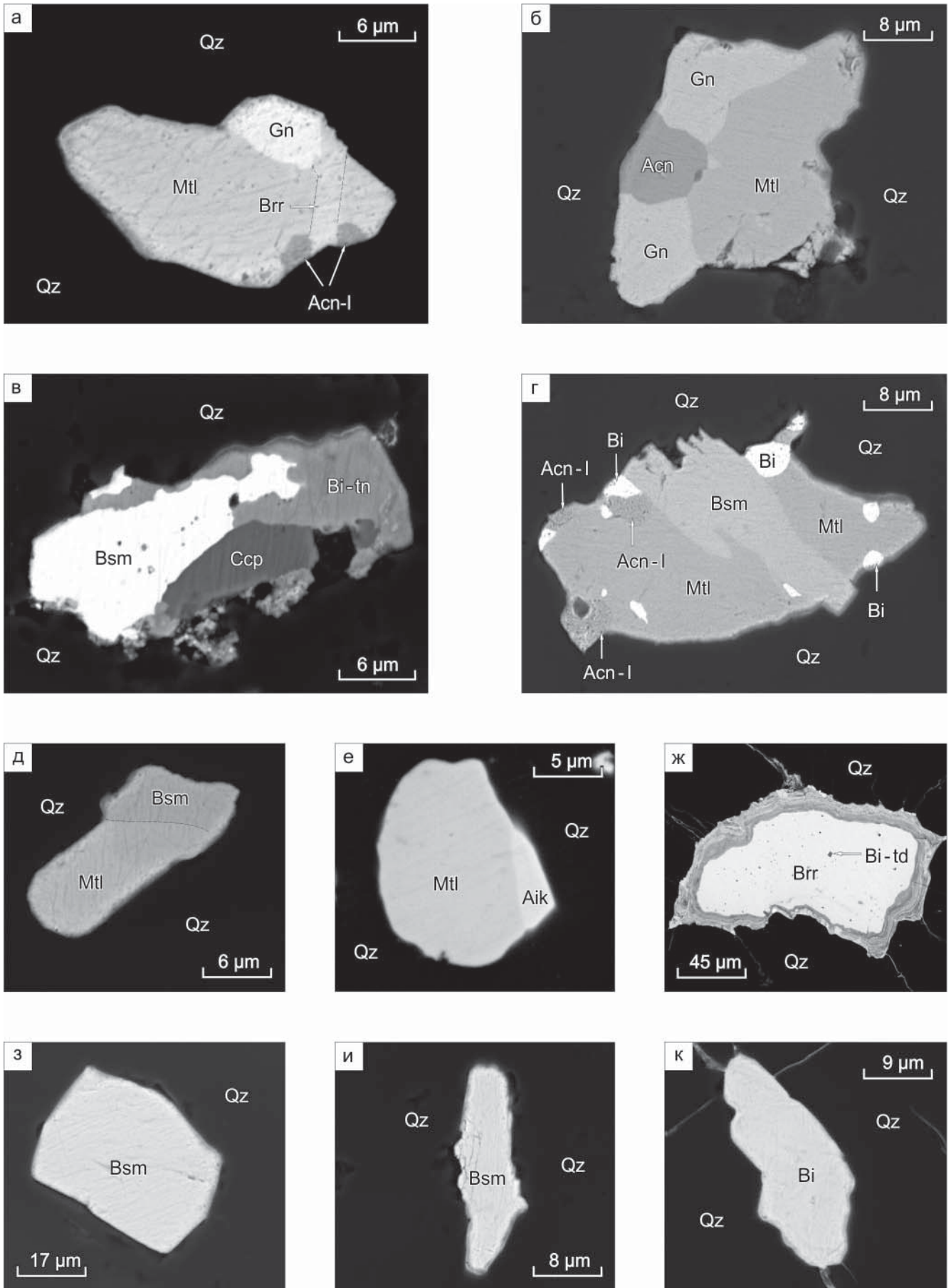


Рис. 6. Формы выделения галенита (Gn), матильдита (Mtl), берриита (Brr), акантита-I (Acn-I), висмутина (Bsm), халькопирита (Ccp), Bi-содержащего теннантита (Bi-tn), Bi-содержащего тетраэдрита (Bi-td), айкинита (Aik) и самородного висмута (Bi) в кварце (Qz). Фотографии в обратно рассеянных электронах (BSE)

Таблица 2

Химический состав блеклых руд, мас. %

Анализ	Cu	Ag	Zn	Fe	As	Sb	Bi	S	Сумма	Fe*	Sb*	Cu*
I генерация												
1	38,53	0,17	6,18	1,33	12,14	8,93	6,82	25,32	99,42	20,2	27,4	-7,8
2	38,89	0,39	6,46	1,31	11,69	9,04	5,77	25,49	99,04	19,2	28,7	-4,5
3	39,1	–	6,07	1,34	10,9	9,07	7,73	25,23	99,44	20,4	28,9	2,6
4	38,92	1,62	6,57	1,09	10,63	7,86	7,78	24,64	99,11	16,2	26,4	-12,6
5	39,05	0,37	6,51	1,24	12,69	8,36	6,17	25,61	100	18,4	25,7	-6,6
6	39,11	0,73	5,98	2,35	12,99	8,23	4,65	25,96	100	31,6	25,7	-11,3
7	38,56	0,46	6,4	2,27	11,55	8,78	6,88	25,7	100,6	29,4	27,9	-12,7
II генерация												
8	36,68	0,60	5,84	0,93	4,39	17,2	9,33	25,56	100,53	15,7	57,8	-18,5
Формула												
1	$(Cu_{9,85}Ag_{0,03})_{9,88}(Zn_{1,54}Fe_{0,39})_{1,93}(As_{2,63}Sb_{1,19}Bi_{0,53})_{4,35}S_{12,84}$											
2	$(Cu_{9,91}Ag_{0,06})_{9,97}(Zn_{1,60}Fe_{0,38})_{1,98}(As_{2,53}Sb_{1,20}Bi_{0,45})_{4,18}S_{12,87}$											
3	$Cu_{10,00}(Zn_{1,52}Fe_{0,39}Cu_{0,05})_{1,96}(As_{2,38}Sb_{1,21}Bi_{0,60})_{4,19}S_{12,85}$											
4	$(Cu_{9,75}Ag_{0,25})_{10,00}(Zn_{1,66}Fe_{0,32}Cu_{0,34})_{2,32}(As_{2,34}Sb_{1,06}Bi_{0,61})_{4,01}S_{12,67}$											
5	$(Cu_{9,87}Ag_{0,06})_{9,93}(Zn_{1,60}Fe_{0,36})_{1,96}(As_{2,71}Sb_{1,10}Bi_{0,47})_{4,28}S_{12,83}$											
6	$(Cu_{9,76}Ag_{0,11})_{9,87}(Zn_{1,45}Fe_{0,67})_{2,12}(As_{2,75}Sb_{1,07}Bi_{0,35})_{4,17}S_{12,84}$											
7	$(Cu_{9,72}Ag_{0,07})_{9,79}(Zn_{1,56}Fe_{0,65})_{2,21}(As_{2,47}Sb_{1,16}Bi_{0,53})_{4,17}S_{12,84}$											
8	$(Cu_{9,67}Ag_{0,09})_{9,76}(Zn_{1,50}Fe_{0,28})_{1,78}(Sb_{2,37}As_{0,98}Bi_{0,75})_{4,10}S_{13,36}$											

Примечание. Состав блеклых руд определен на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 SBU с ЭДС Oxford Instruments X-act, аналитик И. А. Блинов, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. Прочерк – не обнаружено. Формулы блеклых руд рассчитаны на 29 атомов. Fe* = Fe/(Fe+Zn), Sb* = Sb/(As+Bi+Te+Sb), Cu* = 100(Cu-10)/(Fe+Zn).

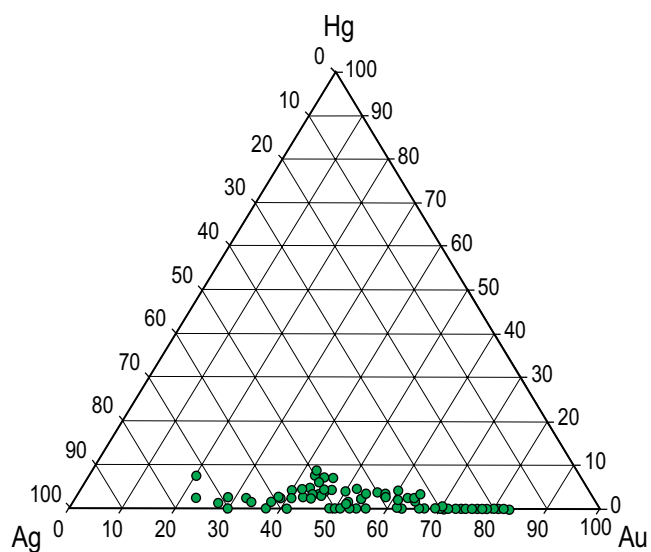


Рис. 7. Состав золота рудопоявления Тардан-2

(рис. 7). Тренд самородного золота: среднепробное золото (834–800 ‰) + галенит (Ag до 1,18 мас. %) + Bi-содержащий теннантит (Ag до 1,62 мас. %) → низкопробное золото с Hg до 0,87 мас. % (799–705 ‰) + берриит $Cu_3Ag_2Pb_3Bi_7S_{16}$ + Bi-содержащий тетраэдрит (Ag до 0,60 мас. %) → электрум с Hg до 0,91 мас. % (691–375 ‰) + акантит-I Ag_2S + матильдит $AgBiS_2$ → ртутистый электрум с Hg до 8,45 мас. % (657–326 ‰) → ртутистый кюстелит с Hg до 7,47 мас. % (299–201 ‰). В рудах количественно преобладают низкопробное золото (29,4 %), электрум (28,7 %)

и ртутистый электрум (29,4 %) и в меньшей степени среднепробное золото (8,8 %) и ртутистый кюстелит (3,7 %) (рис. 8).

В наиболее окисленных рудах отмечается весьма высокопробное гипергенное золото, которое выполняет межзерновые прожилки мощностью до 2 мкм или обособления до 7 мкм на поверхности низкопробного золота, электрума и ртутистого электрума в ассоциации с гетитом, иодаргиритом и т. д. Гипергенное золото часто ассоциирует со ртутистым электрумом и кюстелитом как продукт их выветривания.

Условия образования жил

Для определения условий образования прожилково-вкрапленного оруденения в золото-сульфидно-кварцевых жилах рудопоявления Тардан-2 были исследованы флюидные включения в кварце. Оптическая микроскопия показала наличие первично-вторичных и вторичных флюидных включений [9]. Первично-вторичные флюидные включения наблюдаются в виде групп, маркирующих залеченные трещины в кварце; включения сингенетичны вкрапленной рудной минерализации. Реже первично-вторичные включения встречаются обособленно от рудных минералов или в виде малочисленных упорядоченных в линию групп, однако локализация их сходна. По оптическим наблюдениям при комнатной температуре первично-вторичные включения, согласно классификации Э. Реддера [9], можно разделить по фа-



Таблица 3

Химический состав зональных зерен золота, мас. %

Анализ	Зона	Au	Ag	Hg	Сумма	Формула	Пробность
1	Центр	83,54	16,57	–	100,11	(Au _{0,73} Ag _{0,27}) _{1,00}	834
2	Край	63,24	36,61	–	99,85	(Ag _{0,51} Au _{0,49}) _{1,00}	633
3	Центр	81,17	17,85	–	99,02	(Au _{0,71} Ag _{0,29}) _{1,00}	820
4	Край	74,81	25,04	–	99,85	(Au _{0,62} Ag _{0,38}) _{1,00}	749
5	Центр	81,67	18,25	–	99,92	(Au _{0,71} Ag _{0,29}) _{1,00}	817
6	Край	49,40	49,75	–	99,15	(Ag _{0,65} Au _{0,35}) _{1,00}	498
7	Центр	80,45	20,09	–	100,54	(Au _{0,69} Ag _{0,31}) _{1,00}	800
8	«	32,80	65,74	2,14	100,69	(Ag _{0,78} Au _{0,21} Hg _{0,01}) _{1,00}	326
9	Край	27,47	71,86	1,29	100,62	(Ag _{0,82} Au _{0,17} Hg _{0,01}) _{1,00}	273
10	Центр	78,02	21,64	–	99,66	(Au _{0,66} Ag _{0,34}) _{1,00}	783
11	«	67,14	32,68	–	99,82	(Au _{0,53} Ag _{0,47}) _{1,00}	673
12	Край	55,57	40,51	3,34	99,42	(Ag _{0,56} Au _{0,42} Hg _{0,02}) _{1,00}	559
13	Центр	77,78	22,38	–	100,16	(Au _{0,66} Ag _{0,34}) _{1,00}	778
14	«	54,56	44,52	0,76	99,84	(Ag _{0,59} Au _{0,40} Hg _{0,01}) _{1,00}	546
15	Край	53,38	43,77	2,18	99,33	(Ag _{0,59} Au _{0,39} Hg _{0,02}) _{1,00}	537
16	Центр	78,22	22,16	–	100,38	(Au _{0,66} Ag _{0,34}) _{1,00}	779
17	«	60,08	34,78	4,17	99,03	(Ag _{0,50} Au _{0,47} Hg _{0,03}) _{1,00}	607
18	Край	44,19	52,70	3,51	100,40	(Ag _{0,67} Au _{0,31} Hg _{0,02}) _{1,00}	440
19	Центр	75,32	24,61	–	99,93	(Au _{0,63} Ag _{0,37}) _{1,00}	754
20	«	41,62	57,43	0,81	99,86	(Ag _{0,71} Au _{0,28} Hg _{0,01}) _{1,00}	417
21	Край	22,83	75,27	2,32	100,42	(Ag _{0,85} Au _{0,14} Hg _{0,01}) _{1,00}	227
22	Центр	70,82	27,73	0,87	99,42	(Au _{0,58} Ag _{0,41} Hg _{0,01}) _{1,00}	712
23	Край	56,14	42,95	0,91	100,00	(Ag _{0,58} Au _{0,41} Hg _{0,01}) _{1,00}	561
24	Центр	61,85	36,10	1,46	99,41	(Ag _{0,51} Au _{0,48} Hg _{0,01}) _{1,00}	622
25	«	42,21	49,78	7,28	99,27	(Ag _{0,65} Au _{0,30} Hg _{0,05}) _{1,00}	425
26	Край	41,86	53,16	4,56	99,57	(Ag _{0,68} Au _{0,29} Hg _{0,03}) _{1,00}	420
27	Центр	69,12	29,99	–	99,11	(Au _{0,55} Ag _{0,44}) _{1,00}	697
28	«	40,46	56,86	2,38	99,70	(Ag _{0,71} Au _{0,27} Hg _{0,02}) _{1,00}	406
29	Край	20,10	72,42	7,47	99,99	(Ag _{0,83} Au _{0,12} Hg _{0,05}) _{1,00}	201
30	Центр	66,93	32,81	–	99,74	(Au _{0,53} Ag _{0,47}) _{1,00}	671
31	Край	39,22	58,60	2,44	100,26	(Ag _{0,72} Au _{0,26} Hg _{0,02}) _{1,00}	391
32	Центр	65,40	32,11	1,98	99,49	(Au _{0,52} Ag _{0,46} Hg _{0,02}) _{1,00}	657
33	Край	44,03	51,41	3,8	99,24	(Ag _{0,66} Au _{0,31} Hg _{0,03}) _{1,00}	444
34	Центр	63,57	34,41	1,33	99,32	(Au _{0,50} Ag _{0,49} Hg _{0,01}) _{1,00}	640
35	«	43,56	52,75	2,92	99,23	(Ag _{0,67} Au _{0,31} Hg _{0,02}) _{1,00}	439
36	«	42,65	52,30	4,76	99,70	(Ag _{0,67} Au _{0,30} Hg _{0,03}) _{1,00}	428
37	Край	40,13	55,33	4,22	99,68	(Ag _{0,69} Au _{0,28} Hg _{0,03}) _{1,00}	403
38	Центр	49,51	46,21	4,02	99,74	(Ag _{0,61} Au _{0,36} Hg _{0,03}) _{1,00}	496
39	Край	43,78	50,37	5,98	100,13	(Ag _{0,65} Au _{0,31} Hg _{0,04}) _{1,00}	437
40	Центр	44,18	52,25	3,21	99,64	(Ag _{0,67} Au _{0,31} Hg _{0,02}) _{1,00}	443
41	«	44,16	52,59	2,56	99,31	(Ag _{0,67} Au _{0,31} Hg _{0,02}) _{1,00}	444
42	Край	42,81	48,83	8,45	100,09	(Ag _{0,64} Au _{0,30} Hg _{0,06}) _{1,00}	423

Примечание. Состав золота определен на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 SBU с ЭДС Oxford Instruments X-act, аналитик И. А. Блинов, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. Прочерк – не обнаружено. Формулы рассчитаны на Au+Ag+Hg = 1.

зовому составу на следующие типы: двухфазные газовой-жидкие (VL) и трехфазные газовой-жидкие с высокоплотной углекислотой (VLC). Примечательно, что каждый тип включений встречается обособленно от других. Вторичные включения траассируют трещины, секущие кварцевые зерна,

и по фазовому составу являются газовой-жидкими (VL).

В кварце золото-пирротин-теннантит-халькопирит-кварцевой жилы рудопроявления диагностированы первично-вторичные включения VL (рис. 9, а) и VLC (см. рис. 9, б) типов, а также множество вто-

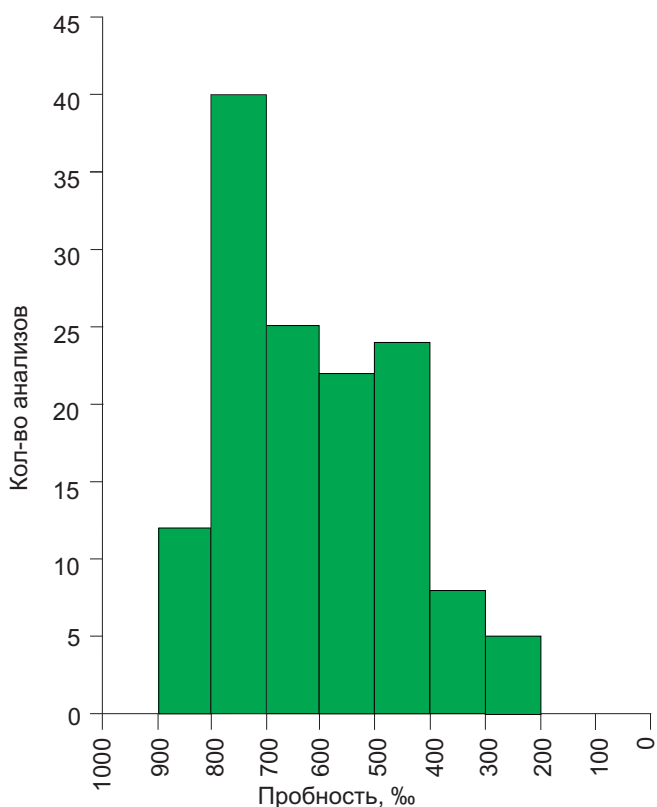


Рис. 8. Частота встречаемости значений пробности самородного золота

ричных VL включений. Первично-вторичные VL включения характеризуются удлиненной, округлой или изометричной формой и размерами 5–20 мкм. Доля газовой фазы при комнатной температуре составляет около 20–30 % объема включения. В составе газовой фазы, по данным спектроскопии КР, содержится только CO₂. Температуры гомогенизации включений (в жидкую фазу) составили 245–280 °С, эвтектики – от –15 до –12 °С, плавления последнего кристалла льда – от –2 до –1 °С (табл. 4).

Согласно полученным данным флюид имеет Na-K-хлоридный солевой состав с невысокими концентрациями солей (1,7–3,4 мас.% NaCl-экв.). Включения VLC-типа имеют удлиненную форму, размеры 5–15 мкм, содержат до 30 % объема газовой фазы. Температуры гомогенизации углекислоты в газовую фазу составили 27–28 °С, температуры полной гомогенизации (в жидкую фазу) – 260–270 °С. Рас-

считанные плотность углекислоты и давление равны 0,27–0,29 г/см³ и 730–980 бар соответственно. Вторичные включения VL-типа отличаются извилистой формой, их размеры также 5–15 мкм. Температуры их гомогенизации (в жидкую фазу) составили 115–160 °С; температуры эвтектики (от –11 до –10 °С) соответствуют водному раствору хлорида калия. Концентрации солей (температуры плавления льда от –0,4 до –0,1 °С) составляют 0,2–0,7 мас. % NaCl-экв. (см. табл. 4).

В кварце золото-тетраэдрит-халькопирит-кварцевой жилы диагностированы первичные и первично-вторичные VL включения, а также однофазные существенно газовые и жидкостные включения размером до 3 мкм. Первые имеют изометричную, округлую, удлиненно-треугольную форму и размеры до 25 мкм (см. рис. 9, в–г). Газовая фаза составляет до 40 % объема включения. Температуры гомогенизации этих включений варьируют в интервале от 120 до 180 °С; температуры эвтектики – от –23,1 до –39,8 °С, что указывает на содержание в водном растворе хлоридов Na, K и Mg. Температуры плавления последнего кристалла льда находятся в интервале от –3,2 до –5,3 °С, т. е. соленость флюида составляет 4–8,4 мас. % NaCl-экв. (см. табл. 4).

Обсуждение результатов

Рудные тела рудопроявления Тардан-2, локализованные в березитизированных плагиогранитах и гранодиоритах, представлены кварцевыми, сульфидно-кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробления с прожилково-вкрапленной минерализацией. Рудопроявление характеризуется малосульфидным (не более 3 %) составом руд. По составу продуктивной минеральной ассоциации Тардан-2 отвечает золото-висмут-сульфосолюно-халькопиритовому типу с матильдитом, висмутином, айкинитом, берриитом, баритом и минералами ряда Au – Ag – Hg. Для самородного золота характерны широкие вариации его пробности (834–201 ‰, в среднем 607 ‰), значительные примеси Hg (до 8,45 мас.%) и эволюция составов от среднепробного золота до ртутистого кюстелита.

