



# ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СИБИРИ

ЕЖЕКВАРТАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

№ 2(46) ♦ 2021  
Апрель –  
июнь

## Главный редактор –

Акад. РАН М. И. Эпов (Новосибирск)

## Редакционная коллегия

Свиный В. Ф., отв. редактор, зам. гл. редактора (Новосибирск)  
Афанасенков А. П., д.г.-м.н. (Москва)  
Брехунцов А. М., д.г.-м.н. (Тюмень)  
Варламов А. И., д.г.-м.н. (Москва)  
Герт А. А., д.э.н. (Новосибирск)  
Жаркова В., д.ф.-м.н., проф. (Ньюкасл, Великобритания)  
Зайнидинов Х., д.т.н. (Ташкент, Узбекистан)  
Конторович А. Э., акад. РАН (Новосибирск)  
Крюков В. А., акад. РАН (Новосибирск)  
Курчиков А. Р., чл.-кор. РАН (Тюмень)  
Мельников Н. В., д.г.-м.н. (Новосибирск)  
Похиленко Н. П., акад. РАН (Новосибирск)  
Птицын А. Б., д.г.-м.н. (Чита)  
Сейфуль-Мулюков Р. Б., д.г.-м.н., проф. (Москва)  
Собисевич А. Л. чл.-кор. РАН (Москва)  
Старосельцев К. В., к.г.-м.н., отв. секретарь (Новосибирск)  
Тригубович Г. М., д.т.н., проф., зам. гл. редактора (Новосибирск)  
Шацкий В. С., акад. РАН (Новосибирск)  
Шин Е. Ч., проф. (Инчхон, Республика Корея)

## Редакционный совет

Алексеев Г. Ф., к.т.н. (Кемерово)  
Бакиев С., д.г.-м.н., проф. (Ташкент, Узбекистан)  
Будников И. В., к.г.-м.н. (Новосибирск)  
Васильев В. И., к.г.-м.н. (Иркутск)  
Гармаев Е. Ж., чл.-кор. РАН (Улан-Удэ)  
Глинских В. Н., чл.-кор. РАН (Новосибирск)  
Девятов В. П., д.г.-м.н. (Новосибирск)  
Ефимов А. С. (Новосибирск)  
Жуков К. А., к.э.н. (Новосибирск)  
Клишин В. И., чл.-кор. РАН (Кемерово)  
Конторович В. А., чл.-кор. РАН (Новосибирск)  
Ларичев А. И., к.г.-м.н. (Санкт-Петербург)  
Мигурский А. В., д.г.-м.н. (Новосибирск)  
Поляков А. А. (Москва)  
Сальников А. С., д.г.-м.н. (Новосибирск)  
Смирнов Е. В., к.г.-м.н. (Новосибирск)  
Смирнов М. Ю., к.г.-м.н. (Москва)  
Татьянин Г. М., к.г.-м.н. (Томск)  
Филипцов Ю. А., д.г.-м.н. (Красноярск)  
Черных А. И., к.г.-м.н. (Москва)  
Шиганова О. В., к.г.-м.н. (Новосибирск)  
Эдер Л. В., д.э.н. (Москва)

## Редакция

Воронина Т. А.  
Изотова Е. С.  
Карпунин А. Г.

## Содержание

### Региональная геология, стратиграфия, тектоника

В. А. Маринов, А. С. Алифиров, В. А. Бумагина, А. Е. Игольников, А. И. Кудаманов, Э. Б. Авраменко, М. А. Грищенко, М. Д. Смышляева. Стратиграфия и условия формирования келловейских и верхнеюрских отложений центральной части Казым-Кондинского района (Западная Сибирь) ..... 3  
В. М. Подобина. Новые сведения по биостратиграфии и фораминиферам альба Западной Сибири ..... 17

### Нефтегазовая геология

А. А. Рясной, В. Ю. Прокофьев. Условия формирования вторичных доломитов нижнего силура и особенности распределения в них пустотного пространства (северо-восток Тунгусской синеклизы) ..... 24  
Л. А. Максимов, Г. В. Ведерников. Применение технологии пассивно-активной сейсморазведки МОГТ (ПАС МОГТ) для региональной оценки нефтегазоносности Степановского куполовидного поднятия Восточно-Пайдугинской впадины ..... 46  
Д. А. Токарев, А. В. Плюснин, А. А. Терлеев, Н. А. Иванова, И. В. Вараксина, А. В. Липянина. Новые результаты комплексного литолого-фациального и биостратиграфического изучения осинского горизонта нижнего кембрия юга Сибирской платформы (Большетирская скв. 7) ..... 56

### Геофизика, геофизическое приборостроение

А. М. Санчаа, Н. Н. Неведрова, Н. В. Штабель. Глубинное строение разломной зоны на участке Мухор-Тархата Чуйской впадины по данным нестационарных электромагнитных зондирований с использованием трехмерного моделирования ..... 67  
А. С. Юнашева, Б. Н. Недомовный, Е. В. Мосягин, М. Н. Шапорина. Пример построения и уточнения глубинно-скоростной модели с применением миграционных и томографических преобразований ..... 74