По минералого-геохимическим особенностям продуктивная минерализация Тардан-2 близка поздней продуктивной стадии Тарданско-

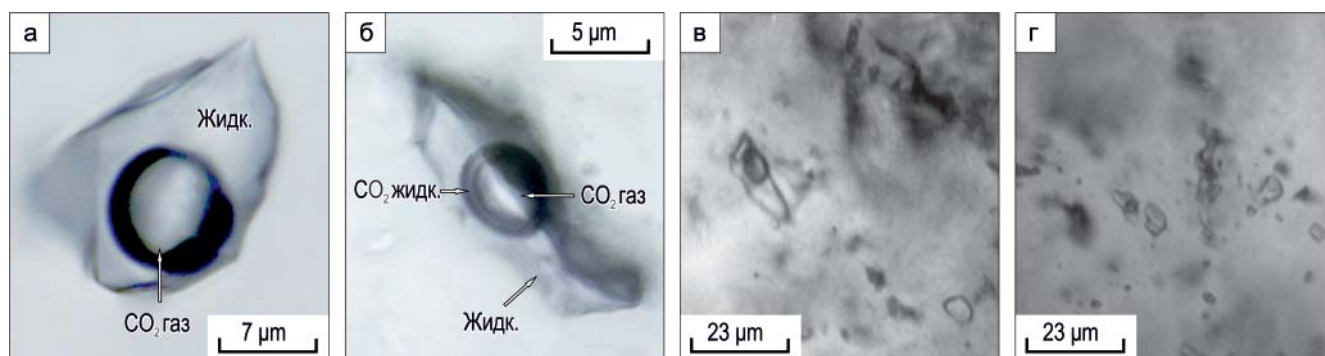


Рис. 9. Флюидные включения в кварце золото-сульфидно-кварцевых жил



Таблица 4

Результаты изучения флюидных включений в кварце

Образец	ЧД-2			ТРД-2-1	ТРД-2-2а	ТРД-2-2б
	ПВ	ПВ	В	ПВ	ПВ	ПВ
Генерация	ПВ	ПВ	В	ПВ	ПВ	ПВ
Количество	10	5	11	27	25	28
Тип	VL	VLC	VL	VL	VL	VL
$T_{эвт}, ^\circ\text{C}$	12–15	–	10,5–11	31,3–34,4	32,7–39,8	23,1–36,4
$T_{пл}, ^\circ\text{C}$	1–2	–	0,1–0,4	–	3,2–5,3	–
Соленость (мас. % NaCl-экв.)	1,7–3,4	–	0,2–0,7	4–6,5	5,3–8,3	4,2–8,4
$T_{гом}, ^\circ\text{C}$	245–280	260–270	115–160	140–160	150–180	120–160
$T_{гом\text{CO}_2}, ^\circ\text{C}$	–	27–28	–	–	–	–
Давление, бар	–	730–980	–	–	–	–
Состав газовой фазы	CO ₂	CO ₂	–	–	–	–

Примечание. ПВ – первично-вторичные включения, В – вторичные включения; $T_{эвт}$ – температура эвтектики, $T_{пл}$ – температура плавления льда, $T_{гом}$ – температура гомогенизации, $T_{гом\text{CO}_2}$ – температура гомогенизации CO₂. Прочерк – не определено.

го месторождения с кварцем, кальцитом, халькопиритом, пиритом, галенитом, Se-галенитом (Se до 5 мас. %), сфалеритом (Fe до 7,45 мас. %), арсенопиритом, золотом (Ag до 28,21 мас. %, Hg 0,87 мас. %), электрум (Ag до 37,74 мас. %, Hg 0,81 мас. %), ртутистым электрум (Ag до 50,69 мас. %, Hg 4,12 мас. %), гесситом, акантитом, висмутином, самородным висмутом, пильзенитом Bi₄Te₃, матильдитом AgBiS₂, цумоитом BiTe и баритом [6, 21]. Это подтверждает предположение А. Ф. Коробейникова с соавторами [10] о том, что объекты ТРУ являются производными одной рудно-магматической системы.

На рудопроявлении Тардан-2 парагенезис сульфидов с висмутином и самородным висмутом контролируется параметрами среды вблизи поля стабильности пирротина, т.е. минералогические особенности предполагают $\lg f(S_2) = 10^{-18} - 10^{-9}$ (при $T = 200^\circ\text{C}$) [15, 16]. Отсутствие в рудах минералов теллура, включая теллуриды висмута, может свидетельствовать о низких значениях $f\text{Te}_2$ и служить маркером восстановительных условий рудообразования. Наличие позднего акантита-I, твердых растворов минералов ряда Au – Ag – Hg (ртутистых электрума и кюстелита) указывают на то, что на заключительной стадии рудоносные растворы отличались следующими параметрами: $\text{Ag}/\text{Au} > 10$ [29], повышенное содержание Hg и низкое fS_2 [12, 27]. Этим объясняется отсутствие киновари и наличие металлической Hg в виде ртутистого электрума и кюстелита. Наличие минералов ртути предполагает участие глубинных (магматических) флюидов в процессе минералообразования, что является признаком ртутной дегазации мантии [7, 17].

По результатам термобарогеохимических исследований установлено, что кристаллизация минеральных ассоциаций продуктивной стадии происходила в условиях гипабиссальной фации глубинности (0,73–0,98 кбар; 2,1–3,0 км) из водных растворов со-

става NaCl–H₂O, KCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O и MgCl₂–H₂O с низкой и средней соленостью, изменяющейся от 1,7 до 8,3 мас. % NaCl-экв. при понижении температур от 280 до 120 °C. Повышение солености в процессе рудоотложения и появление солей Mg в составе гидротермального раствора также может быть связано с вовлечением магматических флюидов-рассолов. Низкие концентрации (0,7–0,2 мас. % NaCl-экв.), зафиксированные во вторичных флюидных включениях, могут быть вызваны разбавлением гидротермального раствора слабоминерализованными вадозными водами [31].

Согласно генетической классификации Э. М. Спиридонова [12], рудопроявление Тардан-2 близко к вулканогенно-плутоногенной малосульфидной золото-кварцевой березит-лиственитовой формации гипабиссальной фации глубинности. Для блеклых руд характерна скрытая плавная зональность, обусловленная увеличением содержания Sb и Bi, а также повышенные концентрации Bi (от 4,6 до 9,33 мас. %), типичные для блеклых руд вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождений золота. По данным [11, 13, 27], кристаллы блеклых руд ряда теннантит-тетраэдрит плутоногенных месторождений не обладают резко выраженной зональностью, поскольку формируются в закрытой системе при относительно устойчивых давлениях и плавном снижении температур, содержание Bi в блеклых рудах составляет не менее 0,4 мас. %, а Te – менее 0,12 мас. %. В то же время для кристаллов блеклых руд вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождений характерна резко выраженная зональность, часто осцилляционная, так как они формируются при изменчивых условиях рудоотложения (колебаниях fO_2 , fS_2 , fSe_2 , fTe_2 , вариациях давления и температуры), т.е. системах открытого «выкипающего» или полуоткрытого типов [11]. Зональность блеклых руд вулканогенно-плутоногенных месторождений



обусловлена вариациями содержаний As–Sb, характерно также замещение As–Sb висмутом: Хаак-Саир (Тува) до 1,55 мас. %; Дарасун (Забайкалье) до 2,96 мас. %; Лебединое (Алдан) до 9,7 мас. % [18, 19, 22, 27]; вулканогенных – вариациями содержаний As–Sb–Te–Bi, S–Se, Cu–Ag и Zn–Fe–Cu–Hg–Cd [13, 27].

Вулканогенно-плутоногенные золото-сульфидно-кварцевые березит-лиственитовые месторождения имеют промежуточные характеристики между типичными плутоногенными (мезотермальными) и вулканогенными (эпитермальными) месторождениями (Дарасун, Хаак-Саир, Чармитан-Зармитан) [12, 19, 29]. Некоторые месторождения данной формации (Куранах, Лебединое на р. Алдан) по особенностям состава близки к вулканогенным с селенидно-теллуридной минерализацией, голдфилдитом, аннивитом (богатые висмутом теннантит или тетраэдрит), колуситом и киноварью [8, 13, 18].

По минералого-геохимическим особенностям Тардан-2 и другие объекты ТРУ близки к месторождениям золото-висмутового геохимического типа [2, 24], которые, согласно зарубежной классификации [26], отвечают классу месторождений золота, парагенетически связанных с интрузиями («intrusion related gold deposits»), т. е. плутоногенно-гидротермальному генетическому классу золоторудных месторождений [12]. В России это Пограничное (Восточный Саян), Эргелях, Курумское, Тугучак, Басагуньинское, Чугулук, Неннели и Галечное (Северо-Восток России) жильные и Леводыбинское, Тэутеджак (Северо-Восток России) штокверковые месторождения, которые приурочены к апикальным либо краевым приконтактным зонам гранитоидных плутонов [2, 3, 20, 21, 25].

Выводы

Таким образом, формирование минерализации золота на рудопроявлении Тардан-2 происходило в течение одной продуктивной стадии и отвечает золото-висмут-сульфосольно-халькопиритовому типу с матильдитом, висмутином, айкинитом, берриитом, самородным висмутом, баритом и минералами ряда Au – Ag – Hg. Исходя из вещественного состава рудопроявления и типоморфных особенностей минералов (золота и блеклых руд), можно констатировать, что Тардан-2 относится к малосульфидной золото-кварцевой березит-лиственитовой формации гипабиссальной фации глубинности (Р около 0,73–0,98 кбар; глубина примерно 2,1–3,0 км). По геохимической типизации рудопроявление относится к золото-висмутовому типу орогенных месторождений, генетически связанных с гранитоидами. Комплексный хлоридный состав растворов и наличие минералов ртути и висмута предполагают участие магматических флюидов в процессе минералообразования.

В связи с установлением гидротермального генезиса месторождений ТРУ в скарнах требуется

проведение поисковых работ в Тапса-Каахемском рудном районе по выявлению и изучению крупно-объемных золоторудных месторождений золото-кварцевой формации, т. е. месторождений традиционных формационных типов. По мнению авторов, к первоочередной перспективной площади проведения поисковых работ следует отнести район месторождения Проездной (Тапсинский потенциальный рудный узел), расположенный в 24 км к северу от рудопроявления Тардан-2.

Авторы признательны И. А. Блинову за проведение электронно-микроскопических исследований. Геолого-минералогические исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (№ 17–45–170970 p_a); термобарогеохимические исследования выполнены в рамках государственного задания ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (2019–2020), экспедиционные работы – в рамках НИР государственного задания ТувИКОПР СО РАН (0384–2016–0012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисенко А. С.** Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии / Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений / отв. ред. Н. П. Лаверов. – М.: Недра, 1982. – С. 37–46.
- Гамянин Г. Н., Гончаров В. И., Горячев Н. А.** Золото-редкометалльные месторождения Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. – 1998. – Т. 17, № 3. – С. 94–103.
- Горячев Н. А., Гамянин Г. Н.** Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы промышленного освоения // Золоторудные месторождения Востока России. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. – С. 50–62.
- Золото-сульфидно-кварцевое** месторождение Барсучий (Северо-Восточная Тува): минералого-геохимические особенности и условия образования / Р. В. Кужугет, И. Р. Прокопьев, А. А. Редина, Н. Н. Анкушева // Изв. ТПУ. Инжиниринг георесурсов. – 2019. – Т. 330. – № 10. – С. 181–196.
- Кильчичаков К. М., Токунов В. Ф., Плеханов А. И.** Результаты оценки Тарданского золоторудного месторождения и поисков золота в бассейне р. Бай-Сют. – Кызыл: ТГРЭ, 1967. – 150 с.
- Кужугет Р. В., Ооржак Ш. Н.** Золотоносные минеральные ассоциации Тарданского гидротермального месторождения (Восточная Тува) // Региональная экономика: технологии, экономика, экология и инфраструктура: матер. II Междунар. науч.-практ. конф. (18–20 октября 2017 г., Кызыл, Россия). – Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2017. – С. 181–186.
- Озерова Н. А.** Ртуть и эндогенное рудообразование. – М.: Наука, 1986. – 231 с.
- Петровская Н. В.** Самородное золото. – М.: Наука, 1973. – 348 с.



9. **Реддер Э.** Флюидные включения в минералах. Т. 1. – М.: Мир, 1978. – 360 с.

10. **Рудно-метасоматическая** и геохимическая зональность золоторудных полей и месторождений складчатых поясов Сибири / А. Ф. Коробейников, Ю. С. Ананьев, А. И. Гусев, В. Г. Ворошилов. – Томск: ТПУ, 2013. – 458 с.

11. **Спиридонов Э. М.** Вулканогенные эпиптермальные, мезотермальные, гипотермальные (ксенотермальные) месторождения золота и их минерально-геохимические особенности // Вулканизм и геодинамика. Т. 2. – Петропавловск-Камчатский, 2009. – С. 814–817.

12. **Спиридонов Э. М.** Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации // Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов: тр. Всерос. (с междунар. участием) науч. конф., посвящ. 80-летию Кольского НЦ РАН. – Апатиты: Изд-во K&M, 2010. – С. 143–171.

13. **Спиридонов Э. М.** Типоморфные особенности блеклых руд некоторых плутоногенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота // Геология рудных месторождений. – 1987. – Т. 29, № 6. – С. 83–91.

14. **Степанов В. А., Моисеенко В. Г.** Геология золота, серебра и ртути. Ч. 1. Золото-ртутные месторождения. – Владивосток: Дальнаука, 1993. – 227 с.

15. **Affif A. M., Kelly W. C., Essene E. J.** Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria // Economic Geology. – 1988. – Vol. 83. – P. 377–394.

16. **Barton P. B., Skinner B. J.** Sulfide mineral stabilities // Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits / ed. by H. L. Barnes. – New York: John Wiley and Sons, 1979. – P. 278–403.

17. **Bodnar R. J., Vityk M. O.** Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. – Pontignana-Siena, 1994. – P. 117–130.

18. **Dobrovolskaya M. G., Razin M. V., Prokofiev V. Yu.** New data on the mineral composition of the ores of the Lebedinoye gold deposit and the Joyous ore occurrence (Central Aldan, Russia) // New Data on Minerals. – 2015. – Vol. 50. – P. 38–49.

19. **Fahlоре** and Sphalerite from the Darasun Gold Deposit in the Eastern Transbaikalian Region, Russia: I. Mineral Assemblages and Intergrowths, Chemical Composition, and Its Evolution / N. G. Lyubimtseva, N. S. Bortnikov, S. E. Borisovsky, et al. // Geology of Ore Deposits. – 2018. – Vol. 60, no. 2. – P. 93–120.

20. **Garmaev B. L., Damdinov B. B., Mironov A. G.** Pogrannichnoe Au-Bi occurrence, Eastern Sayan: Composition and link to magmatism // Geology of Ore Deposits. – 2013. – Vol. 55, no. 6. – P. 445–466.

21. **Gaskov I. V.** New data on the correlation of skarn and gold mineralization at the Tardan deposit (northeastern Tuva) // Russian Geology and Geophysics. – 2008. – Vol. 49, no. 12. – P. 923–931.

22. **Gold** mineralization of the Khaak-Sair gold-quartz ore occurrence in listwanites (western Tuva) / R. V. Kuzhuget, V. V. Zaikov, V. I. Lebedev, A. A. Mongush // Russian Geology and Geophysics. – 2015. – Vol. 56. – P. 1332–1348.

23. **Gold-bismuth** mineralization in the southeastern part of the Eastern Sayan / B. B. Damdinov, B. L. Garmaev, A. G. Mironov, Z. B. Dashinimaev // Doklady Earth Sciences. – 2009. – Vol. 425, no. 2. – P. 256–259.

24. **Granitoid-related** gold lode deposits over the Northern Pacific marginal areas / N. A. Goryachev, R. J. Newberry, G. N. Gamyranin, et al. // Metallogeny of the Pacific Northwest. Tectonics, Magmatism and Metallogeny of active continental margins. Proceedings of the Interim IAGOD Conference (1–20 September, 2004). – Vladivostok: Dalnauka Publ., 2004. – P. 199–201.

25. **Intrusion-related** gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids / O. V. Vikenteva, V. Yu. Prokofiev, G. N. Gamyranin, et al. // Ore Geology Reviews. – 2018. – Vol. 100. – P. 240–259.

26. **Lang J. R., Baker T.** Intrusion related gold systems: the present level of understanding // Mineralium Deposita. – 2001. – Vol. 36. – P. 477–489.

27. **Minerals** of Fahlore group: Indicators of Ore Genesis / E. Spiridonov, M. Maleev, V. Kovachev, et al. // Bulgarian Geological Society, 80th Anniversary. Proceedings of the Jubilee International Conference. Bulgarian Geological Society. – Sofia, 2005. – P. 79–82.

28. **Palyanova, G. A., Kokh K. A., Seryotkin Yu. V.** Formation of gold-silver sulfides and native gold in Fe – Ag – Au – S system // Russian Geology and Geophysics. – 2012. – Vol. 53, no. 4. – P. 347–355.

29. **Prokofiev V. Yu.** Types of Hydrothermal Ore-Forming Systems (from Fluid Inclusion Studies) // Geology of Ore Deposits. – 1998. – Vol. 40, no. 6. – P. 457–470.

30. **Rudnev S. N., Kiseleva V. Y., Serov P. A.** Vendian-Early Paleozoic granitoid magmatism in Eastern Tuva // Russian Geology and Geophysics. – 2015. – Vol. 56, no. 9. – P. 1232–1255.

31. **Wilkinson J. J.** Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // Lithos. – 2001. – Vol. 55. – P. 229–272.

REFERENCES

1. Borisenko A.S. [Cryometric analysis of the salt composition of solutions of gas-liquid inclusions in minerals]. *Ispol'zovanie metodov termobarogeokhimi pri poiskakh i izuchenii rudnykh mestorozhdeniy* [The use of methods of thermobarogeochemistry in searching for and studying ore deposits]. Moscow, Nedra Publ., 1982, pp. 37–46. (In Russ.).

2. Gamyranin G.N., Goncharov V.I., Goryachev N.A. [Gold-rare-metal deposits of the North-East of Russia]. *Tikhookeanskaya geologiya*, 1998, vol. 17, no. 3, pp. 94–103. (In Russ.).

3. Goryachev N.A., Gamyranin G.N. [Gold-bismuth (gold-rare-metal) deposits of the North-East of Russia:



types and prospects of industrial development]. *Zolotorudnyye mestorozhdeniya Vostoka Rossii* [Gold deposits of the East of Russia]. Magadan, SVNTs DVO RAN Publ., 2006, pp. 50–62. (In Russ.).

4. Kuzhuget R.V., Prokopiev I.R., Redina A.A., Ankusheva N.N. [Barsuchiy gold-sulfide-quartz deposit (Northeast Tuva): mineralogical and geochemical peculiarities and formation conditions] *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov*, 2019, vol. 330, no. 10, pp. 181–196. (In Russ.).

5. Kilchichakov K.M., Tokunov V.F., Plekhanov A.I. *Rezultaty otsenki Tardanskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya i poiskov zolota v bassejne r. Bay-Syut* [Assessment results of the Tardan gold deposit and gold prospecting in the Bai Suit River basin]. Kyzyl, TGRE Publ., 1967. 150 p. (In Russ.).

6. Kuzhuget R.V., Oorzhak Sh.N. [Gold-bearing mineral associations of the Tardan hydrothermal deposit (Eastern Tuva)]. *Regional'naya ekonomika: tekhnologii, ekonomika, ekologiya i infrastruktura: Materialy II Mezhdunar. nauch.-prakt. konf. (18–20.10.2017, Kyzyl, Russia)* [Regional economy: technology, economics, ecology and infrastructure: Materials of the II Intern. scientific-practical conf. (October 18–20, 2017, Kyzyl, Russia)]. Kyzyl, TuvIKOPR SB RAS Publ., 2017, pp. 181–186. (In Russ.).

7. Ozerova N. A. *Rtut' i endogennoe rudoobrazovanie* [Mercury and endogenous ore formation]. Moscow, Nauka Publ., 1986. 231 p. (In Russ.).

8. Petrovskaya N.V. *Samorodnoe zoloto* [Native gold]. Moscow, Nauka Publ., 1973. 348 p. (In Russ.).

9. Redder E. *Flyuidnye vklyucheniya v mineralakh* [Fluid inclusions in minerals]. Moscow, Mir Publ., 1978, vol. 1. 360 p. (In Russ.).

10. Korobeynikov A.F., Ananyev Yu.S., Gusev A.I., Voroshilov V.G. *Rudno-metasomaticheskaya i geokhimicheskaya zonal'nost' zolotorudnykh poley i mestorozhdeniy skladchatykh poyasov Sibiri* [Ore-metasomatic and geochemical zoning of gold ore fields and deposits of the folded belts of Siberia]. Tomsk, TPU Publ., 2013. 458 p. (In Russ.).

11. Spiridonov E.M. [Volcanogenic epithermal, mesothermal, hypothermal (xenothermal) gold deposits and their mineral-geochemical features]. *Vulkanizm i geodinamika. T. 2* [Volcanism and geodynamics. Vol. 2]. Petropavlovsk-Kamchatsky, 2009, pp. 814–817. (In Russ.).

12. Spiridonov E.M. [A review of gold mineralogy in the leading types of Au mineralization]. *Zoloto Kol'skogo poluostrava i sopredel'nykh regionov: tr. Vseros. (s mezhdunar. uchastiem) nauch. konf., posvyashch. 80-letiyu Kol'skogo NTs RAN* [Gold of the Kola Peninsula and adjacent regions: Proc. All-Russian (with international participation) scientific Conf. 80th anniversary of the Kola Science Center RAS]. Apatity, K&M Publishing House, 2010, pp. 143–171. (In Russ.).

13. Spiridonov E.M. [Typomorphic features of fahl ores of some plutogenic, volcanogenic, telethermal

gold deposits]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy – Geology of ore deposits*, 1987, vol. 29, no. 6, pp. 83–91. (In Russ.).

14. Stepanov V.A., Moiseenko V.G. *Geologiya zolota, serebra i rtuti. Ch. 1. Zoloto-rtutnye mestorozhdeniya* [Gold, silver and mercury geology. Part 1. Gold-mercury deposits]. Vladivostok, Dalnauka Publ., 1993. 227 p. (In Russ.).

15. Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermochemical data and calculated equilibria. *Economic Geology*, 1988. vol. 83, pp. 377–394.

16. Barton P.B., Skinner B.J. Sulfide mineral stabilities. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* / ed. by H. L. Barnes. New York, John Wiley and Sons, 1979. pp. 278–403.

17. Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions. *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Pontignana-Siena, 1994, pp. 117–130.

18. Dobrovolskaya M.G., Razin M.V., Prokofiev V. Yu. New data on the mineral composition of the ores of the Lebedinoye gold deposit and the Joyous ore occurrence (Central Aldan, Russia). *New Data on Minerals*, 2015, vol. 50, pp. 38–49.

19. Lyubimtseva N.G., Bortnikov N.S., Borisovsky S.E., et al. Fahlore and Sphalerite from the Darasun Gold Deposit in the Eastern Transbaikalian Region, Russia: I. Mineral Assemblages and Intergrowths, Chemical Composition, and its Evolution. *Geology of Ore Deposits*, 2018, vol. 60, no. 2, pp. 93–120.

20. Garmaev B.L., Damdinov B.B., Mironov A.G. Pogranichnoe Au-Bi occurrence, Eastern Sayan: Composition and link to magmatism. *Geology of Ore Deposits*, 2013, vol. 55, no. 6, pp. 445–466.

21. Gaskov I.V. New data on the correlation of skarn and gold mineralization at the Tardan deposit (northeastern Tuva). *Russian Geology and Geophysics*, 2008, vol. 49, no. 12, pp. 923–931.

22. Kuzhuget R.V., Zaikov V.V., Lebedev V.I., Mongush A.A. Gold mineralization of the Khaak-Sair gold-quartz ore occurrence in listwanites (western Tuva). *Russian Geology and Geophysics*, 2015, vol. 56, pp. 1332–1348.

23. Damdinov B.B., Garmaev B.L., Mironov A.G., Dashinimaev Z.B. Gold-bismuth mineralization in the southeastern part of the Eastern Sayan. *Doklady Earth Sciences*, 2009, vol. 425, no. 2, pp. 256–259.

24. Goryachev N.A., Newberry R.J., Gamyagin G.N., et al. Granitoid-related gold lode deposits over the Northern Pacific marginal areas. *Metallogeny of the Pacific Northwest. Tectonics, Magmatism and Metallogeny of active continental margins. Proceedings of the Interim IAGOD Conference (1–20 September, 2004)*. Vladivostok: Dalnauka Publ., 2004, pp. 199–201.

25. Vikenteva O.V., Prokofiev V.Yu., Gamyagin G.N., et al. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydro-



thermal fluids. *Ore Geology Reviews*, 2018. vol. 100, pp. 240–259.

26. Lang J.R., Baker T. Intrusion related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 2001, vol. 36, pp. 477–489.

27. Spiridonov E., Maleev M., Kovachev V., et al. Minerals of Fahlore group: Indicators of Ore Genesis. *Bulgarian Geological Society, 80th Anniversary. Proceedings of the Jubilee International Conference*. Sofia, 2005, pp. 79–82.

28. Palyanova, G.A., Kokh K.A., Seryotkin Yu.V. Formation of gold-silver sulfides and native gold in Fe –

Ag – Au – S system. *Russian Geology and Geophysics*, 2012, vol. 53, no. 4, pp. 347–355.

29. Prokofiev V. Yu. Types of Hydrothermal Ore-Forming Systems (from Fluid Inclusion Studies). *Geology of Ore Deposits*, 1998, vol. 40, no. 6, pp. 457–470.

30. Rudnev S.N., Kiseleva V.Y., Serov P.A. Vendian-Early Paleozoic granitoid magmatism in Eastern Tuva. *Russian Geology and Geophysics*, 2015, vol. 56, no. 9, pp. 1232–1255.

31. Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 2001, vol. 55, pp. 229–272.

© П. В. Кужугет, Н. Н. Анкушева, А. А. Редина,
И. Р. Прокопьев, Ю. В. Бутанаев, Х. Х. Ондар, 2019



МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ГОРА ХРУСТАЛЬНАЯ КАК ОБЪЕКТ ПОЛИГЕННОГО И ПОЛИХРОННОГО ГЕНЕЗИСА

В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, В. В. Бабенко

Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

Новые геологические наблюдения и научные исследования подтверждают мнение исследователей о гидротермальном генезисе месторождения Гора Хрустальная. Кварцевое тело этого месторождения является кварцево-жильным образованием выполнения, связанным по времени со становлением исетской калий-натриевой тоналит-гранодиоритовой серии Верх-Исетского батолита. Объемная форма тела – усеченная пирамида, а в поперечном сечении – трапеция. Подобная форма могла образоваться в результате проседания кровли массива гранодиоритов по системе тектонических трещин, создавших блоки клинообразного сечения бóльших размеров в нижнем основании и меньших – в верхнем. Это способствовало проседанию блоков при остывании магматического массива и образованию полостей огромных размеров, в которых и сформировались кварцевые жилы выполнения. Такие тела на Урале относятся к плутоногенным гидротермальным образованиям. Многолетние исследования позволяют утверждать, что термин «силексит» для кварцевых объектов месторождений пьезооптического и жильного кварца неприменим и излишен.

Ключевые слова: жильный кварц, силексит, Гора Хрустальная, кварцевые жилы выполнения, гидротермальный генезис.

THE KHRUSTALNAYA MOUNTAIN QUARTZ DEPOSIT AS AN OBJECT OF POLYGENIC AND POLYCHRONIC GENESIS

V. N. Ogorodnikov, Yu. A. Polenov, V. V. Babenko

The Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia

New geological observations and scientific studies confirm the opinion of researchers on the hydrothermal genesis of the Khrustalnaya Mountain deposit. The quartz body of this deposit is a quartz-vein formation of filling associated in time with the formation of Isetian potassium-sodium tonalite-granodiorite series of the Verkh-Isetsky batholith. A closer look at the quartz body of the deposit shows that there is no unusual in its shape. The body shape can be described with a geometric figure as a truncated pyramid, and in cross section, the body shape is a trapezoid. This shape of the quartz body could be formed as a result of subsidence of the granodiorite massif roof through a system of tectonic cracks that created large blocks of wedge-shaped sections in the lower basement and smaller ones in the upper part, which contributed to the subsidence of the blocks during cooling of the magmatic massif and the formation of huge cavities in which quartz filling veins were formed. According to their genesis, the quartz bodies of filling in the Urals belong to plutonogenic hydrothermal formations. Our long-term studies of quartz objects in the Urals suggest that the Silexite term for quartz objects in the piezooptical and vein quartz deposits is not applicable and are found to be unnecessary.

Keywords: vein quartz, Silexite, Khrustalnaya Mountain, quartz filling veins, hydrothermal genesis.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-4-105-110

Россия относится к крайне ограниченному числу стран, которые не только широко используют в промышленности кварцевое сырье, но и имеют собственную базу. Минерально-сырьевая база кварца в России традиционно объединяет месторождения горного хрусталя, гранулированного и высококачественного метасоматического кварца, молочно-белого жильного кварца. Одним из крупнейших на Урале и в России геологическим объектом безрудного жильного кварца является месторождение Гора Хрустальная. Детальное изучение этого объекта было проведено сотрудниками экспедиции № 101 Мингео СССР. Эта огромная работа завершилась в июне 1978 г. утверждением в ГКЗ СССР запасов жильного кварца месторождения [8].

Опыт геологического изучения месторождения заслуживает внимания. Вполне естественно, что при любых детальном исследованиях остаются

спорные вопросы, которые исследователям предстоит решать.

В период разведки и изучения указанного месторождения решался вопрос о генезисе кварцевого тела, а именно: относится этот объект к пегматитам или к кварцевым образованиям гидротермального генезиса.

По мнению геологов, принимавших участие в разведке месторождения, и по нашим исследованиям все известные геологические факты свидетельствуют о том, что месторождение является не обыкновенной кварцевой жилой гидротермально-метаморфогенного генезиса, а более сложным объектом, частично связанным с пегматитообразованием [4, 5, 7].

Наше многолетнее изучение кварцевых объектов Урала и Казахстана [7], история формирования которых в основном сложная (они полигенные

и полихронные), позволяют утверждать, что термин «силексит» для кварцевых объектов месторождений пьезооптического и жильного кварца необходимо применять с осторожностью, детально рассматривая вопросы генезиса. Рассмотрим эту проблему на примере месторождения Гора Хрустальная.

Определения и термины

Силекситы – необычные геологические образования с присущими им чертами кварцевых ядер пегматитов и пневматолитовых кварцевых жил. Они долгое время не привлекали должного внимания геологов, хотя известны были давно [3]. Более подробно вопросы генезиса, состава, строения, закономерностей локализации и перспективной оценки силекситов изложены в трудах Н. П. Ермакова, С. М. Бескина, Б. Д. Эфроса, С. Д. Дмитриева, Я. Н. Соколова, А. В. Осинского, А. Г. Малышева, В. Н. Труфанова, В. П. Петрова, Ю. А. Долгова, В. Б. Лекуха, В. М. Смертенко, появившихся в результате обобщения материалов широких поисково-разведочных работ в Казахстане, Средней Азии, на Урале, Алтае и в других регионах. Одни авторы отстаивали магматогенное происхождение силекситов и приводили в пользу этого убедительные экспериментальные данные и полевые наблюдения; другие считали подобные образования метасоматическими или метаморфическими, и их доказательства и примеры были не менее убедительны. Затруднения в классификации и определении формационной принадлежности силекситов связаны не только с их полигенностью, но и с полихронностью и способами образования.

Е. П. Ермаков в 1958 г. впервые применил термин «силексит» к гиперкислым кварцевым магматическим дериватам приповерхностных гранитов Центрального Казахстана [4].

Силексит – горная порода, состоящая в основном из кварца магматического или гидротермального происхождения. Международная комиссия по номенклатуре и систематике изверженных пород (Берн, 1972) рекомендовала применять этот термин для всех изверженных пород, содержащих более 60 % кварца [2, с. 214].

Силекситы представляют собой пегматиты с резким преобладанием в их объеме кварцевого ядра (более 85 %), образующиеся в условиях высо-

коградиентного метаморфизма андалузит-силлиманитовой фации метаморфизма. Высокотемпературные условия образования обуславливают высокое содержание минеральных микропримесей и особенно алюминия [7].

Жила – протяженное в двух направлениях простое тело, образовавшееся либо в результате выполнения трещинной полости минеральным веществом или горной породой, либо вследствие метасоматического замещения горной породы вдоль трещин минеральными веществами. По форме жилы делятся на простые, плитообразные, сложные, камерные, линзовидные и др. [2, с. 245].

Месторождение Гора Хрустальная

Расположено на восточном склоне Среднего Урала, в геологическом плане находится в юго-восточной части Верх-Исетского антиклинория Восточно-Уральского поднятия в зоне пересечения эндоконтактной части Верх-Исетского гранитного массива крупным субмеридиональным нарушением позднелазейского возраста (рис. 1) [5, 12].

Месторождение представляет собой крупное тело, вытянутое на 370–380 м в северо-восточном (330–340°) направлении. Форма его каплевидная в плане и неправильная в разрезе. На глубине месторождение имеет тупое выклинивание с пологим падением (погружением) юго-западного контакта к северо-востоку под углом 8–10°. Падение восточного контакта жильного тела крутое (75–90°) к востоку, западный контакт до горизонта +(310–270) м падает к западу, а затем падение меняется на обратное. Длина тела по вертикали непостоянная – от

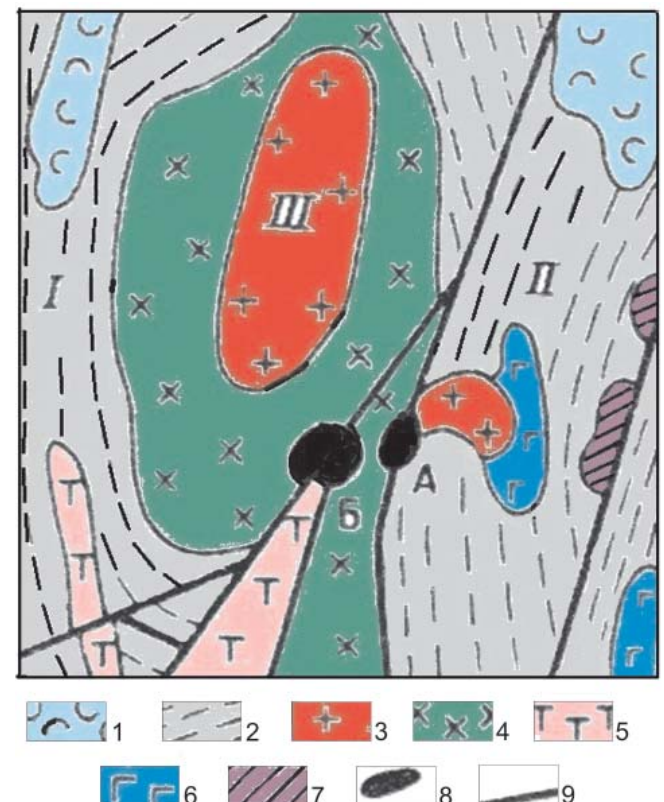


Рис. 1. Геолого-структурная позиция месторождений Гора Хрустальная и Светлореченского (по В. Д. Оболкину [5]): I – Верхнетуруинско-Верх-Исетский мегантиклинорий, II – Медведево-Свердловский мегасинклинорий, III – Верх-Исетский антиклинорий

1 – порфириты базальтовые и андезитово-базальтовые ($S_2 - D_1$); 2 – зеленые сланцы, углисто-глинисто-кремнистые сланцы, диориты, амфиболиты (S_1); 3 – граниты биотитовые (PZ_3); 4 – диориты, кварцевые диориты, плагиогранодиориты (D_3); 5 – плагиограниты амфиболовые (D_3); 6 – габбро, габброамфиболиты (D_3); 7 – серпентиниты (C_1); 8 – кварцевые тела (А – Гора Хрустальная, Б – Светлореченское); 9 – разрывные нарушения



90 м в западной части до 190 м в восточной; ширина достигает 140 м [5, 7, 10, 11].

Восточный контакт тела четкий, крутопадающий (75–90°), контролируется тектоническим нарушением; западный имеет более сложную конфигурацию, обусловленную заполнением пегматоидным и кварцевым материалом крупноглыбовой зоны брекчирования во вмещающих диоритах. Породы пегматоидного облика почти повсеместно наблюдаются и в нижней части тела, и по его западному и юго-восточному контактам. Подстилающие пегматоидные породы образуют пластообразные полого падающие тела, мощностью 5–45 м, участками разделенные пачками сланцев, диоритов, мусковитизированных гранитов, амфиболитов.

Кварцевое ядро является субмономинеральным телом, сложенным кварцем светло-серого, серого, молочно-белого или дымчато-серого цвета, участками прозрачного или полупрозрачного. Участки, представленные прозрачной разностью кварца, небольших размеров, наблюдаются довольно редко (1 % от объема кварцевого ядра) [4, 11]. Жильная масса содержит 98,89 % чистого кремнезема. Размер минеральных индивидов – до 1 м в поперечнике, они разделены неправильными поверхностями с индукционной штриховкой. Газово-жидкие включения располагаются по залеченным трещинам, сечущим границы индивидов.

По степени минерализации кварц месторождения разделяется на две разновидности: мономинеральный или слабоминерализованный (до 8 %) кварц типа K_1 и сильноминерализованный (более 8 %) кварц типа K_2 . По данным минералогических анализов содержание твердых минеральных примесей в кварце K_1 в среднем составляет 1,1 %, в кварце K_2 – 16,1 % [4].

В жильном кварце месторождения определены и исследованы 22 минерала, являющиеся вредными примесями: сера самородная, пирит, рутил, брусит, псиломелан, гематит, гидрогетит, апатит, графит, опал, магнетит, серицит, флогопит, алмадин, эпидот, мусковит, биотит, хлорит, актинолит, микроклин, калиевый полевой шпат, кальцит. Наиболее распространены микроклин, мусковит, каолинит, кальцит, гидрогетит, пирит. Содержание их изменяется в следующих пределах (%): микроклин – от знаков до 40,16, мусковит – от 0,006 до 7,036, каолинит – от 0,002 до 0,108, гидрогетит – от знаков до 0,50, пирит – от знаков до 0,189. Остальные минералы распространены незначительно [5, 10].

В. Д. Оболкин и др. [10], Е. П. Мельников [3] рассматривают кварцевое тело месторождения как неполнозональный пегматит-силексит, приуроченный к зоне эндоконтактовой части Чусовского плутона – сателлита Верх-Исетской интрузии – и генетически связанный с поздними кислыми дериватами этой интрузии.

Наши геологические наблюдения и научные исследования подтверждают мнение исследовате-

лей о магматогенном и гидротермальном генезисе месторождения Гора Хрустальная. Кварцевое тело этого месторождения является полигенным и полихронным кварцево-жильным образованием выполнения, связанным по времени со становлением исетской фазы калий-натриевой тоналит-гранодиоритовой серии Верх-Исетского батолита [6, 7, 12].

При более внимательном рассмотрении в форме кварцевого тела месторождения нет ничего необычного: объемная его форма – усеченная пирамида, а в поперечном сечении – трапеция (рис. 2). Подобная форма могла образоваться в результате проседания кровли массива гранодиоритов по системе тектонических трещин, создавших блоки клинообразного сечения больших размеров в нижнем основании и меньших – в верхнем. При остывании магматического массива происходило проседание блоков и образование полостей огромных размеров, в которых и сформировались пегматиты и кварцевая жила выполнения.

Для жильного кварца месторождения характерно наличие многочисленных, в основном прямоугольной или овальной формы, ассимилированных ксенолитов горных пород, представленных преимущественно диоритами (рис. 3). Ксенолиты отмечаются по всему телу, но в основном концентрируются в верхних его частях, особенно в верхней западной. Размеры ксенолитов в среднем 2,5×1,0 м, иногда до 6,0×1,2 м. Характерной особенностью залегания наиболее крупных ксенолитов является то, что их длинные оси ориентированы параллельно зальбандам жильного тела и имеют северо-восточное падение под углом 30–40° [11].

Месторождение Гора Хрустальная располагается в восточной части Чусовского плутона, сложенного гранитоидами таватуйской тоналит-трондьемитовой серии. Плагиигранодиориты таватуйской серии прорываются гранодиоритами и гранитоидами северской и исетской серий, верхняя возрастная граница которых (по Rb-Sr методу) 316–320 млн лет [6].

Следует обратить внимание, что формирование северской низкокалиевой тоналит-гранодиоритовой серии завершается аплитами, а исетской калий-натриевой тоналит-гранодиоритовой серии – жильными пегматитами, аплитами, гранитами [6]. Таким образом, пегматоидные породы могли формироваться в начальный период образования открытой полости будущего кварцевого тела, а в дальнейшем при понижении температуры флюида в полости отлагался кремнезем с образованием кварцевого ядра (силекситы, сложенные высокоминерализованным жильным кварцем K_2) [7]. Пегматоидные породы слагают пластообразные полого падающие тела мощностью 5–45 м, участками разделенные пачками сланцев, диоритов, мусковитизированных гранитов, амфиболитов. Температура образования пегматоидных пород по двухполюсовому геотермометру Барта – Рябчикова 480–505 °С [3].