### Минералогия, рудные и нерудные месторождения

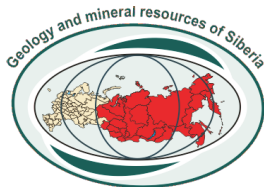
С. С. Долгушин, А. П. Долгушин. Роль рудных магм в образовании месторождений ..... 84  
В. Л. Хомичев. Дефекты рудноформационного анализа ..... 92

### Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы

П. Н. Соболев, А. И. Сурнин. О возможности увеличения ресурсов УВ сырья в центральной части Республики Саха (Якутия) ..... 99

### Персоналии

Ю. И. Лоскутов. Однокашник, коллега, друг. Памяти Геннадия Николаевича Черкасова ..... 107  
О. В. Шиганова. Имя в профессии. Памяти Зои Яковлевны Сердюк ..... 109  
Наши авторы ..... 111



# GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF SIBERIA

QUARTERLY SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL

N2(46) ♦ 2021  
April –  
June

## Editor

Acad. RAS M.I. Eпов (Novosibirsk)

## Editorial board:

*Svinyin V.F.*, executive editor, associated editor, Novosibirsk  
*Afanasenkov A.P.* (Moscow)  
*Brekhtunsov A.M.*, DSc (Tyumen)  
*Gert A.A.*, DSc (Novosibirsk)  
*Kontorovich A.E.*, acad. RAS (Novosibirsk)  
*Kryukov V.A.*, acad. RAS (Novosibirsk)  
*Kurchikov A.R.*, corr. memb. RAS (Tyumen)  
*Melnikov N.V.*, DSc (Novosibirsk)  
*Pokhilenko N.P.*, acad. RAS (Novosibirsk)  
*Ptitsyn A.B.*, DSc (Chita)  
*Shatskiy V.S.*, acad. RAS (Novosibirsk)  
*Shin E.Ch.*, PhD, prof. (Incheon, Republic of Korea)  
*Seiful'-Mulyukov R.B.*, DSc, prof. (Moscow)  
*Sobisevich A.L.*, corr. memb. RAS (Moscow)  
*Staroseltsev K.V.*, PhD, executive secretary (Novosibirsk)  
*Trigubovich G.M.*, DSc, prof., associated editor (Novosibirsk)  
*Varlamov A.I.*, DSc (Moscow)  
*Zainidinov Kh.*, DSc (Tashkent, Uzbekistan)  
*Zharkova V.*, DSc, prof. (Newcastle, United Kingdom)

## Editorial council:

*Alekseev G.F.*, PhD (Kemerovo)  
*Bakiyev S.*, DSc, prof. (Tashkent, Uzbekistan)  
*Budnikov I.V.*, PhD (Novosibirsk)  
*Chernykh A.I.*, PhD (Moscow)  
*Devyatov V.P.*, DSc (Novosibirsk)  
*Eder L.V.*, DSc (Moscow)  
*Efimov A.S.* (Novosibirsk)  
*Filiptsov Yu.A.*, DSc (Krasnoyarsk)  
*Garmayev Ye.Zh.*, corr. memb. RAS (Ulan-Ude)  
*Glinskikh V.N.*, corr. memb. RAS (Novosibirsk)  
*Klishin V.I.*, corr. memb. RAS (Kemerovo)  
*Kontorovich V.A.*, corr. memb. RAS (Novosibirsk)  
*Larichev A.I.*, PhD (St. Petersburg)  
*Migurskiy A.V.*, DSc (Novosibirsk)  
*Polyakov A.A.* (Moscow)  
*Salnikov A.S.*, DSc (Novosibirsk)  
*Shiganova O.V.*, PhD (Novosibirsk)  
*Smirnov E.V.*, PhD (Novosibirsk)  
*Smirnov M.Yu.*, PhD (Moscow)  
*Tatyanin G.M.*, PhD (Tomsk)  
*Vasilyev V.I.*, PhD (Irkutsk)  
*Zhukov K.A.*, PhD (Novosibirsk)

## Editorial staff

*Voronina T.A.*  
*Izotova E.S.*  
*Karpunin A.G.*

## Content

### Regional Geology, Stratigraphy, Tectonics

- V.A. Marinov, A.S. Alifirov, V.A. Bumagina, A.E. Igolnikov, A.I. Kudamanov, E.B. Avramenko, M.A. Grishchenko, M.D. Smyshlyaeva.* Stratigraphy and formation conditions of Callovian and Upper Jurassic deposits of the central part of the Kazym-Konda region (West Siberia) ..... 3  
*V.M. Podobina.* New data on biostratigraphy and foraminifera of the Albian in West Siberia ..... 17

### Petroleum Geology

- A.A. Ryzanov, V.Yu. Prokofyev.* Conditions for the formation of secondary lower silurian dolomites and peculiarities of the distribution of void space in them (north-east of the Tunguska Syncline) ..... 24  
*L.A. Maksimov, G.V. Vedernikov.* Application of the technology of passive-active CDP survey (CDP PAS) for regional evaluation of petroleum potential of the Sepanovskoye dome-shaped uplift of the East Paidugina Depression ..... 46  
*D.A. Tokarev, A.V. Plyusnin, A.A. Terleev, N.A. Ivanova, I.V. Varaksina, A.V. Lipyagina.* New results of integrated lithofacies and biostratigraphical study of the Lower Cambrian Osa Horizon in the south of the Siberian Platform (Bolshetirskaya 7 well) ..... 56