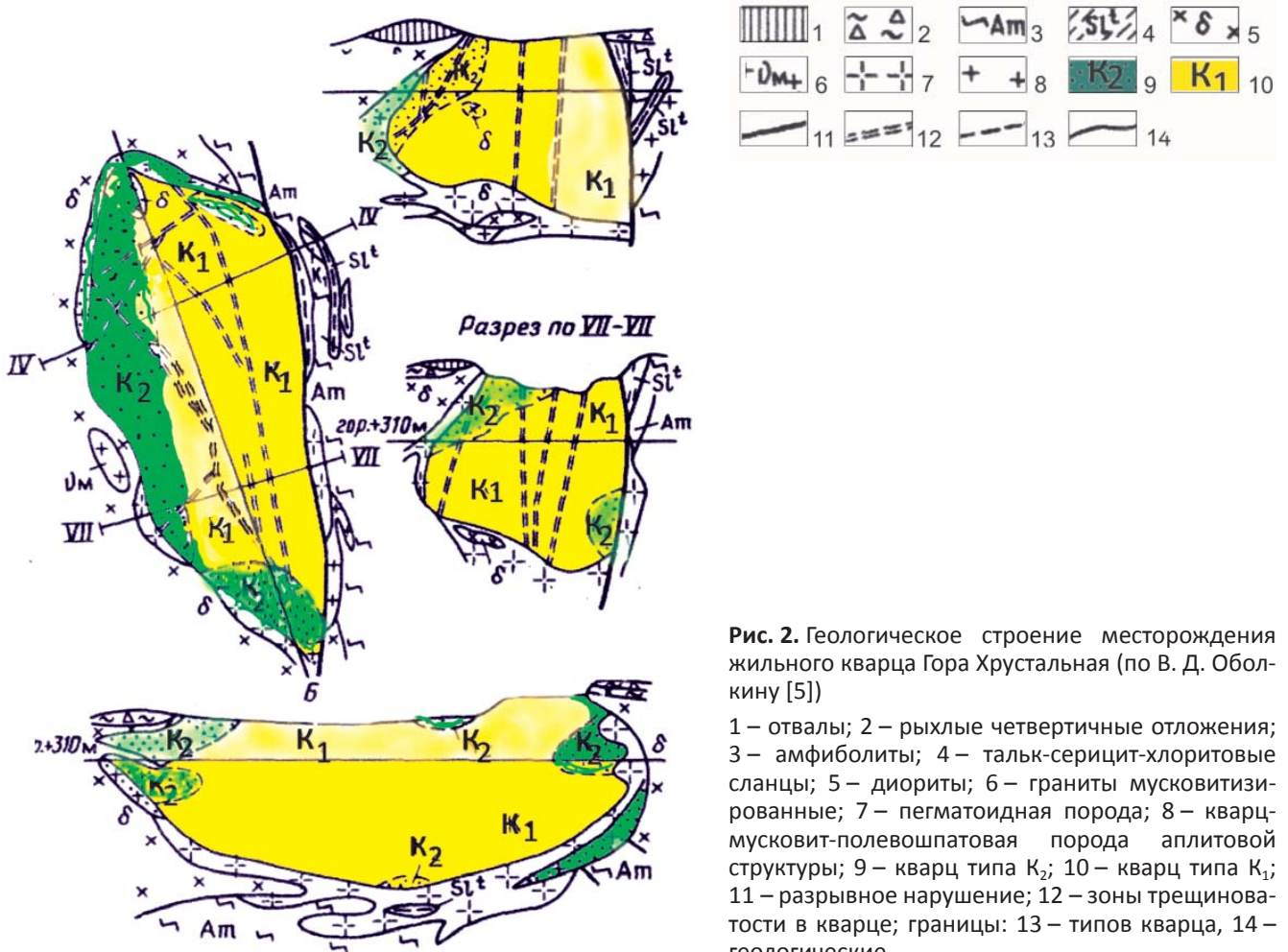


Рис. 2. Геологическое строение месторождения жильного кварца Гора Хрустальная (по В. Д. Оболенкину [5])

1 – отвалы; 2 – рыхлые четвертичные отложения; 3 – амфиболиты; 4 – тальк-серицит-хлоритовые сланцы; 5 – диориты; 6 – граниты мусковитизированные; 7 – пегматоидная порода; 8 – кварц-мусковит-полевошпатовая порода аплитовой структуры; 9 – кварц типа K_2 ; 10 – кварц типа K_1 ; 11 – разрывное нарушение; 12 – зоны трещиноватости в кварце; границы: 13 – типов кварца, 14 – геологические

Процессы поздней коллизии, с которыми связано образование гранитоидов аятской адамеллит-гранитной серии возрастом 284–276 млн лет [6], наложились на кварцевое тело, под их действием произошли частичные преобразования кварца силикатов и вмещающих пород.

В результате поздних тектонических подвижек образовались биотитовая оторочка и слюдиты в зальбандах кварцевого тела, по которым развились метасоматические тальковые сланцы. Кварцевое тело находится в диоритах. Породы западного бока жилы представлены сильно метаморфизованными диоритами, в которых темноцветный минерал превращен в агрегат мелкочешуйчатого биотита. В восточном боку жилы залегают биотитовые слюдиты и тальковые сланцы, причем в южной части месторождения в зальбанде кварцевой жилы залегают слюдиты, в северной непосредственно к кварцевой жиле примыкают тальковые сланцы. По данным Г. Н. Вертушкова и В. Н. Авдонины [1] слюдиты образовались по серпентинитам, а их оталькование произошло после тектонических подвижек.

На восточном экзоконтакте пегматоидные и мусковит-полевошпатовые породы отмечаются только на северном и южном выклинивании, центральная часть месторождения лишена оторочки этих пород. Поскольку восточный контакт квар-

цевого тела тектонический, можно предполагать, что здесь пегматоидная оторочка «сорвана» после формирования кварцевого тела в результате позднейших тектонических подвижек [11].

Во время поздней коллизии и активизации шовной зоны усиливается пневмолито-гидротермальная деятельность аятской адамеллит-гранитной серии Верх-Исетского массива, происходит дополнительное раскрытие пегматитового тела с образованием слабоминерализованного кварцево-жильного тела выполнения (кварц K_1) [7].

Жильный кварц крупно- и гигантозернистой структуры месторождения Гора Хрустальная содержит значительное количество газожидких включений. Большинство из них располагаются в системах трещин разлистования и являются вторичными. Гораздо более редки первичные включения, которые сгруппированы в основном по зонам роста индивидов. Их цепочки ориентированы косо по отношению к плоскостям трещин с вторичными включениями. Термобарогеохимические исследования по кварцу показали, что газожидкие включения в нем гомогенизируются в интервале 164–340 °С, а температурные пики массовой декрепитации газожидких включений соответствуют 160, 260, 360, 450, 500 °С. Это позволяет утверждать, что жильный кварц K_1 образовался при более низких температурах, чем



Рис. 3. Ксенолиты гранодиорита (темное) в жильном кварце (светлое). Карьер месторождения Гора Хрустальная

пегматоидные породы силекситов K_2 , и в самостоятельную гидротермальную стадию [5, 7].

Кварцевое тело месторождения генетически связано с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой серии и сформировалось в период ранней коллизии. Формирование Верх-Исетского батолита происходило в условиях мезоабиссальной и абиссальной фаций глубинности. Наличие магматического эпидота свидетельствует о кристаллизации пород при давлении 4–8 кбар, температуре 600–800 °С и содержании воды в расплаве более 4 % [6]. Повышенное содержание воды понизило температуру кристаллизации гранитоидов и способствовало значительному сокращению объема застывающей магмы, что при благоприятной системе тектонических трещин привело к образованию крупных полостей, в которых и сформировалось полевошпат-кварцевое тело [7].

В результате эволюции постмагматических растворов по мере удаления от купола гранитов развиваются гидротермально-метасоматические образования, сопровождаемые кварц-жильными телами. Еще А. Н. Заварицкий расположил их в последовательности выделения по мере падения температуры и удаленности от купола в следующий ряд: пегматиты – альбититы – грейзены и слюдиты – березиты – листвениты – серицит-кварцевые породы. Процессы минералообразования происходят вблизи остывающих интрузивов в ореоле их воздействия на вмещающие породы. Основное внимание здесь следует уделить возникновению в околоинтрузивном пространстве своеобразной тектоники, обязанной своим происхождением термическому сокращению объема плутонов и играющей, по нашим представлениям, немаловажную роль в последующих процессах эндогенного минералообразования [7].

Вследствие больших размеров интрузивов оседание их поверхности при остывании происходит не целиком, а блоками с образованием расколов [7, 9]. Инъекции из остывающего расплава осуществляются по этим крутопадающим трещинам, образуя дайковый пояс на удалении от кровли. Возникновение пегматитов, грейзенов, кварцевых жил и т. д. обусловлено образованием «свободного» объема при

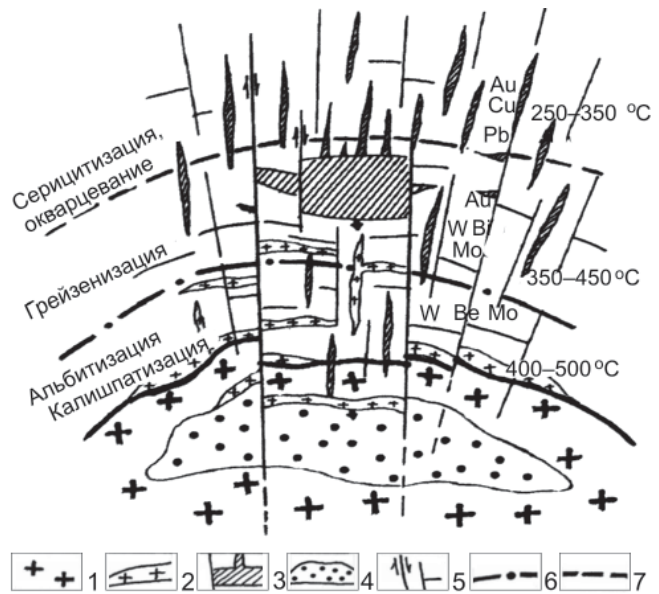


Рис. 4. Схема формирования метасоматической зональности в надкупольной зоне гранитов с образованием тел пегматитов, грейзенов и кварцевых жил (составлена с использованием материалов Ф. А. Летникова [9])

1 – купол гранита; 2 – тела аплит-гранитов и пегматитов; 3 – кварцево-жильные тела; 4 – флюидно-газовая полость в кровле гранитов; 5 – разрывные нарушения и трещины отслоения; границы: 6 – калишпатизации, альбитизации, 7 – грейзенизации и серицит-кварцевых метасоматитов

оседании поверхности куполообразного выступа интрузива и отставания оседания перекрывающих пород (рис. 4).

Происходит это потому, что гранитный батолит прежде всего отдает тепло покрывающим его породам. Поэтому сначала застывает наружная корка, которая постепенно нарастает снизу, приближаясь к центральному очагу. В верхней части последнего к этому времени образуется крупный флюидо-расплавный «пузырь». Одновременно идет сокращение объема отвердевших частей батолита, вследствие чего кровля отсекается рядом трещин, которые возникают сначала наверху и постепенно разрастаются книзу. Часть этих трещин идет радиально, веером, другие протягиваются перпендикулярно к ним, т. е. параллельно поверхности охлаждения, образуя трещины отслоения, контракции. При остывании гипабиссальных интрузивов уменьшение их внешнего объема составляет примерно 5–7 % начального объема интродуцировавшей магмы [9]. Если возникающая полость отслоения не получает сообщения с нижерасположенным исходным расплавом интрузива, то она может быть превращена в жилородное пегматитовое тело, а еще позже – в кварц-полевошпатовую и, наконец, в типичную гидротермальную жилу (месторождения Гора Хрустальная, Светлая речка, Желанное и др.).

Выводы

В геологической истории развития Урала подавляющее большинство кварцево-жильных образо-



ваний сформировались в стадии ранней и поздней коллизий, продуктами которых являются гранитоиды тоналит-гранодиоритовой и гранитной формаций соответственно. Кварцевые тела выполнения на Урале относятся к плутоногенным гидротермальным образованиям. Наши многолетние исследования кварцевых объектов Урала позволяют утверждать, что термин «силексит» для кварцевых объектов месторождений пьезооптического и жильного кварца неприменим и излишен.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (госрегистрации № АААА-А18-118052590028-9).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вертушков Г. Н., Авдонин В. Н. Метасоматическое изменение серпентинитов в «слюдиты» около кварцевой жилы горы Хрустальной на Урале // Зап. ВМО. – 1957. – Ч. 86, вып. 1. – С. 65–71.
2. **Геологический** словарь: в 2 т. Т. 2 / под ред. К. Н. Паффенгольца. – М.: Недра, 1978. – 456 с.
3. **Геология**, генезис и промышленные типы месторождений кварца / сост. Е. П. Мельников. – М.: Недра, 1988. – 216 с.
4. **Глаголев Е. В.** Месторождение кварца Гора Хрустальная // Минеральное сырье Урала. – 2006. – № 2 (5). – 40 с.
5. **Жильный** кварц Урала в науке и технике. Геология основных месторождений кварцевого сырья / А. А. Евстропов, Ю. И. Бурьян, Н. С. Кухарь и др. – М.: Недра, 1995. – 207 с.
6. **Зинькова Е. А., Ферштатер Г. Б.** О природе гранитов полиморфного Верх-Исетского массива (Средний Урал) // Ежегодник-1994. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. – С. 73–74.
7. **Золоторудная**, редкометалльная и хрусталеносная минерализация месторождений Урала кварцево-жильного типа / В. Н. Огородников, В. А. Коротеев, Ю. А. Поленов и др. – Екатеринбург: УрО РАН, УГГУ, 2014. – 312 с.
8. **История** поисков, разведки и освоения уральских хрусталеносных месторождений (1937–1991) / под ред. Ю. А. Поленова. – Екатеринбург: УГГУ, 2017. – 114 с.
9. **Летников Ф. А.** Синэнергетика геологических систем. – Новосибирск: Наука, 1992. – 228 с.
10. **Оболкин В. Д., Мельников Е. П., Евстропов А. А.** Вещественный состав силексита месторождения Гора Хрустальная (Средний Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1981. – № 6. – С. 119–128.
11. **Оболкин В. Д., Мельников Е. П., Евстропов А. А.** Светлореченский силексит – новый промышленный тип месторождений кварцевого сырья (Средний Урал) // Изв. АН СССР. – 1983. – № 3. – С. 85–90.
12. **Ферштатер Г. Б.** Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры

в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. – 2001. – № 1. – С. 62–85.

REFERENCES

1. Vertushkov G.N., Avdonin V.N. [Metasomatic change of serpentinites to “micas” near the quartz vein of Khrustalnaya Mountain in the Urals]. *Zapiski Vsesoyuznogo mineralogicheskogo obshchestva*, 1957, vol. 86, issue 1, pp. 65–71. (In Russ.).
2. *Geologicheskii slovar'* [Geological Dictionary]. Ed. K.N. Paffengolts. In 2 volumes. Vol. 2. Moscow, Nedra Publ., 1978. 456 p. (In Russ.).
3. *Geologiya, genezis i promyshlennye tipy mestorozhdeniy kvartsa* [Geology, genesis and industrial types of quartz deposits]. Moscow, Nedra Publ., 1988. 216 p. (In Russ.).
4. Glagolev E.V. [The Khrustalnaya Mountain Quartz deposit]. *Mineral'noe syrye Urala*, 2006, no. 2 (5). 40 p. (In Russ.).
5. Evstropov A.A., Buryan Yu., Kukhar N.S., et al. *Zhil'nyy kvarts Urala v nauke i tekhnike. Geologiya osnovnykh mestorozhdeniy kvartsevoogo syr'ya* [Vein quartz of the Urals in science and technology. Geology of the main deposits of quartz raw materials]. Moscow, Nedra Publ., 1995. 207 p. (In Russ.).
6. Zinkova E.A., Fershtater G.B. [On the nature of granites of the polymorphic Verkh-Isetsky massif (Middle Urals)]. *Ezhegodnik-1994* [Yearbook-1994]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 1995, pp. 73–74. (In Russ.).
7. Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A., Babenko V.V., Savichev A.N. *Zolotorudnaya, redkometall'naya i khrustalenosnaya mineralizatsiya mestorozhdeniy Urala kvartsevo-zhil'nogo tipa* [Gold ore, rare metal and crystal-bearing mineralization of the Urals quartz-vein deposits]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 2014. 312 p. (In Russ.).
8. Polenov Yu.A., ed. *Istoriya poiskov, razvedki i osvoeniya ural'skikh khrustalenosnykh mestorozhdeniy (1937–1991)* [The History of prospecting, exploration and development of the Ural crystal deposits]. Ekaterinburg, UGGU Publ., 2017. 114 p. (In Russ.).
9. Letnikov F.A. *Sinenergetika geologicheskikh sistem* [Synergy of geological systems]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1992. 228 p. (In Russ.).
10. Obolkin V.D., Melnikov E.P., Evstropov A.A. [The material composition of silexite of the Khrustalnaya Mountain deposit (Middle Urals)]. *Izvestiya AN SSSR, Ser. Geologicheskaya*, 1981, no. 6, pp. 119–128. (In Russ.).
11. Obolkin V.D., Melnikov E.P., Evstropov A.A. [Svetlorechensky silexite is a new industrial type of quartz deposits (Middle Urals)]. *Izvestiya AN SSSR*, 1983, no. 3, pp. 85–90 (In Russ.).
12. Fershtater G.B. [Granitoid magmatism and the formation of the continental crust during the development of the Ural Orogen]. *Litosfera – Lithosphere*, 2001, no. 1, pp. 62–85. (In Russ.).

© В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, В. В. Бабенко, 2019



КОНЦЕПЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО БАЗИТОВОГО СИЛЛОГЕНЕЗА И РОЛЬ КОНВЕРГЕНТНО-ДИВЕРГЕНТНЫХ ПРИЗНАКОВ ПРИ ДИАГНОСТИКЕ ЛАВОВЫХ ПАЛЕОПОТОКОВ И МАЛОГЛУБИННЫХ СИЛЛОВ

Г. С. Федосеев

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН; Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Написание данной статьи инициировано критическим обзором научных публикаций Г. С. Федосеева по концепции континентального базитового силлогенеза [14]. В ней освещено состояние второй фазы почти вековой дискуссии о фациальной природе эффузивовидных пластовых базитовых тел, картируемых в составе раннедевонских отложений Минусинского прогиба. Показано, что малоглубинные базитовые силлы и лавовые палеопотоки аналогичного состава обладают не только конвергентными, создающими проблемы при разномасштабном геологическом картировании, но также и дивергентными признаками, позволяющими осуществить корректную полевую диагностику пластовых тел соответствующего состава. Отмечены прямые и косвенные следствия концепции силлогенеза, способствующие уточнению характеристик некоторых литостратиграфических подразделений. Обоснована антидромная схема раннедевонского магматизма в Минусинском прогибе: сначала проявился вулканизм среднего и кислого состава, сопряженный с осадкообразованием, а затем сформировавшиеся отложения быскарской серии были инъецированы многочисленными малоглубинными базитовыми силлами.

Ключевые слова: силлогенез, малоглубинные силлы, быскарская серия, марченгашская свита, конвергентные и дивергентные признаки.

THE CONCEPT OF CONTINENTAL BASIC SILLOGENESIS AND THE ROLE OF CONVERGENT-DIVERGENT FEATURES IN CORRECT DIAGNOSTICS OF LAVA PALEOSTREAMS AND SHALLOW SILLS

G. S. Fedoseev

V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

The article initiated by a critical review of G.S.Fedoseev's scientific publications on the concept of continental basic sillogenesis covers the state of the second phase of an almost century-old discussion of the facies nature of effusive-shaped reservoir basic bodies mapped as part of the Early Devonian deposits of the Minusinsk Trough. It shows that shallow mafic sills and lava paleostreams of similar composition possess not only convergent features that create problems in geological mapping of different scales, but also divergent features that allow a correct field diagnostics of reservoir bodies of the corresponding composition. Direct and indirect consequences of the concept of sillogenesis are noted, which contribute to the refinement of characteristics of some lithostratigraphic units. The antidromic scheme of Early Devonian magmatism in the Minusinsk trough is advocated: first, volcanism of the bulk and acid composition associated with sedimentation appeared, and then the formed deposits of the Byskar series were injected with numerous shallow basic sills.

Keywords: sillogenesis, shallow sills, Byskarian series, Marchengashskaya Formation, convergent and divergent features.

DOI 10.20403/2078-0575-2019-4-105-111-121

Многие вещи нам непонятны не потому, что наши понятия слабы; но потому, что сии вещи не входят в круг наших понятий.

Козьма Прутков

Отрадно, что силлогенезом как геологическим процессом в ранге «несостоявшегося вулканизма» заинтересовались специалисты, работающие на полигоне Центра учебных геологических практик вузов Сибири (далее – *Центр*) и одновременно ведущие геолого-съёмочные работы по созданию комплектов номенклатурных карт нового поколения. В статье [14] (далее – *Обзор*) высказана озабоченность по крайней мере двумя необычными проблемами, сложившимися на Сохочульском (база ТГУ) и Иткульском (база НГУ «Шира») полигонах [14]. Первая проблема касается крупномасштабного картирования классических базитовых силлов и штоков [3], вторая – намечающейся

невалидности марченгашской свиты как следствия принятия концепции базитового силлогенеза [21]. Затронутый вскользь вопрос об эволюции базитового расплава, на мой взгляд, не имеет прямого отношения ни к геолого-съёмочным работам (если они не оговорены в техзадании), ни тем более к силлогенезу, индифферентному к геохимической предыстории магмы. Скорее всего, эта проблема заслуживает самостоятельного рассмотрения и детального анализа, выходящего за рамки данной статьи.

Выполненный *Обзор* важен, поскольку может привлечь внимание геологов, выполняющих госзаказы по разработке актуализированных страти-



графических схем и созданию среднemasштабных геокарт нового поколения. В связи с этим возникают проблемы, касающиеся корректной полевой диагностики малоизвестных флюидо- и коптогенных (флюидолиты, импактиты, протоимпактиты, уже упомянутые в Петрографическом кодексе РФ 2008 г.) и новых литореогенных (реобрекчии, реомикститы) типов пород, а также возможного пересмотра взглядов на фаціальную природу эффузивовидных пластовых базитовых тел, массовое развитие которых установлено не только на учебных полигонах Центра и в Минусинском прогибе (МП), но и в других структурах Алтае-Саянской области [8]. Постараюсь, не претендуя на абсолютную истинность собственного мнения и полноту имеющихся в моем распоряжении фактических данных, ответить на замечания и вопросы авторов *Обзора* (далее – *авторов обзора*), не отвлекаясь на частности и промахи стилистического плана, требующие, согласен, устранения. Цель моего ответа – концентрация внимания на основополагающих моментах концепции силлогенеза и на особенностях целенаправленного изучения малоглубинных силлов.

Истоки проблемы

О трудностях полевой диагностики пластовых интрузивов (залежей, силлов) и погребенных лавовых потоков известно давно. Сначала эта задача решалась в пространстве единичных отличительных признаков [11, с. 200–201]. Позднее их число увеличилось до 47, 17 из них относились к эффузивным потокам, а остальные – к пластовым интрузивам [25]. Детальный анализ полученного В. Ключевым признакового пространства позволил М. А. Усову изменить мнение о фаціальной природе южной половины «Мелафировой подковы» Кузбасса, относимой ранее к эффузивным траппам: «До последнего времени, исходя из структуры этих пород, все исследователи согласно принимали их за *настоящие покровные эффузивы* (здесь и далее в цитатах курсив мой. – Г. Ф.), подчиненные кольчугинской свите и имеющие, следовательно, пермский возраст. Но теперь накопилось достаточное количество фактов, которые заставляют признать, что по крайней мере тела южной половины подковы *представляют силлы*, внедрившиеся преимущественно между кольчугинской и мальцевской, а также конгломератовой свитами» [20, с. 117].