### Geophysics, Geophysical Industry

- A.M. Sanchaa, N.N. Nevedrova, N.V. Shtabel.* Deep structure of the fault zone in the Mukhor-Tarkata Site of the Chuya Depression according to non-stationary electromagnetic sounding data using three-dimensional modeling ..... 67  
*A.S. Yunasheva, B.N. Nedomovnyy, E.V. Mosyagin, M.N. Shaporina.* The example of construction and refinement of velocity-depth model using migration and tomographic transformations ..... 74

### Minerogenesis, ore and non-metallic mineral resources

- S.S. Dolgushin, A.P. Dolgushin.* Role of ore magmas in the formation of deposits... 84  
*V.L. Khomichev.* Defects of ore formation analysis ..... 92

### Raw Mineral Resource Base: Current State and Development Prospects

- P.N. Sobolev, A.I. Surnin.* About the possibility of HC resources increase in the central part of the Sakha Republic ..... 99

### Personalia

- Yu.I. Loskutov.* Messmate, colleague, friend. In memoriam of Gennadiy Cherka-sov ..... 107  
*O.V. Shiganova.* Name in the profession. In memoriam of Zoya Serdyuk ..... 109  
Our authors ..... 113





## СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КЕЛЛОВЕЙСКИХ И ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАЗЫМ-КОНДИНСКОГО РАЙОНА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

В. А. Маринов<sup>1</sup>, А. С. Алифиров<sup>2</sup>, В. А. Бумагина<sup>1</sup>, А. Е. Игольников<sup>2</sup>, А. И. Кудаманов<sup>1</sup>,  
Э. Б. Авраменко<sup>1</sup>, М. А. Грищенко<sup>1</sup>, М. Д. Смышляева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия; <sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Представлены результаты стратиграфических и фациальных исследований келловей и верхней юры Казым-Кондинского фациального района (Западная Сибирь). Установлена последовательность подразделений бореального зонального стандарта. Разрез сложен породами преимущественно мелководно-морского генезиса, их состав зависит от седиментационной цикличности и колебаний уровня моря. Наибольшие темпы поступления осадочного материала были связаны с трансгрессивными эпизодами в келловейское, среднеоксфордское и средневожжское время. Регрессивным эпизодам в разрезе отвечают стратиграфические перерывы и периоды дефицитной седиментации в позднем оксфорде, киммеридже, ранне- и поздневожжское время.

**Ключевые слова:** келловей, верхняя юра, лито-биостратиграфия, палеогеография, Западная Сибирь.

## STRATIGRAPHY AND FORMATION CONDITIONS OF CALLOVIAN AND UPPER JURASSIC DEPOSITS OF THE CENTRAL PART OF THE KAZYM-KONDA REGION (WEST SIBERIA)

V. A. Marinov<sup>1</sup>, A. S. Alifirov<sup>2</sup>, V. A. Bumagina<sup>1</sup>, A. E. Igolnikov<sup>2</sup>, A. I. Kudamanov<sup>1</sup>,  
E. B. Avramenko<sup>1</sup>, M. A. Grishchenko<sup>1</sup>, M. D. Smyshlyeva<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Tyumen Oil Scientific Center, Tyumen, Russia; <sup>2</sup>A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

The results of stratigraphic and facies studies of the Callovian and Upper Jurassic of the Kazym-Konda facies region (West Siberia) are presented. The sequence of subdivisions of the boreal zonal standard is established. The section is composed of rocks with predominantly shallow marine genesis; their composition depended on sedimentation cyclicity and sea level fluctuations. The highest incoming rates of sedimentary material were associated with transgressive episodes in the Callovian, Middle Oxfordian and Middle Volgian. Stratigraphic breaks and periods of deficient sedimentation in the Late Oxfordian, Kimmeridgian, Early Volgian and Late Volgian correspond to regressive episodes in the section.

**Keywords:** Callovian and Upper Jurassic, litho-biostratigraphy, paleogeography, West Siberia.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-2-3-16

Степень изученности мезозойских отложений северо-западной части Западной Сибири считается одной из лучших в регионе. Первое обобщение сведений о строении юрского интервала разреза северо-западных районов было сделано по материалам съемочных и нефтепоисковых работ в середине прошлого века [3, 6]. Тогда была установлена последовательность зональных подразделений юры Западной Сибири, которая с небольшими изменениями сохранилась до настоящего времени [22]. Последующие комплексные литологические и биостратиграфические исследования юры детализировали взгляды на стратиграфию, седиментологию и литофациальное районирование верхней юры и келловей этой территории [3, 16].

Появление новых материалов, в первую очередь данных нефтепоискового бурения в последнее десятилетие, стимулировало работы по дальнейшей детализации строения мезозойских отложений, биостратиграфии, выявлению минералогических и геохимических особенностей их состава на современном уровне исследований [5, 18]. Схемы де-

тального расчленения и корреляции были обоснованы результатами геофизических, биостратиграфических, геохимических и седиментологических работ. Установлена последовательность реперных горизонтов по палеонтологическим, седиментационным, геохимическим и геофизическим признакам. Разработанные детальные стратиграфические шкалы северо-западного сектора плиты послужили надежной основой для палеогеографических построений.

Участок территории северо-западной части региона, расположенный в нижнем течении р. Обь восточнее Шаимского мегавыступа фундамента, выделяется спецификой строения разреза морской юры и нижнего мела. Степень различий позволяет рассматривать его как самостоятельный Казым-Кондинский структурно-фациальный район (СФР) для келловей и верхней юры и Фроловский (для берриасского и барремского ярусов) [15]. По составу юрских и нижнемеловых отложений и их палеонтологической характеристике район значительно отличается от соседних Ямало-Тюменского

и Фроловско-Тамбейского [17]. Своеобразие состава и структуры отложений отражают специфику истории тектонического развития и палеогеографической ситуации на этом участке Западно-Сибирской плиты в юрское время.

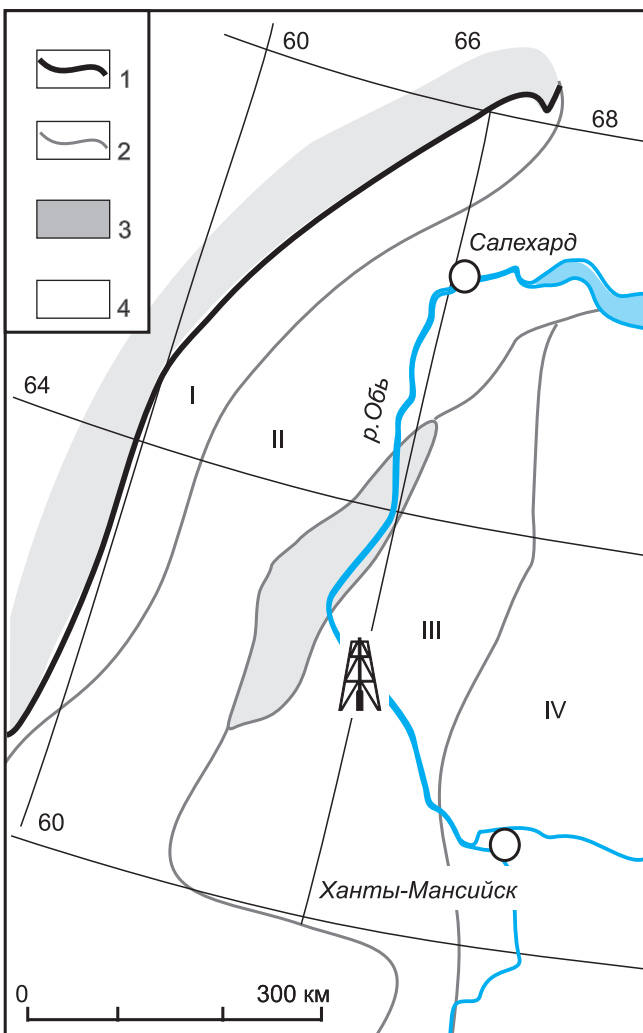
Для уточнения строения морской юры Казым-Кондинского СФР и реконструкции обстановок седиментации проведено литологическое, биостратиграфическое и фаціальное исследование керна скважин Ем-Еговского месторождения, которое расположено в центре района (рис. 1). Изученный разрез включает верхнюю часть тюменской свиты (батский ярус), абалакскую (верхняя часть батского – кимериджский ярусы) и тутлеймскую (волжский, берриасский ярусы, основание нижнего валанжина) и основание фроловской (валанжин). Предварительные результаты показали контрастную структуру разреза, нестабильность, изменчивость по площади литологии абалакской и тутлейм-

ской свит, а также позволили установить последовательность реперных горизонтов для территории месторождения [13].

### Материал и методика исследований

Материалом послужил керн одиннадцати скважин с полным выносом в интервале абалакской и тутлеймской свит. Выполнено детальное седиментологическое описание керна, комплекс лабораторных исследований (рентгеноструктурный и рентгенофазовый виды анализа, электронная микроскопия), петрографическое описание в шлифах всех литологических разновидностей пород; проведен анализ материалов ГИС. Расширенный комплекс каротажных исследований позволил выделить литологические пачки пород, диагностируемые определенным набором геофизических параметров. Для биостратиграфического анализа отобрано 250 образцов. Определено 170 экземпляров макрофауны (из них 116 аммонитов) и 27 комплексов фораминифер, что позволило датировать литологические пачки на самом детальном (зональном) уровне. Стратиграфическое положение пачек и слоев обосновано преимущественно находками руководящей группы фауны – аммонитов.