Аналогичная ситуация сложилась и в МП: в работах геологов-первопроходцев (П. К. Яворский, Я. С. Эдельштейн, И. П. Рачковский, Г. А. Стальнов, А. Г. Вологдин и др.) среди базитовых пород главное внимание уделялось эффузивам, тогда как базитовые силлы упоминались лишь в качестве возможных тел, но целенаправленно не картировались. В 1940-х гг. вопрос о массовом существовании постбыскарских базитовых силлов безуспешно пытались поднять Е. Н. Разумовская, М. М. Грунин и К. В. Иванов [13, с. 85]. Однако спустя 20 лет из-

вестному вулканологу И. В. Лучицкому удалось доказать, что как минимум два пластовых базитовых тела действительно являются силлами: первый – в северо-западном борту оз. Шунет, второй – в Волчьем логу [13, с. 87–88]. А еще через 15 лет В. И. Краснов и Л. С. Ратанов пришли к однозначному выводу относительно интрузивной природы авгит-оливиновых базальтов горы Кузьме (Кузме): «Нет сомнения, что эти базальты принадлежали *интрузиям, внедрившимся* в ранне-среднедевонские отложения», что, по их мнению, относится также к базальтам хр. Сагар-Хая, бассейнов рр. Сисим, Черемушка, Каскыр и другим районам МП [9, с. 88]. По счастливому стечению обстоятельств первый силл (Шунетский-2) оказался на территории учебного полигона НГУ и поэтому уже десятки лет доступен для детального изучения геологам, преподавателям и студентам, так как находится в стратотипической местности и пересекается одним из опорных разрезов при крупномасштабном учебном картировании.

Таким образом, на одном из полигонов Центра, как в миниатюре, отразилась общая для Алтае-Саянской области проблема: необходимость восстановления силлового статус-кво для базитовых пластовых тел, считавшихся ранее эффузивными палеопотоками. Поэтому в концепции континентального базитового силлогенеза, привлекающей, кстати, внимание исследователей базитового магматизма Балтийского щита и Земли Франца-Иосифа [15, 16, 19], на первом месте стоит вопрос о количественном соотношении фактологически доказанных лавовых потоков и эффузивовидных силлов [21–23]. Однако создается впечатление, что одной из целей *Обзора* является не оценка роли интрузивного базитового магматизма, а скорейшее форсирование дискуссии, которая только к настоящему времени вошла в русло конструктивного обсуждения назревших проблем: систематизация признаков лавовых палеопотоков и силлов, корректная диагностика классических и малоглубинных (неклассических) силлов, правомерность выделения пород и текстур реологического типа, специфика разноглубинного силлообразования, прямые и косвенные следствия силлогенеза и др. Все это предопределяет последовательность ответов на претензии *авторов Обзора* и мое естественное стремление к убедительной аргументации.

Структура пространства признаков

Для оперативного и доказательного решения проблемы полевой диагностики пластовых базитовых тел обычно используются дивергентные (собственные, отличительные) признаки¹, но нередко

¹Признак – свойство, указываемое при идентификации объекта. Описание признака и его градаций должно быть кратким и однозначно истолковываемым, свободным от условностей и слов: «иногда», «часто», «много», «обычно», «преимущественно», «главным образом» и т. п.



Фрагмент пространства признаков для базитовых лавовых палеопотоков и силлов

Тип признака	№ признака	Признак	ЛП	КС	МС
Дивергентные	1	Шаровые лавы (с гиалокластитами)	+	-	-
	2	Корки типа «аа» и «пахозхэ»	+	-	-
	3	Лавобрекчия в кровле и подошве (модель «Гусеница»)	+	-	-
	4	Слои в кластической дайке 2-го рода, параллельные слоям в породах кровли	+	-	-
	5*	Длинные апофизы в вышележащей толще (ред.)	-	-	+
	6*	Аллохтонные ксенолитовые блоки	-	-	+
	7*	Фрагментированные ксенолиты	-	-	+
	8*	Деформированные ксенолиты пород, залегающих выше и/или ниже	-	-	+
	9*	Реобрекчия (расклинивание обломков магматита более древним матриксом)	-	-	+
	10	Зона ороговикования (с указанием фации)	-	+	-
	11	Дочерние дайки в кровле	-	+	-
Условно дивергентные	12	Дайки-перемычки между телами	-	+	-
	13	Эрозионные выступы в кровле палеопотоков (ред.)	+	-	-
	14	Кора выветривания	+	-	-
	15	Базальтовые вулканические бомбы	+	-	-
	16	Базальтовые туфы в экзоконтактах пластовых тел	+	-	-
	17	«Корявая» шлаковая корка (ред.)	+	-	-
	18	Кластические (осадочные) дайки (ред.)	+	-	-
	19	Короткие апофизы в кровле	+	-	+
	20	«Холодный» верхний контакт (поверхностная фация) (К)	+	-	-
	21*	«Теплый» верхний контакт (зеленосланцевая фация) (ред.) (К)			+
	22	«Горячий» верхний контакт (Bt-, Hbl- и Py-роговиковая группа фаций) (ред.) (К)	-	+	-
Конвергентные	23	Стекловатые (гиалиновые) структуры	+	-	+
	24	Пористые и миндалекаменные текстуры	+	-	+
	25	Низкая прочность пород в периферических частях тел (ред.)	+	-	+
	26	Магнитность пород в срединных частях тел выше, чем в краевых (ред.)	+	-	+
Метапризнаки	27*	Бугристый верхний контакт с осадочно-вулканогенной толщей	+	+	+
	28	Высокая прочность пород в средней части тел (ред.)	+	+	+
	29	Наличие ксенолитов	+	+	+
	30	Тепловое воздействие на более ранние породы	+	+	+

Примечания. ЛП – лавовый палеопоток, КС – классический силл, МС – малоглубинный (shallow) силл; «ред.» – требуется дополнительная редакция; (К) – косвенный признак. Звездочкой обозначены признаки, которые подтверждены фотографиями, сделанными преподавателями и студентами ГФУ НГУ (сайт <https://www.sillogenesi.com>).

в один ряд с ними ставятся признаки конвергентные (несобственные, неотличительные), являющиеся, с одной стороны, стимулом для более глубокого изучения объектов и источником непреднамеренных ошибок – с другой [18]. Существенно осложняет проблему и то, что малоглубинные базитовые силлы часто отождествляются с лавовыми палеопотоками. Такая ситуация становится неизбежной, когда в дискуссионном формате прибегают к использованию «условно дивергентных» признаков и метапризнаков (см. таблицу). К первым относятся признаки из числа конвергентных, которые один или группа исследователей считают дивергентными: пузыристая и миндалекаменная текстуры, гиалиновая и тонкокристаллическая структуры, столбчатая и шаровая отдельности и т. п. Вторую группу составляют признаки, по которым вообще невозможно различить

обсуждаемые категории объектов: бугристый верхний контакт, высокая прочность пород, наличие ксенолитов и т. п. Строго говоря, если при принятии решения обнаруживается хотя бы один альтернативный дивергентный признак, то от категорических выводов следует отказаться, т. е. проблема корректной диагностики остается открытой. И, наконец, при оценке приоритетности признаков необходимо всегда учитывать, прямые они или косвенные.

Анализ диагностических признаков позволил авторам обзора, прикрывшись ссылкой на хрестоматийность и длительность их использования многими поколениями геологов-съемщиков, высказать претензии к введению мною новых терминов и применению специальных приемов аргументации при описании признаков [14, с. 105]. А так ли это в действительности?

Авторы обзора напрасно возражают против введения новых терминов, так как при смене парадигм или обнаружении необычных явлений и объектов происходит смена или пополнение терминологической базы. Невозможно, к примеру, описать парадигму тектоники литосферных плит в терминах геосинклинальной, корпускулярную концепцию света, где $v > c$, – в терминах волновой теории, где $v < c$ (скорость света: v – в среде, c – в вакууме). Нечто подобное происходит и с концепцией базитового силлогенеза. Полагаю, что деформацию и фрагментацию ксенолитов выше- и нижележащих осадочных и вулканогенно-осадочных пород, а также образование реобрекций, в которых **вещество** матрикса **древнее** обломков, невозможно объяснить в рамках «эффузивной» парадигмы. Однако такие категории, к сожалению, еще не воспринимаются *авторами обзора*. Поэтому их претензии терминологического плана несостоятельны.

В известной мере это относится и к дивертикулам, для которых отмечается устойчивая тенденция к субортогональной ориентировке по отношению к предыдущему (магистральному) направлению движения магмы [24]. Отростки, отходящие от пластовой залежи, Ф. Лахи [11] называл жерлами, трубками и апофизами (рис. 1, а). Аналогичные взаимоотношения были задокументированы в верхнем контакте одного из тел тонской свиты, отнесенного мною на данном основании к силлам, а не к лавовым потокам, как считалось раньше (см. рис. 1, б). Обнаружились также и более сложные конфигурации, обусловленные появлением дополнительных инъекций, имеющих уже субгоризонтальную ориентировку (см. рис. 1, в). Поэтому для адекватного отражения сущности данного явления и был введен термин «дивертикул» (от лат. *diverticulum* – дорога в сторону). Полагаю, это совсем не то, что имели в виду *авторы обзора* при критическом выводе о негеологической природе термина, позволив себе успешно пользоваться понятиями «инъекция», «легитимность», «корявая поверхность» и «хлебная корка». Добавлю, что в моих публикациях имеются обоснования и для других введенных мною терминов. Кстати, обсуждаемый признак, как следует из анализа таблицы, является условно дивергентным. Яркий пример имеется и в верхнем контакте силла Матаракский-3 (юго-западный склон г. Шунет), где сохранилось небольшое ответвление базальта с пузыристой текстурой, имеющее в разрезе вид перевернутой капли. Н. А. Берзиным [1] дивертикул интерпретируется как магматическая инъекция в экзоконтактную зону силла, для которого такой признак является дивергентным (рис. 2, а). Но С. С. Гудымович предлагает альтернативную интерпретацию, при которой данный признак считается дивергентным для эффузивного тела [5], поскольку принимается за своеобразный скульптурный выступ (имеющий локальную зону закалки) на поверхности лавового палеопотока (см. рис. 2, б). Налицо всего

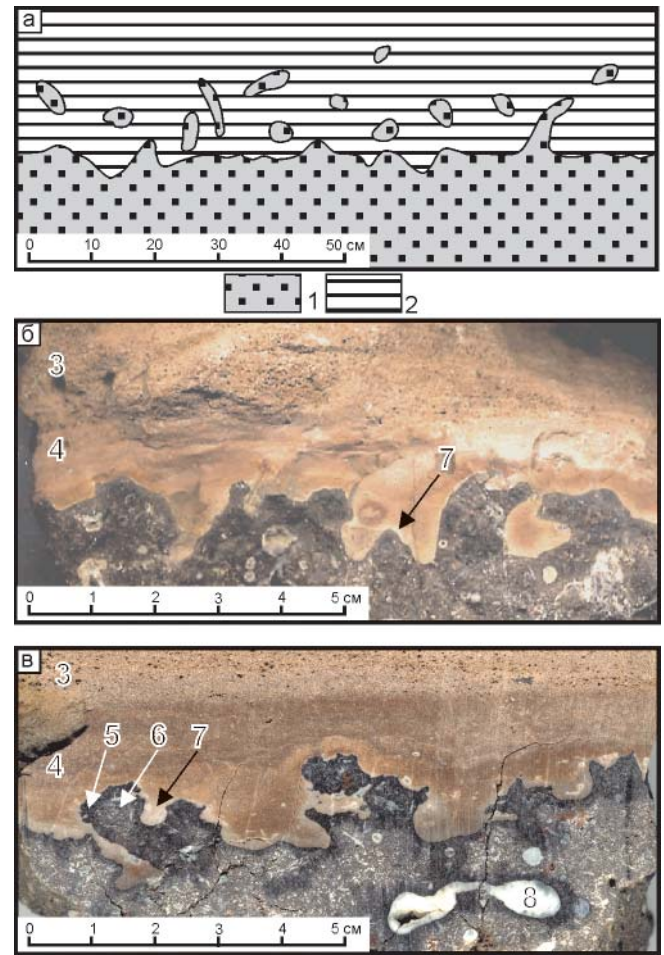


Рис. 1. Дивертикулы в верхних контактах малоглубинных («нестандартных») базитовых силлов: а – по Ф. Лахи [11, с. 201, рис. 116] (условные обозначения приведены в авторской редакции цитированного источника); б, в – в шлифованных срезах штупфов из контактовой зоны Сисимского силла

1 – пластовая интрузия; 2 – сланцевая вмещающая порода; 3 – песчаник, 4 – алевропесчаник; 5 – гиалобазальт; 6 – плагиобазальт; 7 – приконтактная зонка осветления; 8 – кальцит в миндалинах

лишь конфликт на уровне мнений. Тупиковую ситуацию может разрешить, и в этом я полностью согласен с *авторами обзора*, независимый эксперт при условии, что он: а) не посвящен в суть конфликта, б) не заинтересован в конечном результате и принятии решения, в) владеет оригинальным аттестованным методом с оценкой степени достоверности заключения. В данном примере его задача – определить генезис породы, слагающей так называемую зону закалки: вторичный (реологический) он или первичный (закалочный). Понятно, что решающее значение при этом имеет состав породы в «зоне закалки». Если это базальт, то вопрос остается открытым, поскольку согласно правилам заполнения таблицы такой признак следует отнести к условно дивергентным, что, возможно, соответствовало бы и мнению *авторов обзора*. Так почему же мною он отнесен к дивергентным признакам нестандартного силла? Да потому, что на проверку «закалочный

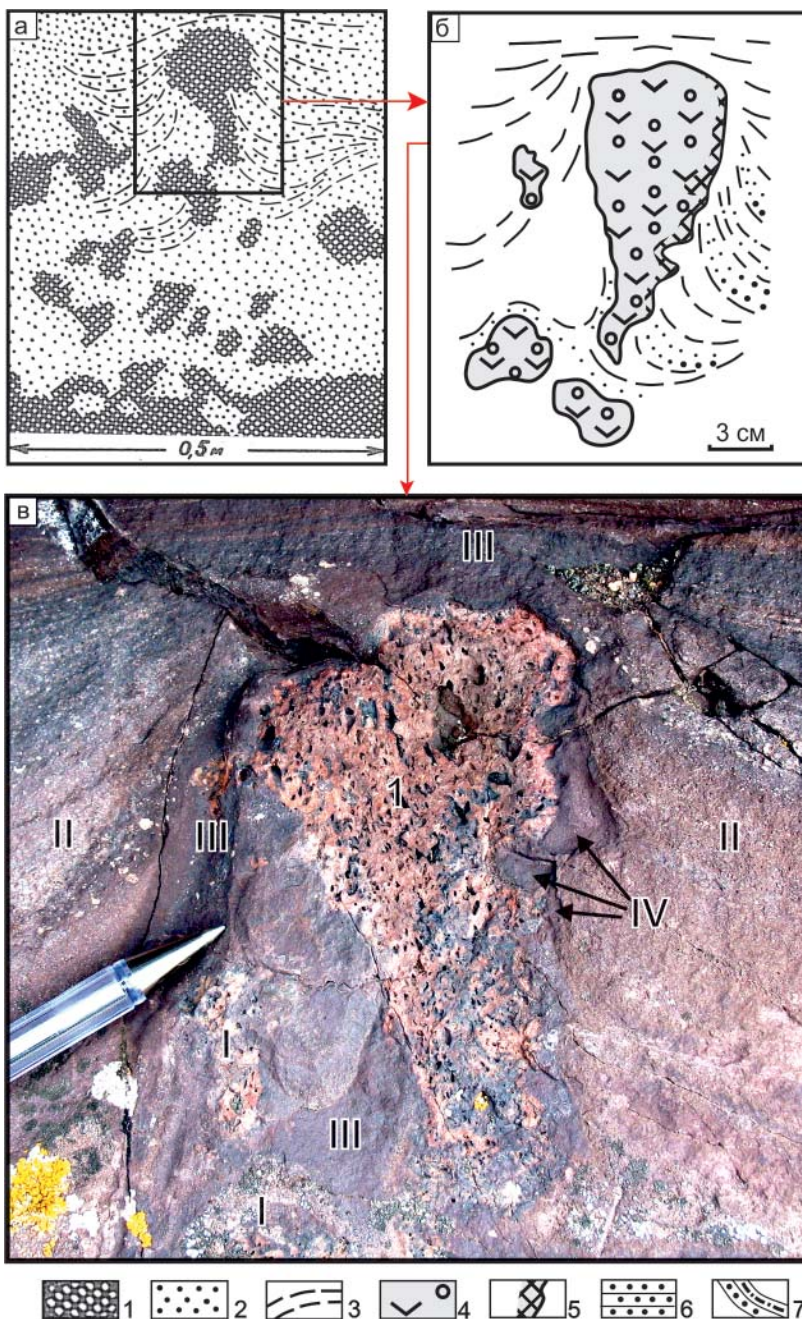


Рис. 2. Полевые зарисовки базальтового дивертикула (а, б) и его фотография (в)

1 – диабазовые порфириды; 2 – вмещающие терригенные породы матаракской свиты; 3 – направление слоистости по [1, условные обозначения приведены в авторской редакции]; 4 – темно-серые микро- и макропористые миндалекаменные эффузивы (андезито-базальты); 5 – зона закаливания в андезитовых базальтах; 6, 7 – вмещающие красно-бурые, тонкослоистые, от средне- до крупнозернистых песчаники с градационной слоистостью и прослоями алевролитов по [5, условные обозначения – в авторской редакции]; I – миндалекаменный базальт, II – песчаник, III – алевролит, IV – фрагменты алевролитового слоя. Силл Матаракский-3, фото В. М. Калугина

базальт» оказался... фрагментированным слойком песчаного алевролита (см. рис. 2, в). Такова цена ошибочной полевой диагностики горной породы.

А в чем же, с точки зрения *авторов обзора*, заключается специфика двухэтапного применения мною специальных «методических приемов»? На первом этапе – в выражении сомнений по поводу легитимности традиционных признаков (1) и «подмене понятий» (2), а на втором – в попытках «хоть как-то» объяснить «парадоксальную ситуацию» с роговиками и дочерними дайками (3), а также обосновать более «древний» возраст песчаников в кровле базитовых тел (4). Звучит интригующе, однако ввиду голословности – снова мимо цели. Должная оценка таких упреков – тема для специального серьезного обсуждения, поэтому ответу кратко.

1. *Авторы обзора* не приняли во внимание того, что высказанные мною сомнения относятся не

к **легитимности** установленных 52 признаков (часть из которых приведена в таблице), а к **правомерности** применения разнотипных признаков для целей корректной диагностики фациальной природы базитовых тел.

2. Примером «подмены понятий» *авторы обзора* считают перевод «эффузивных» признаков в разряд «интрузивных» [14, с. 106], даже не подозревая, что такая, понятная только им, процедура «перевода» не имеет никакого отношения к *ignotatio elenechi*¹, поскольку в своих работах я всегда акцентирую внимание на **бессмысленности** использования конвергентных признаков для корректной диагностики палеопотоков и малоглубинных силлов, во-первых, и на **недопустимости** манипулирования отсутствующими у объекта признаками,

¹Подмена тезиса (*лат.*).



во-вторых. При этом любопытно отметить, что подобная уловка, применяемая *авторами обзора* как бы между прочим и создающая негативное впечатление об альтернативной концепции, неоднократно используется в их *Обзоре*. Так, на с. 106 [14] сделано критическое заключение: «В основу данной гипотезы заложена идея о *тотальном характере субвулканического магматизма, практически полностью вытесняющего вулканические процессы*». При этом ключевое слово «базитовый» проигнорировано. Предположим, что здесь логическая ошибка допущена случайно. Но вернемся к вступительной фразе аннотации к *Обзору*: «Проведен *критический* анализ прикладных аспектов гипотезы континентального силлогенеза, в основу которой положена идея о *тотальном доминировании интрузивных пластовых тел базитов (силлов) над эффузивными покровами* в осадочно-вулканогенной нижедевонской быскарской серии Минусинского прогиба» [14, с. 105]. Здесь уже «тотальный характер» заменен на «тотальное доминирование» и нет ни слова о том, что в составе быскарской серии преобладают вулканы не основного, а среднего и кислого состава. Таким образом, вначале речь идет о **количественном** соотношении **только** базитовых тел (истина), а несколькими абзацами ниже – о **вытеснении** вулканических процессов субвулканическим магматизмом (ложь). Это ли не классика подмены понятий? Отмечу также, что в отличие от «эффузивной» парадигмы в рамках концепции силлогенеза предпочтительнее пользоваться термином «гипабиссальный магматизм», а не «субвулканический», так как существование одновозрастного с базитовыми силлами палеовулкана, продуцировавшего базитовую магму, следует еще корректно доказать наличием дивергентных признаков.

3. За многие годы руководства студенческой практикой и выполнения тематических работ в МП мне действительно не удалось найти роговиков амфибол- и пироксен-роговиковой фаций, а также дочерних даек, непосредственно связанных с малоглубинными силлами. После такой неудачи, наверное, может сложиться впечатление о непрофессионализме полевого геолога. Однако безрезультатность моих поисков может шокировать не только *авторов*: обнажений и примеров специального описания достоверных роговиков не имеется, насколько мне известно, ни в одной из опубликованных объяснительных записок (по состоянию на 1 января 2019 г.) к картам м-ба 1:200 000 для территории Минусинского прогиба. С позиций концепции силлогенеза тщетность этих усилий вполне объяснима. Но остается загадкой, почему *авторы обзора* до сих пор не указали конкретных мест находок этих, несомненно, дивергентных признаков для классических силлов, которые в изобилии развиты на Сохочульском полигоне. Напомним, что в свое время только в контурах распространения марченгашской свиты было

выделено более 70 (!) «классических» силлов и несколько штоков (рис. 3, а).