Биофаціальный анализ опирался на существующие палеоэкологические классификации комплексов фауны юры и мела Сибири, отражающие связь между таксономическим составом фауны и абиотическими факторами среды. Аммониты и белемниты, морские ежи, большинство бентосных фораминифер, радиолярии были организмами стеногалинными, поэтому находки этих групп маркируют морские обстановки с нормальной соленостью. Надежными индикаторами таких параметров среды, как соленость, температура, характер грунта, гидродинамика, режим аэрации придонных вод и отчасти глубина бассейна являются двустворчатые моллюски [5, 13]. Состав комплексов двустворок, обитавших в юрско-меловом Западно-Сибирском бассейне, определялся параметрами среды обитания. Важной для биофаціального анализа группой являются бентосные фораминиферы, которые обитают на поверхности и внутри придонного слоя осадков в условиях как морской солености вод, так и нестабильной в различных гидродинамических обстановках и при разном газовом режиме. Каждое сообщество (ассоциация) фораминифер может существовать только в узком интервале параметров абиотической среды. Зависимость состава сообществ микрофауны от палеогеографических факторов в палеобассейнах достаточно хорошо изучена, в том числе и для ассоциаций юрско-меловых фораминифер Западной Сибири [10, 11, 20]. Информативны находки онихитов (*Onychites*) – ручные крючья головоногих моллюсков колеоидей. Онихиты, имеющие органический (хитиновый) состав, могли сохраниться только в условиях отсутствия кислорода на поверх-



**Рис. 1.** Местоположение изученных разрезов и схема структурно-фаціального районирования келловоя и верхней юры северо-западной части Западной Сибири [15]

Границы: 1 – мезозойского чехла Западной Сибири, 2 – районов; 3 – зона отсутствия юрских отложений; 4 – местоположение скважин; структурно-фаціальные районы: I – Приуральский, II – Ямало-Тюменский, III – Казым-Кондинский, IV – Фроловско-Тамбейский



ности дна, как и отпечатки многоклеточных бентосных водорослей, эпизодически встречающиеся в керне. Находки отпечатков бентосных бурых водорослей Phaeophyceae, сохранившихся в прижизненном положении, позволяют также оценить глубину бассейна, поскольку заросли бурых водорослей распространены до глубины 20 м, единично до 100 м [2]. В керне часто встречаются остатки рыб в виде полных отпечатков и костного детрита. Многочисленные находки фоссилизированных рыб указывают на высокие значения пищевого потока и благоприятный для их существования трофический режим бассейна. При работе с керном анализ проводится не для отдельно взятого слоя, а для более крупных интервалов разреза, что, естественно, ведет к некоторому огрублению выводов. Частота встречаемости моллюсков в керне оценивалась по трехбалльной шкале. Как правило, находки фоссилий в керне единичны, в отдельных случаях встречено много экземпляров (3–10 на 6 м керна) очень редко скопления раковин.

## Результаты исследований

### Стратиграфия

Проведена послойная корреляция разрезов, выделены девять пачек, которые уверенно прослеживаются на территории Ем-Еговского месторождения по характерным особенностям литологического состава пород и геофизических показателей, состава органических остатков, выдержанных в пределах месторождения. Специфика состава и строения каждой пачки отражает своеобразие условий ее формирования.

#### Абалакская свита (пласт Ю<sub>1</sub>)

Пачка 1<sup>1</sup>A (пахомовская). Песчаники разнозернистые, плохо сортированные интенсивно биотурбированные. Обнаружена фауна (крупные ростры белемнитов плохой сохранности).

Мощность 0–3 м.

Пачка 1A. Аргиллиты темно-серые алевритистые, в кровле слоя с зеленоватым оттенком, глауконитовые, биотурбированные (отмечаются пиритизированные ходы илоедов), в керне присутствуют раковины двустворок, редкие раковины аммониты, ростры белемнитов. В нижней части разреза отмечены многочисленные фрамбоидальные стяжения пирита, в верхней – карбонатные конкреции. Фауна: аммониты *Cadocercatinae* sp. juv., *?Cadocercas* sp. juv., *Pseudocadocercas* sp. ind., *Cadocercas* (*?Rondicercas*) sp. ind., *Longaevicercas* cf. *hortedahli* (Salfeld), *L.* sp. ind., *Quenstedtocercas lamberti* (Sowerby), *Q.* sp. ind., *Q.* sp. juv., *Binatisphinctes* sp. (*?Indosphinctes* sp.), *Cardiocercas scarburgense* (Bigot et Brasil), *Cardiocercas* (*Scoticardiocercas*) *excavatum* (Sowerby), *C.* (*S.*) ex gr. *excavatum* (Sowerby), *C.* cf. *cordatum* (Sowerby), *C.* cf. *densiplicatum* Boden; двустворчатые моллюски *Meleagrinnella* ex gr. *ovalis* (Phill.), *Pleuromya* sp., *Camptonectes* sp., *Entolium demissum* (Philips), *Grammatodon* sp., *Tracia* sp. ind.; зональные комплексы фораминифер

*Dorothia insperata*, *Trochammina rostovzevi* (JF25), *Dorothia insperata*, *Eomarssonella paraconica* (JF33), *Ammobaculites tobolskensis*, *Trochammina oxfordiana* (JF34).

Мощность 7–13 м.

Пачка 2A. Зеленовато-серые алевритистые глины со следами интенсивной биотурбации. В верхней части маломощные конкреционные карбонатные и глинисто-карбонатные прослои со строматолитами. Верхняя граница проводится по кровле прослоя серых глинистых известняков с микробиальной текстурой, биотурбированных, трещиноватых, кавернозных. Кровля пачки представляет поверхность субаэральной экспозиции [14]. Фауна: аммониты *Cardiocercas* (*Maltonicercas*) *bodeni* Maire, *C.* (*Subvertebricercas*) *densiplicatum* Boden, *C.* (*Plasmatocercas*) sp., *C.* sp. ind., *Cardiocercatinae* gen. et sp. ind., *Amoebocercas* (*Amoebites*) *bayi* (Callomon, Birkelund), *A.* sp. ind.; двустворчатые моллюски *?Mytilocercamus* sp. ind., *Pleuromya* sp., *Camptonectes* sp., *Entolium* sp.; многочисленные и разнообразные комплексы фораминифер *Tolyrammina svetlanae*, *Ammodiscus thomsi* (JF35), *Recurvoides disputabilis* (JF37), *?Haplophragmoides canuiformis* (JF40).

Мощность 6–12 м.

#### Тутлеймская свита (пласт Ю<sub>0</sub>)

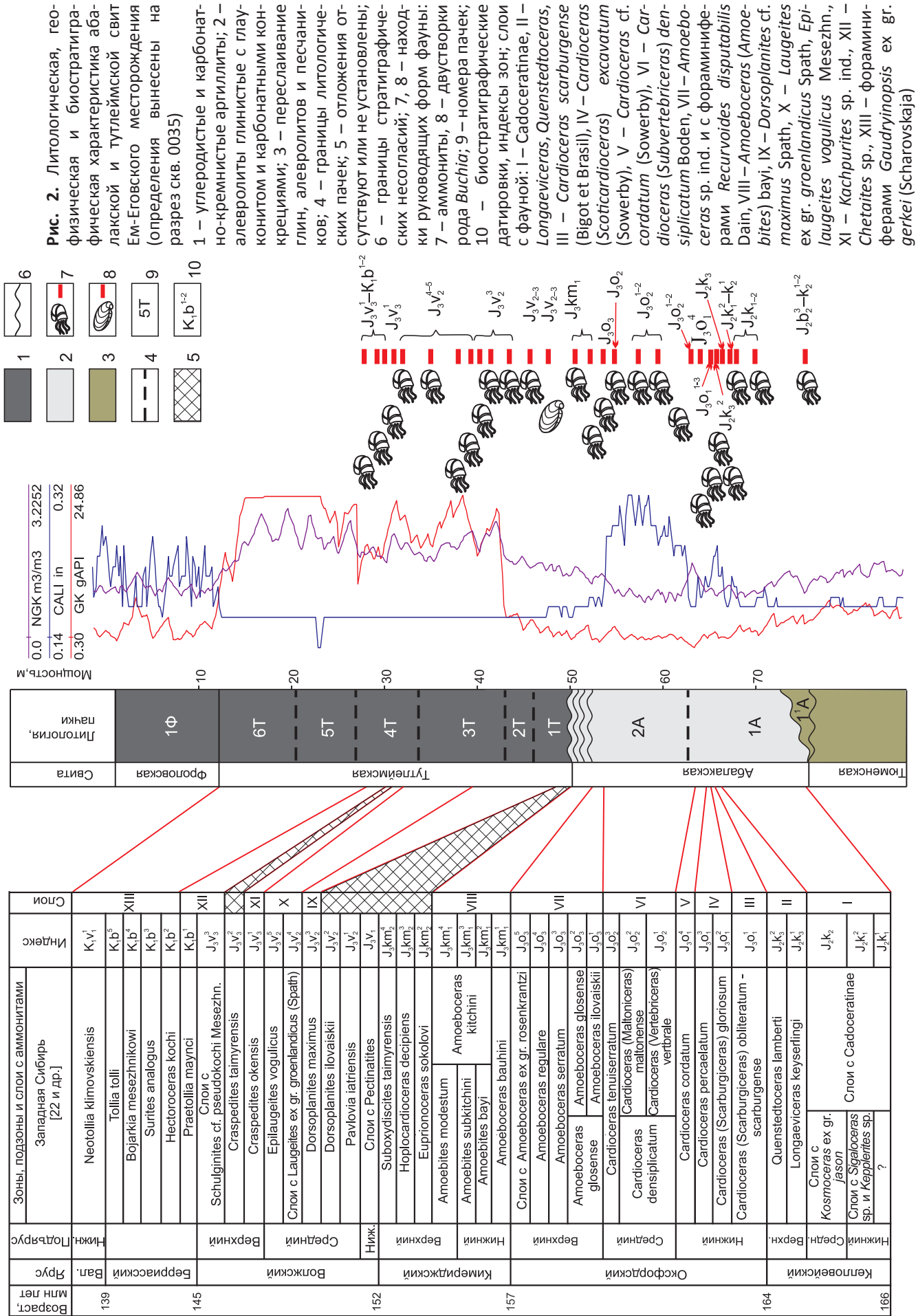
Пачка 1T. Аргиллиты черные, с коричневым оттенком, битуминозные, с редкими мелкими карбонатными стяжениями, с прослоями кремнистых аргиллитов.