4. Одним из канонов в стратиграфии является принцип Стено (Стенона). В разрезах с магматическими телами соблюдение или нарушение этого принципа доказывается наличием «холодного» или «горячего» контакта соответственно. Понятно, что подобная полярность принятия адекватного решения возможна только в пространстве прямых дивергентных признаков. При этом ситуация усложняется, если в разрезе присутствуют неклассические силлы, для которых в рамках концепции силлогенеза установлены дивергентные признаки: реобрекчи, реомикститы, дивертикулы (см. таблицу). Поэтому «теплый контакт» является не продуктом специального «приема», как пытаются представить *авторы обзора*, а одним из следствий концепции силлогенеза. Таким образом, вековое «господство» полярности «холодных» и «горячих» контактов неизбежно нарушается третьим типом контактов.

О валидности придорожной и марченгашской свит

Обострение дискуссии о фациальной природе пластовых базитов в составе быскарской серии связано с тем, что в настоящее время еще нет должного понимания специфики базитового интрузивного магматизма, продуктом которого явились эффузивовидные силлы, сформировавшиеся в гипабиссальной обстановке. Одна из причин такого положения – конвергентность диагностических признаков. Поэтому для концепции силлогенеза верхнематаракская подсвита, придорожная, марченгашская и тонская свиты представляют интерес лишь постольку, поскольку они насыщены пластовыми базитами [10], а прерогатива признания валидности свит (в соответствии со Стратиграфическим кодексом 2019 г.) принадлежит РМСК. Отсюда следует, что уменьшение мощности одних свит и признание невалидности других является прямым следствием концепции силлогенеза, а мои предложения, имеющие чисто рекомендательный характер, могут быть проигнорированы (как это делают *авторы обзора*) или, в лучшем случае, приняты во внимание: «Объем комплекса *может быть подвергнут ревизии и сокращен, если подтвердится точка зрения Г. С. Федосеева...* о том, что существенная часть пород, традиционно включавшихся в покровную часть вулканических быскарского комплекса, в действительности являются более молодыми силлами» [8, с. 72]. Фактически это означает, что идея о создании экспертизы существует уже около 20 лет. Справедливости ради следует отметить, что судьба тонской свиты начала решаться еще задолго до возникновения концепции силлогенеза. Неопределенность возраста свиты позволила А. Д. Шелковникову еще в 1962 г. включить ее в состав среднедевонского вулканоплутонического комплекса. Отсутствие опубликованного стратотипического разреза также

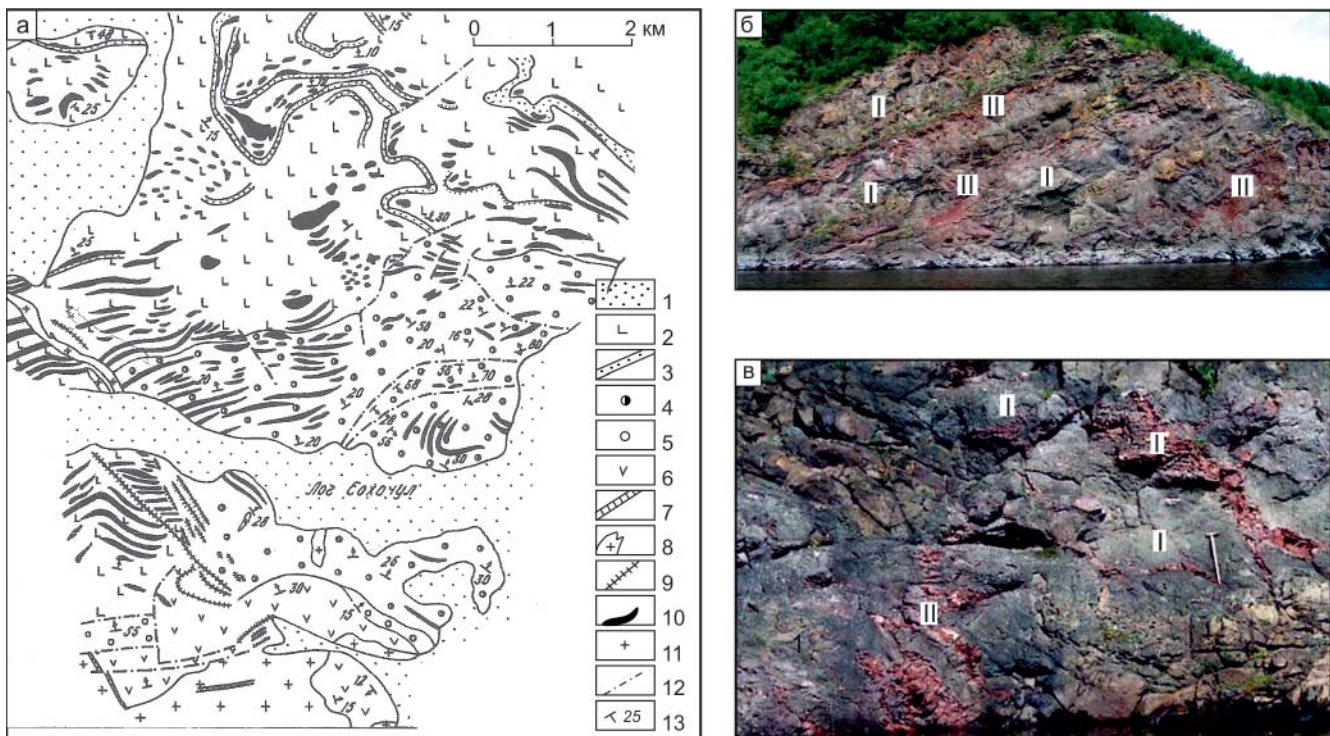


Рис. 3. Схема размещения гипабиссальных магматитов на Сохочул-Ширинском участке (а) (приведено по [3] без изменений) и скальные обнажения (б, в) базитов тонкой свиты (I), насыщенные ксенолитами красноцветных терригенных пород (II). Фото А. Ф. Фефелова

1 – четвертичные отложения; 2–3 – марченгашская толща: 2 – базальты, трахибазальты и андезитобазальты, 3 – красноцветные песчаники гравелиты, конгломераты; 4–5 – придорожная толща: 4 – конгломераты, 5 – песчаники; 6–7 – нижнематаракская толща: 6 – вулканиты, 7 – яшмы и яшмоиды; 8 – штоки трахириодацитов; 9 – дайки трахириодацитов; 10 – долериты силлового комплекса; 11 – гранитоиды улень-туимского комплекса; 12 – разрывные нарушения; 13 – элементы залегания слоистости; I – долериты и базальты; II – блоки и ксенолиты красноцветных песчаников

не способствовало обоснованию ее валидности. Однако после появления береговых обнажений в Сисимском заливе Красноярского водохранилища уверенно установлено, что красноцветные терригенные отложения, имеющие мало общего с шунетской свитой, прорываются пластовыми базитами (см. рис. 3, б, в). Поэтому вопрос о валидности тонкой свиты в последнее время уже не поднимается. В этом отношении она оказалась больше похожей на марченгашскую толщу (свиту), и над этим следует серьезно задуматься, так как исключение силлов из шунетской и матаракской подсвит, например, никак не повлияло на их валидность.

Отметим также, что с самого начала марченгашская свита позиционировалась в качестве существенно эффузивной и до наших дней не обеспечена стратотипическим разрезом. С «эффузивной» точки зрения для ее аттестации в качестве валидной нет никаких препятствий. Но так ли это на самом деле? Считаю, что нет. Во-первых, не обозначены ни верхняя, ни нижняя ее границы. Во-вторых, поражает обилие «классических» силлов и, что особенно важно, штоков, которые пронизывают образования свиты. В-третьих, не указано местоположение обнажений «горячих» контактов с «зонами ороговикования» и «дочерними дайками-перемычками», о которых сообщается в Обзоре [14, с. 106]. Поражает, конечно, и «снайперская» точность, с кото-

рой классические силлы и штоки попадают в поле марченгашских эффузивов. Вообще говоря, сведение разговора к обсуждению только классических силлов, признаки которых заимствованы авторами обзора из литературных источников, расцениваются мною как попытка «обнулить» один из предметов дискуссии. Дело в том, что инородными телами для быскарской серии являются не они, а силлы **неклассические** (малоглубинные, мелкозалегающие), для размещения которых необходима анизотропная (стратифицированная) среда. Поэтому принципиально важным является не процент признанных авторами обзора силлов, а убедительные доказательства их неклассичности.

С общегеологической позиции подобная закономерность нахождения долеритов среди пузыристых и миндалекаменных базальтов (в том числе и с «кружевной» текстурой) может быть объяснена двояко: либо как искусственное совмещение разновозрастных пластовых тел, относящихся к поверхностной и гипабиссальной фациям соответственно [3], либо как естественное сочетание центральной (типичные долериты) и эндоконтактовой (базальты с миндалекаменной текстурой) зон в нетрадиционных силлах. Первый вариант интерпретации может, по-видимому, отвечать иллюзии валидности, при которой исследователи «слишком уверены в ошибочных суждениях» [6, с. 87], а второй – полностью

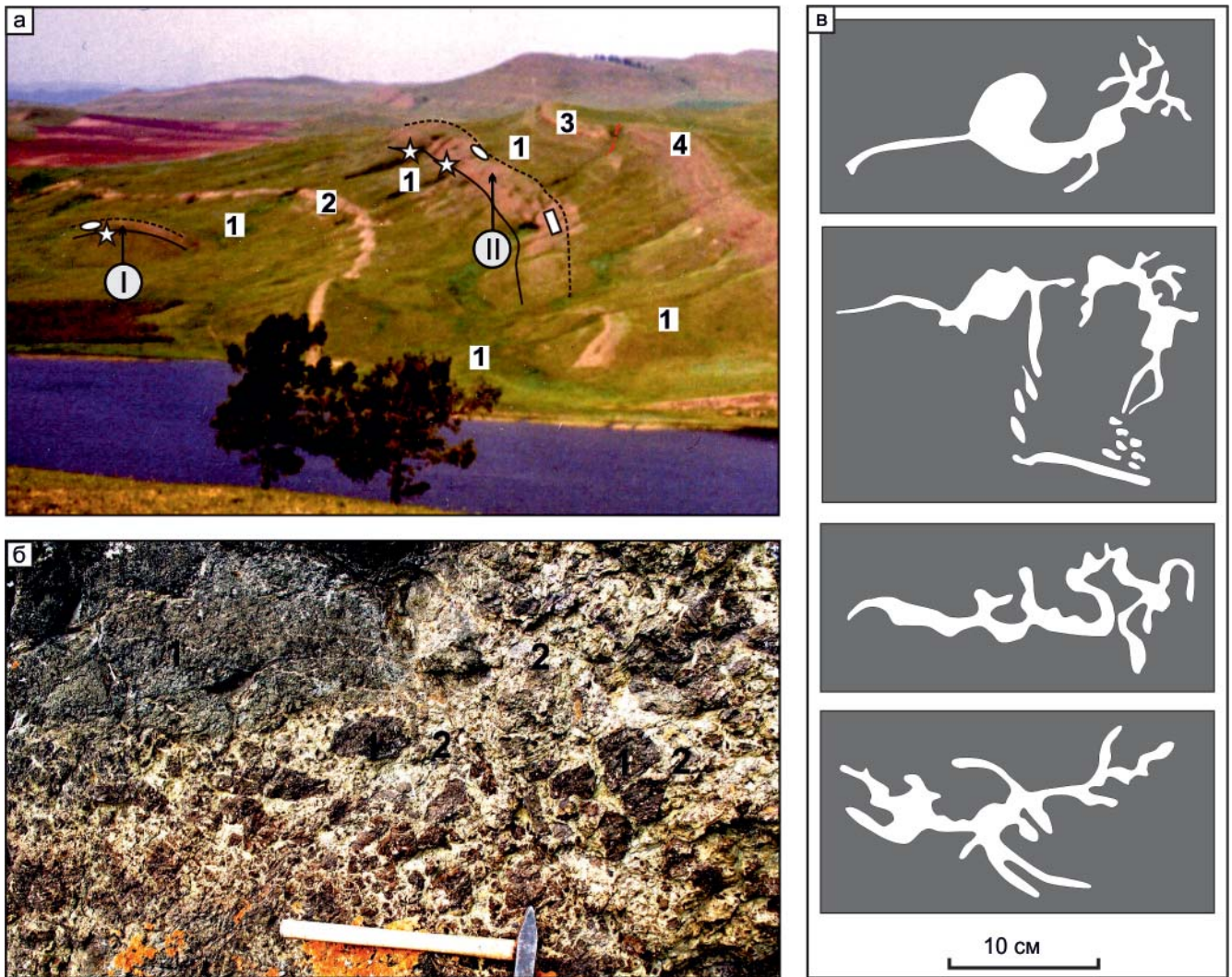


Рис. 4. Положение шунетских долеритовых силлов (а), реологическая брекчия (б, фото Н. Ю. Матушкина) и алевролитовые ксенолиты (в, полевая зарисовка: серое – долерит, белое – известковый алевролит вмещающей толщи; подобный «парад» ксенолитов причудливой формы возможен только в малоглубинных силлах

1–3 – шунетская свита: 1 – зеленовато-серые известковистые алевролиты, 2 – мергелистые известняки, 3 – пачка переслаивающихся алевролитов, песчаников и известняков; 4 – арамчакская свита: красноцветные гравелиты песчаники, конгломераты; силлы: I – Шунетский 1, II – Шунетский 2 (сплошные линии – нижние контакты, пунктирные – верхние), звездами обозначены расчистки и стенки с нижней контактовой поверхностью и/или реобрекчиями, эллипсами – базальты с миндалекаменной текстурой, прямоугольником – участок с алевролитовыми ксенолитами; 5 – обломки миндалекаменного базальта; 6 – алевролитовый матрикс с мелкими базальтовыми обломками (это трудно себе представить, но можно воочию наблюдать в нижнем эндоконтакте силла Шунетский-2)

соответствовать реальному доказательству существования малоглубинных силлов (рис. 4, а). Самым примечательным свойством шунетских силлов является их «неклассичность», выражающаяся в наличии верхних эндоконтактных зон миндалекаменных базальтов, развитии реобрекчий¹ в приподошвенной зоне (рис. 4, б) и наличии причудливо деформированных алевролитовых ксенолитов (см. рис. 4, в). Все это стимулировало детальное изучение контактовых зон остальных пластовых базитовых тел на полигоне НГУ «Шира» и сопредельных территориях.

В заключение хотелось бы еще раз подчеркнуть действенность фактологической аргумента-

ции. Так, в недавно закончившейся дискуссии по Сохочульскому «нефтепроявлению» Н. А. Макаренко с соавторами удалось корректно и убедительно доказать техногенную его природу, продемонстрировав тем самым, что истинность эмпирических умозаключений обосновывается только фактами, а не перевесом в количестве мнений. Конечно, мнения непременно должны учитываться и обсуждаться, особенно в тех случаях, когда они и предлагаемые концепции не совпадают с общепринятыми на текущий момент. В полной мере это относится к силлогенезу на всех хакасских учебных полигонах и в отдельных структурно-фациальных зонах МП. Поэтому считаю уместным не замалчивать полученные в последнее время новые результаты, а, напротив, перейти ко второму этапу дискуссии и об-

¹ Ранее они назывались «инверсионные» и «литомиктитовые» [8].



суждать их в рамках конференций, организуемых на базе Центра. Этому способствуют изданные путеводители и компактность расположения маршрутов полевых экскурсий. В 2008 г. контакты малоглубинных силлов были подготовлены для демонстрации в лучших традициях полевой школы основателя Центра – Георгия Алексеевича Иванкина. Осталось продемонстрировать найденные или вскрытые контакты долеритовых классических силлов и лавовых палеопотоков, закартированных на Сохочульском полигоне (см. рис. 4, а).

Выводы

Сущность дискуссии по силлогенезу заключается в том, что в случае признания ее правомочности придется признать и следствия – уменьшение мощностей некоторых свит на десятки и, возможно, даже сотни метров; необходимость пересмотра вопроса валидности свит, состоящих в основном из нестандартных силлов. Потребуется пересмотреть и общую схему раннедевонского магматизма МП с учетом антидромной последовательности формирования и состава магматитов: вначале проявился вулканизм среднего и кислого составов, сопряженный с седиментогенезом, а затем произошло внедрение многочисленных базитовых силлов. Есть основания полагать, что внесение соответствующих корректив в историю геологического развития и в переоценку потенциальной металлогенической специализации базитов должно коснуться не только Минусинского прогиба, но и других осадочных бассейнов Алтае-Саянской области, имеющих сходное геологическое строение. Настало время второго этапа дискуссии – этапа фактологической аргументации альтернативных точек зрения не на основе стилизованных артефактов (зарисовок, схем, карт и т. п.), а фотодокументов и GPS-привязок. Поэтому следует поддержать высказанную в *Обзоре* идею создания независимой ревизионной экспертизы, которую фактически уже начали осуществлять выпускники томских вузов [4, 17].

Будет ли востребована концепция силлогенеза и приживутся ли новые термины, согласен, покажет время. Однако уже сейчас можно констатировать, что силлогенез упоминается в ряде работ известных геологов, изучающих палеопротерозойский базитовый магматизм [2, 7, 15, 16, 19], а сам процесс может рассматриваться в рамках триггерного эффекта [12].

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Академическая** практика по структурной геологии и геологическому картированию: учебное пособие // В. В. Волков, Ч. Б. Борукаев, Н. А. Берзин и др. – Новосибирск: НГУ, 1981. – 79 с.
2. **Бискэ Н. С.** Особенности воздействия силлов на высокоуглеродистые отложения палеопротерозоя Онежской мульды // Матер. VI Междунар. науч. конф. «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы». – Майкоп; Туапсе: АГУ, 2011. – С. 119–122.
3. **Геология** и минерагения Северной Хакасии. Путеводитель по учебному полигону вузов Сибири (изд. 4-е) / В. П. Парначев, Б. Д. Васильев, И. И. Коптев и др. – Томск: ТПУ, 2009. – 236 с.
4. **Гороховская А. Н.** Петрохимическая характеристика раннедевонских субвулканических пород Красной горки в пределах геологического полигона ТГУ (Северная Хакасия) // Материалы 54-й Междунар. науч. студенческой конф. (МНСК-2016). – Новосибирск: НГУ, 2016. – С. 67.
5. **Гудымович С. С.** Так только силлы или все-таки есть и покровы? // Центр учебных геологических практик ТПУ в Хакасии и его основатель Г. А. Иванкин: сб. науч. ст. и воспоминаний / сост. Б. Д. Васильев, С. С. Гудымович. – Томск: ТПУ, 2009. – 155 с.
6. **Канеман Д., Словик П., Тверски А.** Принятие решений в неопределенности: Правила и предубеждения. – СПб.: Изд-во Ин-та прикладной психологии «Гуманитарный центр», 2005. – 632 с.
7. **Колодяжный С. Ю.** Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. – М.: ГЕОС, 2006. – 332 с.
8. **Корреляция** магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области // С. П. Шокальский, Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.
9. **Краснов В. И., Ратанов Л. С.** О стратотипах матаракской и шунетской свит в Северо-Минусинской впадине // Материалы по региональной геологии Сибири. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1974. – С. 82–89.
10. **Краснов В. И., Федосеев Г. С., Ратанов Л. С.** Роль быскарской серии в геологическом строении и истории развития Минусинского прогиба // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2018. – № 4. – С. 8–21.
11. **Лахи Ф. Х.** Полевая геология. Т. 1. 6-е изд. – М.: Мир, 1966. – 482 с.
12. **Леонов М. Г.** Триггер-эффекты в эволюции геологических структур (применительно к региональной тектонике) // Геотектоника. – 2013. – № 6. – С. 28–43.
13. **Луцицкий И. В.** Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 276 с.
14. **Макаренко Н. А., Котельников А. Д.** Девонский магматизм Минусинского прогиба в свете двух геологических гипотез – континентального силлогенеза и щелочно-базитового петрогенезиса (по материалам научных публикаций) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2018. – № 4. – С. 105–111.
15. **Полещук А. В.** Силлогенез в палеопротерозойской тектонической эволюции Онежской муль-



ды Балтийского щита // Докл. РАН. Сер. Геология. – 2011. – Т. 439, № 3. – С. 365–369.

16. **Приконтактовые** брекчии верхнеятулийско-го силла «Медные горы» Кумсинской зоны Северо-Онежской мульды (Балтийский щит) как критерии отличия интрузий основного состава от палеопотоков / А. В. Полещук, Ф. С. Котов, В. В. Селиванов и др. // Матер. молодеж. конф. «Современные вопросы геологии». – М.: Научный мир, 2002. – С. 122–124.

17. **Пургина Д. В., Зарипова Н. А.** Нижний девон горы Шунет (Республика Хакасия) // Проблемы геологии и освоения недр: тр. XV Междунар. симп. студентов и молодых ученых им. акад. М. А. Усова. Т. I. – Томск: ТПУ, 2011. – С. 74–76.

18. **Сидоров А. А.** Глубины и проклятия конвергенции // Вестник РАН. – 1996. – Т. 66, № 9. – С. 836–840.

19. **Столбов Н. М.** Модель развития плюма Земли Франца-Иосифа // Матер. междунар. конф. «Современное состояние наук о Земле». – М.: МГУ, 2011. – С. 1792–1795.

20. **Усов М. А.** Тектоника Кузбасса // Проблемы советской геологии. – 1935. – Т. 5, № 2. – С. 113–134.

21. **Федосеев Г. С.** Концепция континентально-го базитового силлогенеза // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований: тез. докл. Всерос. совещ. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – С. 348–349.