Пачка 1T фациально выдержана. Основное отличие тутлеймской свиты от нижележащей абалакской – появление кремнистых и битуминозных прослоев. Фауна: двустворчатые моллюски *Buchia* sp. ind., неопределимые ростры белемнитов, обедненные комплексы агглютинированных фораминифер, возможно переотложенные, с *Recurvoides disputabilis* Dain, отпечатки лингул, онихиты.

Мощность 4–9 м.

Пачка 2T. Прослои черных и темно-серых аргиллитов кремнистых и радиоляритов чередуются в разрезе с кремнисто-глинистыми отложениями. Вверх по разрезу отмечается увеличение частоты и мощности прослоев кремневых пород (мощностью до 20 см). К кровле пачки содержание кремнезема возрастает, отмечаются следы вторичной карбонатизации пород. В кровле установлен прослой кремнисто-карбонатных аргиллитов (до 3 см) пиритизированных, обогащенных органическим веществом, с многочисленным ихтиодетритом. Предполагается, что скопления ихтиодетрита связаны со штормогенными прослоями [21]. Переход к пачке 3T постепенный. Фауна: аммониты *Dorsoplanites* cf. *flavus* Spath., *D.* ex gr. *maximus* Spath., *D.* sp. ind., *Dorsoplanitinae* gen. et sp. ind.; двустворчатые моллюски *Buchia* ex gr. *mosquensis* (Buch), *B.* sp. ind.; радиолярии *Parvicingula*, онихиты, фрагменты скелета рыб.









Мощность 2–5 м.

Пачка 3Т. Аргиллиты черные и темно-серые кремнистые, с редкими линзовидными стяжениями пирита. В средней части пачки повсеместно прослежен бурый прослой пелитизированного туфа (до 1 см) с желтым свечением в ультрафиолетовом свете. Фаунистические остатки: аммониты *Dorsoplanites* sp. ind., *Dorsoplanitinae* gen. et sp. ind., *Taimyrosphinctes* sp. ind., *Laugeites* ex gr. *groenlandicus* (Spath), *L.* sp. ind., *Epilaugeites vogulicus* Mesezhn., *E.* sp. ind., *Praechetaites* cf. *tenuicostatus* Shulgina, *?Kachpurites* sp.; двустворчатые моллюски *Buchia* ex gr. *mosquensis* (Buch), *B.* sp. ind., *Inoceramus* ex gr. *subplanus* Zakh. et Turb., онихиты, фрагменты скелета рыб.

Мощность пачки 7–10 м.

Пачка 4Т. Аргиллиты темно-серые кремнистые и карбонатно-кремнистые. Обнаружены аммониты *Kachpurites* sp. ind., *Chetaites* sp., *Chetaites?* (*Praechetaites?*) sp.; двустворчатые моллюски *Buchia* ex gr. *unschensis* (Pavlov), *B.* sp. ind., *Inoceramus* ex gr. *subplanus* Zakh. et Turb., *Inoceramus* ex gr. *Golberti* Zakh. et Turb., *I.* sp. ind. (обилие); онихиты хорошей сохранности, фрагменты скелета рыб, неопределимые раковины радиолярий. Горизонт содержит массовые скопления раковин иноцерамид, количество которых постепенно возрастает к кровле пачки.

Мощность 7 м.

Пачка 5Т. Глины темно-серые аргиллитоподобные, листоватые, с многочисленными карбонатными конкрециями. В кровле пачки прослой микробиальных известняков мощностью до 10 см. Порода содержит многочисленные фрагменты слоевищ бурых водорослей. С помощью электронной микроскопии обнаружены золотистые водоросли – кокколитофорида. Фауна представлена двустворчатыми моллюсками *Buchia* sp. ind., онихитами (часто), фрагментами скелета рыб (обилие). В шлифах обнаружены прослой, сложенные спикулами губок.

Мощность 6–9 м.

Пачка 6Т. Глины темно-серые аргиллитоподобные, кремнистые, битуминозные, интенсивно пиритизированные. Из фауны встречены обедненные комплексы агглютинирующих фораминифер с *Gaudryinopsis* ex gr. *gerkei* (Scharovskaja), фрагменты скелетов рыб (обилие) и отпечатки рыб, онихиты.

Мощность 7–9 м.

*Фроловская свита*

Пачка 1Ф. Аргиллиты серые кремнистые массивные. Комплекс обнаруженных фоссилий включает неопределимые обломки раковин двустворок, мелкие онихиты и фрагменты скелетов рыб.

Мощность свиты, представленная в керне, составляет 6 м.