22. **Федосеев Г. С.** О масштабах базитового силлогенеза в северной части Алтае-Саянской складчатой области // Петрология магматических и метаморфических комплексов: матер. науч. конф. Вып. 2. – Томск: ЦНТИ, 2001. – С. 181–186.

23. **Федосеев Г. С.** Соотношение вулканизма и силлогенеза в континентальных палеобассейнах: заблуждения и действительность // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики. Матер. III конф. – Черноголовка: ИЭМ РАН, 2018. – С. 77–78.

24. **Fedoseev G.S.** Early-Middle Devonian Kazakhstan-Altai-Sayan igneous province: facies and tectonic aspects // Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues. Abstract volume of the 7 International Conference. – Tomsk: CSTI Publishing house, 2019. – P. 30–32.

25. **Klüpfel W.** Das Fasziesgesetz der Yorquartären Vulkaneruptionen // Geologische Rundschau. – 1933. – Vol. XXIV, no. 1–2. – P. 28–56.

REFERENCES

1. Volkov V.V., Borukaev Ch.B., Berzin N.A., et al. *Академическая практика по структурной геологии и геологическому картированию: учебное пособие* [Academic practice in structural geology and geological mapping: a study guide]. Novosibirsk, NSU Publ, 1981. 79 p. (In Russ.).

2. Biske N.S. [Peculiarities of sill impact on the high-carbon deposits of the Paleoproterozoic Onega Trough]. *Materialy VI mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii «Vulkanizm, biosfera i ekologicheskie problemy»* [Proceedings of the VI international scientific conference “Volcanism, biosphere and environmental problems”]. Maykop, Tuapse, ASU Publ., 2011, pp. 119–122. (In Russ.).

3. Parnachev V.P., Vasilyev B.D., Koptev I.I., et al. *Geologiya i minerageniya Severnoy Khakasii. Putevoditel' po uchebnomu poligonu VUZov Sibiri (izdanie 4-e)* [Geology and Minerageny of Northern Khakassia. Guide to the practice ground of Siberian universities (4th ed)]. Tomsk, TPU Publ, 2009. 236 p. (In Russ.).

4. Gorokhovskaya A.N. [Petrochemical characteristics of the Early Devonian subvolcanic rocks of Krasnaya Gorka within the TSU geological training ground (Northern Khakassia)]. *Materialy 54-y mezhdunarodnoy nauchnoy studencheskoy konferentsii MNSK-2016* [Proceedings of the 54th international scientific student conference of MNSC-2016]. Novosibirsk, NSU Publ., 2016, pp. 67. (In Russ.).

5. Gudymovich S.S. *Tak tol'ko silly ili vse-taki est' i pokrovny?* [So only sills or are there covers nevertheless?] *Tsentr uchebnykh geologicheskikh praktik TPU v Khakasii i ego osnovatel' G.A. Ivankin: Sbornik nauchnykh statey i vospominaniy* [Center for Educational Geological Practices of TPU in Khakassia and its founder G.A.Ivankin: Collection of scientific articles and memoirs]. Tomsk, TPU Publ., 2009. 155 p.

6. Kaneman D., Slovik P., Tverski A. *Prinyatie resheniy v neopredelennosti: Pravila i predubezhdeniya* [Decision Making in Uncertainty: Rules and Prejudices]. Saint Petersburg, Institut prikladnoy psikhologii “Gumanitarnyy tsentr” Publishing House, 2005. 632 p. (In Russ.).

7. Kolodyazhnyy S.Yu. *Strukturno-kinematicheskaya evolyutsiya yugo-vostochnoy chasti Baltiyskogo shchita v paleoproterozoe* [Structural-kinematic evolution of the southeastern part of the Baltic Shield in the Paleoproterozoic]. Moscow, GEOS Publ., 2006. 332 p. (In Russ.).

8. Shokalsky S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G., et al. *Korrelyatsiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov zapadnoy chasti Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Correlation of magmatic and metamorphic complexes in the western part of the Altai-Sayan folded region]. Novosibirsk, SB RAS Publishing House, Geo Branch, 2000. 187 p. (In Russ.).

9. Krasnov V.I., Ratanov L.S. [On the stratotypes of the Matarakskaya and Shunetskaya formations in the Northern Minusinsk Depression]. *Materialy po regional'noy geologii Sibiri* [Materials on the regional geology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 1974, pp. 82–89. (In Russ.).

11. Laksi F.Kh. *Polevaya geologiya. T. 1* [Field Geology. Vol. 1]. Moscow, Mir Publ., 1966. 482 p. (In Russ.).

12. Leonov M.G. Trigger effects in the evolution of geological structures as applied to regional tectonics. *Geotectonics*, 2013, vol. 47, no. 6, pp. 439–451.



13. Luchitskiy I.V. *Vulkanizm i tektonika devonskikh vpadin Minusinskogo mezhgornogo progiba* [Volcanism and tectonics of the Devonian basins of the Minusinsk intermountain trough]. Moscow, AS USSR Publishing House, 1960. 276 p. (In Russ.).
14. Makarenko N.A., Kotelnikov A.D. [Devonian volcanism of the Minusa basin in terms of two geological hypotheses – continental sillogenesis and alkalinebasite petrogenesis (by materials of scientific publications)]. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2018, no. 4, pp. 105–111. (In Russ.).
15. Poleshchuk A.V. [Syllogenesis in the Paleoproterozoic tectonic evolution of the Onega Trough of the Baltic Shield]. *Doklady RAS. Ser. Geologiya*, 2011, vol. 439, no. 3, pp. 365–369. (In Russ.).
16. Poleshchuk A.V., Kotov F.S., Selivanov V.V., et al. [Contact breccias of the Upper Tatulian sill “Copper Mountains” of the Kumsinskaya zone of the Northern Onega Trough (Baltic Shield) as criteria for the difference between intrusions of the main composition and paleostreams]. *Materialy molodezhnoy konferentsii «Sovremennye voprosy geologii»* [Proceedings of the youth conference “Modern problems of geology”]. Moscow, Nauchny Mir Publ., 2002, pp. 122–124. (In Russ.).
17. Purgina D.V., Zaripova N.A. [Lower Devonian of Mount Shunet (Republic of Khakassia)]. *Problemy geologii i osvoeniya nedr: Trudy XV Mezhdunarodnogo simpoziuma im. akad. M.A.Usova studentov i molodykh uchenykh. T. I.* [Problems of geology and subsoil development: Proceedings of the XV Acad. M.A.Usov International Symposium of students and young scientists. Vol. I]. Tomsk, TPU Publ., 2011, pp. 74–76. (In Russ.).
18. Sidorov A.A. [Depths and curses of convergence]. *Vestnik Rossijskoj Akademii Nauk*, 1996, vol. 66, no. 9, pp. 836–840. (In Russ.).
19. Stolbov N.M. [Franz Joseph Land Plume Development Model]. *Materialy mezhdunarodnoy konferentsii «Sovremennoe sostoyanie nauk o Zemle»* [Materials of the international conference “The Current State of Earth Sciences”]. Moscow, MSU Geol. Faculty Publishing house, 2011, pp. 1792–1795. (In Russ.).
20. Usov M.A. [Kuzbass Tectonics]. *Problemy sovetskoy geologii*, 1935, vol. 5, no. 2, pp. 113–134. (In Russ.).
21. Fedoseev G.S. [The concept of continental basic syllogenesis]. *Sovremennye problemy formatsionnogo analiza, petrologiya i rudonosnost' magmaticheskikh obrazovaniy. Tezisy dokladov Vserossiyskogo soveshchaniya* [Modern problems of formation analysis, petrology and ore content in magmatic formations. Abstracts of the All-Russian Conference]. Novosibirsk, SB RAS Publishing House, Geo Branch, 2003, pp. 348–349. (In Russ.).
22. Fedoseev G.S. [On the scale of basic syllogenesis in the northern part of the Altai-Sayan folded region]. *Petrologiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov. Vyp. 2. Materialy nauchnoy konferentsii* [Petrology of igneous and metamorphic complexes. Vol. 2. Materials of the scientific conference]. Tomsk, TsNTI Publ., 2001, pp. 181–186. (In Russ.).
23. Fedoseev G.S. [Correlation of Volcanism and Syllogenesis in Continental Paleobasins: Misconceptions and Reality]. *V kil'vatere bol'shogo korablya: sovremennye problemy magmatizma, metamorfizma i geodinamiki. Materialy III konferentsii* [In the wake of a large ship: modern problems of magmatism, metamorphism and geodynamics. Proceedings of the III conference]. Chernogolovka, IEM RAS Publ., 2018, pp. 77–78. (In Russ.).
24. Fedoseev G.S. Early-Middle Devonian Kazakhstan-Altai-Sayan igneous province: facies and tectonic aspects. *Large Igneous Provinces through earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues. Abstract volume of the 7 International Conference*. Tomsk, CSTI Publishing house, 2019, pp. 30–32.
25. Klüpfel W. Das Faziesgesetz der Yorquartären Vulkaneruptionen. *Geologische Rundschau*, 1933, vol. XXIV, no. 1–2, pp. 28–56.

© Г. С. Федосеев, 2019



ПАМЯТИ АЛЕКСЕЯ ВСЕВОЛОДОВИЧА НИКОЛАЕВА

IN MEMORIAM OF ALEKSEY NIKOLAEV

20 ноября 2019 года ушел из жизни член редколлегии нашего журнала, выдающийся российский геофизик, специалист в области сейсмологии и теории сейсморазведки, член-корреспондент РАН, доктор физико-математических наук, профессор, заведующий лабораторией экспериментальной геофизики Института физики Земли РАН Алексей Всеволодович Николаев.

А. В. Николаев родился 29 октября 1934 г. в семье потомственных московских интеллигентов. Оба его деда были царскими генералами, один из них умер в 1914 г., а другой расстрелян в 1937-м. Впоследствии Алексей Всеволодович писал в своей неопубликованной автобиографии: «По сути, я всегда был верен семейным традициям, которые были далеки от идей большевиков, коммунистов, советской власти. Приходилось скрывать эти обстоятельства, и сейчас я не люблю об этом говорить».

После окончания школы с серебряной медалью поступил в Московский госуниверситет на геологический факультет, кафедру геофизики. С этого времени вся его жизнь и научная деятельность была посвящена геофизике как таковой, т. е. изучению строения, свойств и процессов в земных недрах физическими методами. Его учителями в университете были такие известные ученые как В. В. Федынский, Ю. В. Ризниченко, А. М. Епинатьева, М. К. Полшков.

После окончания вуза в 1957 г. А. В. Николаев был распределен в среднеазиатские экспедиции Института физики Земли (ИФЗ) АН СССР (ТКСЭ, Гарм и КСЭ, Талгар) и работал там до 1978 г. А в самом институте он проработал до конца своих дней, здесь

защитил в 1964 г. кандидатскую, в 1972 г. докторскую диссертацию по физико-математическим наукам на тему «Сейсмика неоднородных и мутных сред», а в 1990 г. был избран членом-корреспондентом АН СССР (с 1991 г. – РАН).

Тема докторской была сформулирована самим диссертантом, а работа над ней велась в свободное от служебных обязанностей время. Тем самым проявились наиболее характерные черты А. В. Николаева как ученого – независимость взглядов и оригинальность мышления, а также основной предмет исследований – геологическая среда со всей сложностью и многообразием ее свойств.

Среди научного наследия Алексея Всеволодовича (более 400 публикаций и изобретений) нельзя не упомянуть 7-томную серию изданий по нетрадиционным методам геофизики, выходящую под его редакцией в издательстве «Наука» в 1977–2003 гг. (знаменитые сборники статей с эмблемой «сейсмовидящего глаза»): «Проблемы вибрационного просвечивания Земли» (1977), «Исследование Земли невзрывными сейсмическими источниками» (1981), «Проблемы нелинейной сейсмики» (1988), «Физические основы сейсмического метода» (1991), «Наведенная сейсмичность» (1994), «Проблемы геотомографии» (1997), «Проблемы геофизики XXI века» в 2 книгах (2003). Здесь обозначены практически все современные направления по физике геологической среды, у истоков которых стоял и которыми непосредственно занимался сам А. В. Николаев.

Ему случалось также много заниматься проблемами военно-прикладной тематики, а в мае 1986 г.



довелось лично участвовать в ликвидации последствий Чернобыльской аварии (за это он был награжден орденом Трудового Красного Знамени). Он был одним из инициаторов создания Сейсмологической (ныне Геофизической) службы АН СССР и некоторое время возглавлял ее, многие годы был председателем Междуведомственного совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству (МСССС).

Труды Алексея Всеволодовича были широко известны за рубежом, он имел многочисленные контакты с иностранными учеными-сейсмологами, был вице-президентом (1983–1991 гг.) и президен-

том (1991–1995 гг.) Международной ассоциации сейсмологии и физики недр Земли, членом Сейсмологического общества США.

В своих научных воззрениях Алексей Всеволодович был всегда последователен, настойчив и бескомпромиссен. Но в обычной жизни он оставался мягким, доброжелательным, веселым, жизнерадостным, общительным и остроумным человеком. Не случайно у него было очень много друзей самых разных профессий, в том числе в кругу писателей и поэтов. Таким его и запомнят все, кто имел счастье быть с ним знакомым.



НАШИ АВТОРЫ

- АНКУШЕВА Наталья Николаевна**, Институт минералогии (ИМин) ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, науч. сотр.; Южно-Уральский государственный университет (филиал), ст. преподаватель Миасс, Россия, к. г.-м. н. *E-mail: ankusheva@mail.ru*
- БАБЕНКО Владимир Витальевич**, Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия, д. г.-м. н., проф. *E-mail: vvbabenko@inbox.ru*
- БОРИСОВ Евгений Владиславович**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, мл. науч. сотр. *E-mail: BorisovEV@ipgg.sbras.ru*
- БОЧКАРЕВ Владимир Савельевич**, НАО «СибНАЦ», Тюмень, Россия, завсектором, к. г.-м. н. *E-mail: nesterov_i_j@sibsac.ru*
- БУТАНАЕВ Юрий Владимирович**, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия, науч. сотр. *E-mail: jura3@mail.ru*
- ВОЛЬВАХ Анна Олеговна**, Институт геологии и минералогии (ИГМ) им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, науч. сотр. *E-mail: sizikova@igm.nsc.ru*
- ВОЛЬВАХ Николай Евгеньевич**, Институт геологии и минералогии (ИГМ) им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, вед. инженер, аспирант. *E-mail: volvakh@igm.nsc.ru*
- ГЛИНСКИХ Вячеслав Николаевич**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, завлабораторией, д. ф.-м. н., чл.-кор. РАН. *E-mail: GlinskikhVN@ipgg.sbras.ru*
- КАЗАНЕНКОВ Валерий Александрович**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, вед. науч. сотр., к. г.-м. н. *KazanenkovVA@ipgg.sbras.ru*
- КАСЬЯНОВ Илья Вячеславович**, НАО «СибНАЦ», Тюмень, Россия, вед. геолог. *E-mail: 1vkasjanov@gmail.com*
- КУЖУГЕТ Ренат Васильевич**, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия, вед. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: rkuzhuget@mail.ru*
- ОГОРОДНИКОВ Виталий Николаевич**, Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия, завкафедрой, д. г.-м. н., проф. *E-mail: fgg.gl@m.ursmu.ru*
- ОНДАР Херел Хеймер-оолович**, ООО «Объединенная геологическая компания», Москва, Россия, ген. директор. *E-mail: xondar@mail.ru*
- ПОЛЕНОВ Юрий Алексеевич**, Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия, д. г.-м. н. проф. *E-mail: fgg.gl@m.ursmu.ru*
- ПРЕДТЕЧЕНСКАЯ Елена Андреевна**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, вед. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: predel@sniiggims.ru*
- ПРОКОПЬЕВ Илья Романович**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН; науч. сотр.; Новосибирский государственный университет; Новосибирск, Россия, ст. преподаватель, к. г.-м. н. *E-mail: prokopev_ilya@mail.ru*
- РЕДИНА Анна Андреевна**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, мл. науч. сотр. *E-mail: anna-red@outlook.com*
- СЕРДЮК Зоя Яковлевна**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, гл. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: geology@sniiggims.ru*
- СМОЛЯНИНОВА Любовь Геннадьевна**, Институт геологии и минералогии (ИГМ) им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, науч. сотр., к. т. н. *E-mail: smol@igm.nsc.ru*
- ТАФФАРЕЛЬ (БУБНОВА) Елена Сергеевна**, ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», Москва, Россия, геолог I кат. *E-mail: Elena.S.Taffarel@gmail.com*
- ТИХОНЕНКО Вячеслав Иванович**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, вед. геолог, к. г.-м. н. *E-mail: tihonenko@sniiggims.ru*
- ТУРКИН Алексей Юрьевич**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, геолог 2 кат. *E-mail: Aleksejt_202@mail.ru*
- ФЕДОСЕЕВ Арсений Артемович**, Институт нефтяной геологии и геофизики (ИНГГ) им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, инженер. *E-mail: FedoseevAA@ipgg.sbras.ru*
- ФЕДОСЕЕВ Гелий Сергеевич**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр. доцент; Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; к. г.-м. н. *E-mail: fedoseev@igm.nsc.ru*



OUR AUTHORS

- ANKUSHEVA Natalya**, PhD, Institute of Mineralogy (IMin), UB RAS, Miass, Russia. *E-mail: ankusheva@mail.ru*
- BABENKO Vladimir**, DSc, Prof., The Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia. *E-mail: vvbabenko@inbox.ru*
- BOCHKAREV Vladimir**, PhD, NAO SibNATs, Tyumen, Russia. *E-mail: nesterov_i_i@sibsac.ru*
- BORISOV Evgeniy**, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: BorisovEV@ipgg.sbras.ru*
- BUTANAYEV Yury**, Tuva Institute for the Integrated Development of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia. *E-mail: jyra3@mail*
- FEDOSEEV Arseniy**, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: FedoseevAA@ipgg.sbras.ru*
- FEDOSEEV Geliy**, PhD, Ass. Prof., V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS; Novosibirsk State University Novosibirsk, Russia. *E-mail: fedoseev@igm.nsc.ru*
- GLINSKIKH Vyacheslav**, DSc, Prof., A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: GlinskikhVN@ipgg.sbras.ru*
- KASYANOV Iliya**, NAO SibNATs, Tyumen, Russia. *E-mail: Ivkasjanov@gmail.com*
- KAZANENKOV Valeriy**, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: Kazanenkova@ipgg.sbras.ru*
- KUZHUGET Renat**, PhD, Tuva Institute for the Integrated Development of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia. *E-mail: rkzhuget@mail.ru*
- OGORODNIKOV Vitaly**, DSc, Prof., The Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia. *E-mail: fgg.gl@m.ursmu.ru*
- ONDAR Herel**, United Geological Company LLC, Moscow, Russia. *E-mail: xondar@mail.ru.*
- POLENOV Yury**, DSc, Prof., The Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia. *E-mail: fgg.gl@m.ursmu.ru*
- PREDTECHENSKAYA Yelena**, DSc, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: predel@sniiggims.ru*
- PROKOPEV Ilya**, V.V.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS; Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia. *E-mail: prokopev_ilya@mail.ru*
- REDINA Anna**, V.V.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: anna-red@outlook.com*
- SERDYUK Zoya**, PhD, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: geology@sniiggims.ru*
- SMOLYANINOVA Lyubov**, PhD, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: smol@igm.nsc.ru*
- TAFFAREL (BUBNOVA) Yelena**, LUKOIL-Engineering, Moscow, Russia. *E-mail: Elena.S.Taffarel@gmail.com*
- TIKHONENKO Vyacheslav**, PhD, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: tihonenko@sniiggims.ru*
- TURKIN Aleksey**, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: Aleksejt_202@mail.ru*
- VOLVAKH Anna**, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: sizikova@igm.nsc.ru*
- VOLVAKH Nikolay**, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: volvakh@igm.nsc.ru*



АЛФАВИТНЫЙ СПИСОК СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ «ГЕОЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СИБИРИ» ЗА 2019 Г.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ, ТЕКТОНИКА

- А. О. Вольвах, Н. Е. Вольвах, Л. Г. Смолянинова. Палеоклиматические изменения и короткопериодические события позднего плейстоцена в записи лессовых отложений разреза Ложок, юго-восток Западной Сибири № 4
- В. Г. Князев, С. В. Меледина, А. С. Алифиров. Монографическое описание среднекелловейского рода *Protolongaeviceras* № 2
- А. Д. Котельников, А. Н. Филимонов, И. В. Котельникова. Строение разреза нижне- и среднедевонских образований в левом борту Красноярского водохранилища (Южно-Минусинская впадина) № 1
- А. И. Муравьев. Флора нижнемеловых отложений п-ова Ямал (Западная Сибирь) № 3
- В. М. Подобина, Т. Г. Ксенева. Фораминиферовые зоны ганькинского горизонта (верхний кампан – маастрихт) Западной Сибири и их значение для детальной стратиграфии № 3
- Б. М. Попов. Биостратиграфические данные по остракодам из опорных разрезов среднего и верхнего девона окраин Кузнецкого бассейна (юго-восток Западной Сибири) № 2
- В. И. Тихоненко, А. Ю. Туркин. К вопросу строения и возраста базитов трапповой формации бассейна среднего течения р. Вилюй – истоков р. Марха № 4

НЕФТЕГАЗОВАЯ ГЕОЛОГИЯ

- А. П. Афанасенков, А. К. Битнер, А. П. Романов, Ю. В. Шеходанова, В. И. Казаис, Д. Г. Кушнир, С. Л. Камлакаров. О перспективах нефтегазоносности доюрских отложений Горного Таймыра на основе геолого-геохимических исследований № 2
- Е. В. Борисов. Вопросы корреляции и индексации продуктивных пластов группы СГ сиговской свиты в западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба № 4
- В. С. Бочкарев, И. В. Касьянов. Об актуальности поисков новых залежей нефти в триасовых и палеозойских толщах Западной Сибири № 4
- А. Г. Вахромеев, А. С. Смирнов, А. М. Мазукабзов, И. В. Горлов, Н. В. Мисюркеева, Г. Я. Шутков, В. В. Огибенин. Верхнеленское сводовое поднятие – главный объект подготовки ресурсной базы углеводородного сырья на юге Сибирской платформы № 3
- М. Ю. Зубков. Битумы в составе верхнеюрских отложений Западной Сибири и их связь с гидротермальными процессами № 1
- В. А. Казаненков. Аллювиальные палеосистемы малышевского горизонта южных районов Западно-Сибирского осадочного бассейна – определяющий фактор распространения коллекторов с залежами нефти «шнуркового» типа № 4
- Н. В. Мельников. Перспективы нефтегазоносности Тэтэринской зоны Катангской НГО № 2
- А. В. Мигурский. Геодинамика юга Сибирской платформы и нефтегазоносность № 2
- В. С. Старосельцев. Прогноз разнородных погребенных объектов на севере Тунгусской синеклизы .. № 2
- Е. С. Таффарель, Е. А. Предтеченская, З. Я. Сердюк. Прогноз нефтегазоносности алевроито-песчаных пластов Ю₂₋₄ Иртыш-Демьянского междуречья на основе комплексного анализа геолого-геофизических и литолого-петрофизических данных № 4

ГЕОФИЗИКА, ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ПРИБОРОСТРОЕНИЕ

- В. Н. Глинских, А. А. Федосеев. Новый подход к литолого-электрофизической интерпретации данных электромагнитных зондирований в интервалах баженовской свиты № 4
- Б. А. Канарейкин, А. И. Мальцев, А. С. Харламов. Изучение зоны проявления грязевого вулканизма на Керченском полуострове инженерно-сейсмическими методами № 1
- Д. М. Касимов, В. В. Машьянов, М. М. Касимов. Методы определения литотипов отложений доюрского возраста на территории ЯНАО по данным ГИС № 1
- М. Н. Никитенко, Н. Ф. Кротевич, Ю. А. Копытенко. Реконструкция и применение метода Фарадея для модернизации геофизической магнитометрии № 1
- С. Ф. Свиньин, Г. М. Тригубович, А. В. Чернышев, В. Ф. Свиньин. Метод оценки рациональной плотности отсчетов многомерных геофизических сигналов с конечной энергией № 3
- В. М. Соловьев, Н. А. Галёва, А. С. Сальников, В. С. Селезнев, А. В. Лисейкин, Т. В. Кашубина, Д. В. Вяткина. Особенности сейсмического строения Забайкалья в створе опорного профиля 1-СБ «Восточный» по данным разнополяризованных Р- и S-волн № 3
- Е. А. Хогоев, Е. Е. Хогоева, М. Л. Шемякин. О микросейсмическом отклике среды и возможности его использования при разведке месторождений углеводородов № 3

**МИНЕРАГЕНИЯ, РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

- И. В. Гасков.* Гидротермальные зоны минерализации как возможные источники россыпного золота Булуктай-Харацайского рудного узла (Джидинский рудный район Бурятии) № 2
- А. Р. Горбунова, Я. М. Гутак.* Особенности геологического строения северо-западной (присалаирской) части Кузбасса на примере угольного разреза Вахрушевский № 2
- А. И. Гусев.* Тыдтугемская эпитегрмальная магмо-рудно-метасоматическая система юго-восточной части Горного Алтая № 3
- С. С. Долгушин.* Миф о золоторудных конгломератах провинции Витватерсранд (Южная Африка) № 1
- Р. В. Кужугет, Н. Н. Анкушева, А. А. Редина, И. Р. Прокопьев, Ю. В. Бутанаев, Х. Х. Ондар.* Состав золота и РТХ-условия образования золото-сульфидно-кварцевого рудопроявления Тардан-2 в березитах (Восточная Тува) № 4
- С. М. Радомский, В. И. Радомская.* Группа благородных металлов на Токурском золоторудном месторождении Приамурья № 1
- В. Л. Хомичев.* Гипербазиты – пикробазиты и хромитовое оруденение № 3

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

- В. А. Бобров, В. В. Будашкина, М. С. Мельгунов, Г. А. Леонова, А. Е. Мальцев.* Природные и техногенные радиоизотопы и микроэлементы в разрезе торфяной залежи верхового болота Дулиха (Прибайкалье): ретроспективные оценки атмосферного поступления минерального вещества № 2
- А. Е. Мальцев, Г. А. Леонова, Л. В. Мирошниченко, Л. М. Кондратьева, В. А. Бобров, Ю. С. Восель, С. Б. Заякина, А. С. Шавекин, С. К. Кривоногов.* Геохимия поровых вод органо-минеральных осадков оз. Котокель (Восточное Прибайкалье) и их трансформация в раннем диагенезе № 1

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ

- В. Ф. Крашенинин.* Региональный прогноз запасов россыпного минерального сырья Куларского горно-промышленного района № 3
- А. И. Сивцев, А. Р. Александров, Д. М. Петров.* Эффективное хранение – ключ к освоению гелиевого ресурса Восточной Сибири № 3

ПОИСКИ И РАЗВЕДКА МПИ

- В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, В. В. Бабенко.* Месторождение жильного кварца Гора Хрустальная как объект полигенного и полихронного генезиса № 4

ГИПОТЕЗЫ И ДИСКУССИОННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

- Г. С. Федосеев.* Концепция континентального базитового силлогенеза и роль конвергентно-дивергентных признаков при диагностике лавовых палеопотоков и малоуглубинных силлов № 4

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

- А. И. Емельянов.* От Геолкома до Мингео (фрагменты из книги «Летопись камня») № 2
- В. М. Исаков.* Неужели Витватерсанд? Запад Западного Саяна. Полевой сезон 1964 г. № 1



ALPHABETICAL LIST OF ARTICLES IN 2019

REGIONAL GEOLOGY, STRATIGRAPHY, TECTONICS

- V. G. Knyazev, S. V. Meledina, A. S. Alifirov.* Monographic description of the new middle callovian genus *Protolongaeviceras* № 2
- A. D. Kotelnikov, A. N. Filimonov, I. V. Kotelnikova.* The structure of lower and middle-devonian formations in the left board of the Krasnoyarsk Reservoir (Southern- Minusinsk Trough)..... № 1
- A. I. Muravyev.* Flora of the lower cretaceous deposits of the Yamal Peninsula (West Siberia) № 3
- V. M. Podobina, T. G. Kseneva.* Foraminifer zones of the Gankinsky Horizon (Upper Campanian – Maastrichtian) of the West Siberia, their importance for stratigraphy № 3
- B. M. Popov.* Biostratigraphic data on ostracodes from reference sections of the Middle and Upper Devonian of the Kuznetsk basin margins (southeast-east of West Siberia)..... № 2
- V. I. Tikhonenko, A. Yu. Turkin.* To the question of the basite structure and age of a trap formation in the basin of the Vilyuy mid-channel – the Markh headstream № 4
- A. O. Volvakh, N. E. Volvakh, L. G. Smolyaninova.* Paleoclimatic changes and shortperiod events of the Late Pleistocene in the record of loessial sediments of the Lozhok section, south-eastern West Siberia № 4

PETROLEUM GEOLOGY

- A. P. Afanasenkov, A. K. Bitner, A. P. Romanov, Yu. V. Shekhodanova, V. I. Kazais, D. G. Kushnir, S. L. Kalamkarov.* On the petroleum potential prospects of the Gorny Taymyr pre-jurassic deposits based on geological and geochemical studies № 2
- E. V. Borisov.* Issues of correlation and indexation of productive LPG strata of the Sigovskaya Formation in the western part of the Yenisei-Khatanga Regional Trough № 4
- V. S. Bochkarev, I. V. Kasyanov.* On the relevance of searching for new oil pools in Triassic and Paleozoic units of West Siberia № 4
- V. A. Kazanenkov.* Alluvial paleosystems of the Malyshevsky Horizon of the southern areas of the West-Siberian Sedimentary Basin – a determining factor for the distribution of oil reservoirs of the shoe-string type № 4
- N. V. Melnikov.* Petroleum potential of the Tetera Zone of the Katanga petroleum region № 2
- A. V. Migurskiy.* Geodynamics of the south of the Siberian Platform and oil-and-gas content № 2
- V. S. Staroseltsev.* Forecast of heterogenous subsurface features in the north of the Tunguska Syncline № 2
- Ye. S. Taffarel, Ye. A. Predtechenskaya, Z. Ya. Serdyuk.* Forecast of oil and gas content of Yu₂₋₄ silty-sandy beds of the Irtys-Demyanka interfluvium based on the complex analysis of geological-geophysical and lithopetrophysical data № 4
- A. G. Vakhromeev, A. S. Smirnov, A. M. Mazukabzov, I. V. Gorlov, N. V. Misyurkeeva, G. Ya. Shutov, V. V. Ogibennin.* The Upper Lena arched uplift is the main object of preparing a resource base of hydrocarbons in the south of the Siberian Platform № 3
- M. Yu. Zubkov.* Bitumens in the composition of the upper jurassic deposits of West Siberia and their connection with the hydrothermal processes № 1

GEOPHYSICS, GEOPHYSICAL INDUSTRY

- V. N. Glinskikh, A. A. Fedoseev.* A new approach to litho-electrophysical interpretation of electromagnetic sounding data in the Bazhenovskaya Formation intervals № 4
- B. A. Kanareykin, A. I. Maltsev, A. S. Kharlamov.* Studying the zone of mud volcanism manifestation on the Kerch Peninsula by engineering-seismic methods № 1
- D. M. Kasimov, V. V. Mashyanov, M. M. Kasimov.* Methods of determination of pre-jurassic deposit lithotypes by WL methods on the YaNAO territory № 1
- E. A. Khogoev, E. E. Khogoeva, M. L. Shemyakin.* On the microseismic medium response and possibility of its use in the exploration of hydrocarbon fields № 3
- M. N. Nikitenko, N. F. Krotevich, Yu. A. Kopytenko.* Reconstruction and application of the Faraday method for modernization of geophysical magnetometry № 1
- V. M. Solovyev, N. A. Galyova, A. S. Salnikov, V. S. Seleznev, A. V. Liseykin, T. V. Kashubina, D. V. Vyatkina.* Peculiarities of the Transbaikalian seismic structure at the site of the base line 1-SB Vostochny on data of differently polarized P- and S-waves № 3
- S. F. Svinyin, G. M. Trigubovich, A. V. Chernyshev, V. F. Svinyin.* Method for evaluating the rational density of multidimensional finite energy geophysical signals № 3

MINEROGENESIS, ORE AND NON-METALLIC MINERAL RESOURCES

- S. S. Dolgushin.* The myth about gold conglomerates of the Witwatersrand province in South Africa № 1
- I. V. Gaskov.* Hydrothermal zones of mineralization as possible sources of gold placers of the Bulukhtay-Kharatsayskiy ore cluster (Dzhida ore district of Buryatiya) № 2



<i>A. R. Gorbunova, Ya. M. Gutak. Geological aspects of the north-western (presalair) part of Kuzbass using the example of the Varhushevskiy strip mining of coal</i>	№ 2
<i>A. I. Gusev. The Tydtugem epithermal magma-ore-metasomatic system of the southeast of the Gorny Altai</i> № 3	
<i>V. L. Khomichev. Hyperbasites – picrobasites and chromite mineralization</i>	№ 3
<i>R. V. Kuzhuget, N. N. Ankusheva, A. A. Redina, I. P. Prokopyev, Yu. V. Butanayev, Kh. Kh. Ondar. Gold composition and PTX formation conditions of the Tardan-2 gold-sulphide-quartz ore manifestation in beresites (Eastern Tuva)</i>	№ 4
<i>S. M. Radomskiy, V. I. Radomskaya. Group of precious metals at the Tokurskoye gold ore field of Priamurye</i> № 1	
LITHOLOGY, PETROGRAPHY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY	
<i>V. A. Bobrov, V. V. Budashkina, M. S. Melgunov, G. A. Leonova, A. E. Maltsev. Natural and technogenic radioisotopes and microelements in the section of peat accumulation of the Dulikha peat bog (Cisbaikalia): retrodictions of atmospheric inputs of mineral matter</i>	№ 2
<i>A. E. Maltsev, G. A. Leonova, L. V. Miroshnichenko, L. M. Kondratyeva, V. A. Bobrov, Yu. S. Vosel, S. B. Zayakina, A. S. Shavekin, S. K. Krivonogov. Geochemistry of porous water of organic-mineral deposits of I. Kotokel (Eastern Baikal) and their transformation in early diagenesis</i>	№ 1
RAW MINERAL RESOURCE BASE: CURRENT STATE AND DEVELOPMENT PROSPECTS	
<i>A. I. Sivtsev, A. R. Aleksandrov, D. M. Petrov. Effective storage is a key to helium resource development of East Siberia</i>	№ 3
<i>V. F. Krasheninin. Regional forecast of placer mineral reserves of the Kular mining-industrial district</i>	№ 3
PROSPECTING AND EXPLORATION FOR MINERAL DEPOSITS	
<i>V. N. Ogorodnikov, Yu. A. Polenov, V. V. Babenko. The Khrustalnaya Mountain quartz deposit as an object of polygenic and polychronic genesis</i>	№ 4
CONTROVERSIAL ISSUES AND HYPOTHESES	
<i>G. S. Fedoseev. The concept of continental basic sylogenesis and the role of convergent-divergent features in correct diagnostics of lava paleostreams and shallow sills</i>	№ 4
PAGES OF OUR HISTORY	
<i>A. I. Emelyanov. From Geolkom to Mingeo (chapters from “Chronicle of the Stone”)</i>	№ 2
<i>V. M. Isakov. Can it really be Witwatersand? West of Western Sayan. Field season 1964</i>	№ 1

**АВТОРЫ ЖУРНАЛА
«ГЕОЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СИБИРИ»
ЗА 2019 Г.**

Александров А. Р.	№ 3	Мальцев А. Е.	№ 1, 2
Алифиров А. С.	№ 2	Машьянов В. В.	№ 1
Анкушева Н. Н.	№ 4	Меледина С. В.	№ 2
Афанасенков А. П.	№ 2	Мельгунов М. С.	№ 2
Бабенко В. В.	№ 4	Мельников Н. В.	№ 2
Битнер А. К.	№ 2	Мигурский А. В.	№ 2
Бобров В. А.	№ 1, 2	Мирошниченко Л. В.	№ 1
Борисов Е. В.	№ 4	Мисюркеева Н. В.	№ 3
Бочкарев В. С.	№ 4	Муравьев А. И.	№ 3
Будашкина В. В.	№ 2	Никитенко М. Н.	№ 1
Бутанаев Ю. В.	№ 4	Огибенин В. В.	№ 3
Вахромеев А. Г.	№ 3	Огородников В. Н.	№ 4
Вольвах А. О.	№ 4	Ондар Х. Х.	№ 4
Вольвах Н. Е.	№ 4	Петров Д. М.	№ 3
Восель Ю. С.	№ 1	Подобина В. М.	№ 3
Вяткина Д. В.	№ 3	Поленов Ю. А.	№ 4
Галёва Н. А.	№ 3	Попов Б. М.	№ 2
Гаськов И. В.	№ 2	Предтеченская Е. А.	№ 4
Глинских В. Н.	№ 4	Прокопьев И. Р.	№ 4
Горбунова А. Р.	№ 2	Радомская В. И.	№ 1
Горлов И. В.	№ 3	Радомский С. М.	№ 1
Гусев А. И.	№ 3	Редина А. А.	№ 4
Гутак Я. М.	№ 2	Романов А. П.	№ 2
Долгушин С. С.	№ 1	Сальников А. С.	№ 3
Емельянов А. И.	№ 2	Свиньин В. Ф.	№ 3
Заякина С. Б.	№ 1	Свиньин С. Ф.	№ 3
Зубков М. Ю.	№ 1	Селезнев В. С.	№ 3
Исаков В. М.	№ 1	Сердюк З. Я.	№ 4
Казаис В. И.	№ 2	Сивцев А. И.	№ 3
Казаненков В. А.	№ 4	Смирнов А. С.	№ 3
Каламкарров С. Л.	№ 2	Смолянинова Л. Г.	№ 4
Канарейкин Б. А.	№ 1	Соловьев В. М.	№ 3
Касимов Д. М.	№ 1	Старосельцев В. С.	№ 2
Касимов М. М.	№ 1	Таффарель Е. С.	№ 4
Касьянов И. В.	№ 4	Тихоненко В. И.	№ 4
Кашубина Т. В.	№ 3	Тригубович Г. М.	№ 3
Князев В. Г.	№ 2	Туркин А. Ю.	№ 4
Кондратьева Л. М.	№ 1	Федосеев А. А.	№ 4
Копытенко Ю. А.	№ 1	Федосеев Г. С.	№ 4
Котельников А. Д.	№ 1	Филимонов А. Н.	№ 1
Котельникова И. В.	№ 1	Харламов А. С.	№ 1
Крашенинин В. Ф.	№ 3	Хогоев Е. А.	№ 3
Кривоногов С. К.	№ 1	Хогоева Е. Е.	№ 3
Кротевич Н. Ф.	№ 1	Хомичев В. Л.	№ 3
Ксенева Т. Г.	№ 3	Чернышев А. В.	№ 3
Кужугет Р. В.	№ 4	Шавекин А. С.	№ 1
Кушнир Д. Г.	№ 2	Шемякин М. Л.	№ 3
Леонова Г. А.	№ 1, 2	Шеходанова Ю. В.	№ 2
Лисейкин А. В.	№ 3	Шутов Г. Я.	№ 3
Мазукабзов А. М.	№ 3		



THE AUTHORS OF JOURNAL IN 2019

Afanasenkov A. P.	№ 2	Maltsev A. E.	№ 1, 2
Aleksandrov A. R.	№ 3	Mashyanov V. V.	№ 1
Alifirov A. S.	№ 2	Mazukabzov A. M.	№ 3
Ankusheva N. N.	№ 4	Meledina S. V.	№ 2
Babenko V. V.	№ 4	Melgunov M. S.	№ 2
Bitner A. K.	№ 2	Melnikov N. V.	№ 2
Bobrov V. A.	№ 1,2	Migurskiy A. V.	№ 2
Bochkarev V. S.	№ 4	Miroshnichenko L. V.	№ 1
Borisov E. V.	№ 4	Misyurkeeva N. V.	№ 3
Budashkina V. V.	№ 2	Muravyev A. I.	№ 3
Butanayev Yu. V.	№ 4	Nikitenko M. N.	№ 1
Chernyshev A. V.	№ 3	Ogibenin V. V.	№ 3
Dolgushin S. S.	№ 1	Ogorodnikov V. N.	№ 4
Emelyanov A. I.	№ 2	Ondar Kh. Kh.	№ 4
Fedoseev A. A.	№ 4	Petrov D. M.	№ 3
Fedoseev G. S.	№ 4	Podobina V. M.	№ 3
Filimonov A. N.	№ 1	Polenov Yu. A.	№ 4
Galyova N. A.	№ 3	Popov B. M.	№ 2
Gaskov I. V.	№ 2	Predtechenskaya Ye. A.	№ 4
Glinskikh V. N.	№ 4	Prokopyev I. P.	№ 4
Gorbunova A. R.	№ 2	Radomskaya V. I.	№ 1
Gorlov I. V.	№ 3	Radomskiy S. M.	№ 1
Gusev A. I.	№ 3	Redina A. A.	№ 4
Gutak Ya. M.	№ 2	Romanov A. P.	№ 2
Isakov V. M.	№ 1	Salnikov A. S.	№ 3
Kalamkarov S. L.	№ 2	Seleznev V. S.	№ 3
Kanareykin B. A.	№ 1	Serdyuk Z. Ya.	№ 4
Kashubina T. V.	№ 3	Shavekin A. S.	№ 1
Kasimov D. M.	№ 1	Shekhodanova Yu. V.	№ 2
Kasimov M. M.	№ 1	Shemyakin M. L.	№ 3
Kasyanov I. V.	№ 4	Shutov G. Ya.	№ 3
Kazais V. I.	№ 2	Sivtsev A. I.	№ 3
Kazanenkov V. A.	№ 4	Smirnov A. S.	№ 3
Kharlamov A. S.	№ 1	Smolyaninova L. G.	№ 4
Khogoev E. A.	№ 3	Solovyev V. M.	№ 3
Khogoeva E. E.	№ 3	Staroseltsev V. S.	№ 2
Khomichev V. L.	№ 3	Svinyin S. F.	№ 3
Knyazev V. G.	№ 2	Svinyin V. F.	№ 3
Kondratyeva L. M.	№ 1	Taffarel Ye. S.	№ 4
Kopytenko Yu. A.	№ 1	Tikhonenko V. I.	№ 4
Kotelnikov A. D.	№ 1	Trigubovich G. M.	№ 3
Kotelnikova I. V.	№ 1	Turkin A. Yu.	№ 4
Krasheninin V. F.	№ 3	Vakhromeev A. G.	№ 3
Krivosnogov S. K.	№ 1	Volvakh A. O.	№ 4
Krotevich N. F.	№ 1	Volvakh N. E.	№ 4
Kseneva T. G.	№ 3	Vosel Yu. S.	№ 1
Kushnir D. G.	№ 2	Vyatkina D. V.	№ 3
Kuzhuget R. V.	№ 4	Zayakina S. B.	№ 1
Leonova G. A.	№ 1, 2	Zubkov M. Yu.	№ 1
Liseykin A. V.	№ 3		

Подписано в печать 10.12.19. Формат 60×84/8. Бумага офсетная 80 г/м². Печать цифровая.
Тираж 100 экз. Гарнитура Calibri. Объем 15,34 печ. л. Заказ №
Отпечатано в соответствии с предоставленными материалами в ПАО «Т8 Издательские Технологии»
109316, Москва, Волгоградский проспект, д. 42, корпус 5.
Тел: 8 (495) 322 38 30
www.t8print.ru