### **Биостратиграфическая характеристика разреза абалакской и тутлеймской свит**

Обилие находок аммонитов позволило расчленивать разрез в интервале от келловеев до берриаса на слои с аммонитами, сопоставленные с зонами

Западной Сибири [1, 21, 23]. В тех случаях, когда аммонитов не найдено, выделялись слои с фораминиферами. Установлены следующие слои с фауной (рис. 2) (снизу вверх):

**Слои** с *Cadoceratinae*, *Dorsoplanitinae*.

Стратиграфический объем. Келловейский ярус, нижний и средний подъярусы. Одноименные слои выделены в нижнем келловее Западной Сибири [15]. Учитывая плохую сохранность находок аммонитов, слои могут быть отнесены как к нижнекелловейскому, так и к среднекелловейскому подъярусам, слоям с *Rondiceras milashevici* (Nikitin) и *Kosmoceras* ex gr. *jason* Reinecke [16]. Характерные виды аммонитов (табл. I): *Cadoceratinae* sp. juv., *?Cadoceras* sp. juv. (фиг. 2), *Pseudocadoceras* sp. ind. (фиг. 1), *Cadoceras* (? *Rondiceras*) sp. ind. (фиг. 3).

Положение. Пачка 1А (нижняя и средняя часть).

**Слои** с *Longaeviceras*, *Quenstedtoceras*.

Стратиграфический объем. Келловейский ярус, верхний подъярус. Зоны *Longaeviceras keyserlingi*, *Quenstedtoceras lamberti*. Характерные виды аммонитов (см. табл. I): *Longaeviceras* sp. ind. (фиг. 7), *Longaeviceras* cf. *holtedahli* (Salfeld) (фиг. 8), *Quenstedtoceras* sp. ind. (фиг. 5, 6), *Quenstedtoceras* sp. juv. (ex gr. *Quenstedtoceras lamberti* Sowerby), *Binatisphinctes* sp. (? *Indosphinctes* sp.) (фиг. 4).

Положение. Пачка 1А (верхняя часть).

**Слои** с *Cardioceras scarburgense* (Bigot et Brasil).

Стратиграфический объем. Оксфордский ярус, нижний подъярус. Зона *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *obliteratum* – *Cardioceras scarburgense*. Характерный вид аммонитов *Cardioceras scarburgense* (Bigot et Brasil) (см. табл. I, фиг. 10).

Положение. Пачка 1А (верхняя часть).

**Слои** с *Cardioceras* (*Scoticardioceras*) *excavatum* (Sowerby).

Стратиграфический объем. Оксфордский ярус, нижний подъярус. Зоны *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *gloriosum* и *Cardioceras percaelatum*. Характерный вид аммонитов *Cardioceras* (*Scoticardioceras*) *excavatum* (Sowerby) (см. табл. I, фиг. 12).

Положение. Пачка 1А (верхняя часть).

**Слои** с *Cardioceras* cf. *cordatum* (Sowerby).

Стратиграфический объем. Оксфордский ярус, нижний подъярус. Зона *Cardioceras cordatum*. Характерные виды аммонитов (см. табл. I): *Cardioceras* cf. *cordatum* (Sowerby) (фиг. 9), *C.* (*Scoticardioceras*) ex gr. *excavatum* (Sowerby) (фиг. 11).

Положение. Пачка 1А (верхняя часть).

**Слои** с *Cardioceras* (*Subvertebriceras*) *densiplicatum* Boden.

Стратиграфический объем. Оксфордский ярус, средний подъярус. Зоны *Cardioceras densiplicatum* и *Cardioceras tenuiserratum*. Характерные виды аммонитов: *Cardioceras* (*Maltoniceras*) *bodeni* Maire (табл. II, фиг. 1–3), *Cardioceratinae* (? *Scoticardioceras*) sp. ind., *Cardioceras* (*Subvertebriceras*) *densiplicatum*



Boden (см. табл. I, фиг. 13), *Cardioceras (Plasmatoceras)* sp.

Положение. Пачка 1А (кровля) и пачка 2А (без верхней части).

Слои с *Amoeboceras* sp. ind. и с фораминиферами *Recurvoides disputabilis* Dain.

Стратиграфический объем. Оксфордский ярус, верхний подъярус. Зоны *Amoeboceras glo-sense*, *Amoeboceras serratum*, слои с *Amoeboceras rosenkrantzi*. Характерные находки фауны *Amoeboceras* sp. ind., комплекс фораминифер *Recurvoides disputabilis* (JF37).

Положение. Пачка 2А (верхняя часть).

Слои с *Amoeboceras (Amoebites) bayi*.

Стратиграфический объем. Кимериджский ярус, нижний подъярус. Зона *Amoeboceras (Amoebites) kitchini*. Характерные виды аммонитов (см. табл. II): *Amoeboceras (Amoebites) bayi* (Calloway, Birkelund) (фиг. 4), *Amoeboceras (Amoebites) sp. ind.* (фиг. 5).



## Таблица I

Все образцы изображены в натуральную величину, происходят из скважин Ем-Еговской площади, хранятся в эталонной палеонтологической коллекции ТННЦ (Тюмень)

- Фиг. 1.** *Pseudocadoceras* sp. ind. Экз. 5077-EE-26; абалакская свита, пачка 1А, нижняя часть; нижний и средний келловей, слои с *Cadoceratinae*
- Фиг. 2.** *Cadoceras* sp. juv. Экз. 5077-27; там же
- Фиг. 3.** *Cadoceras* (?*Rondiceras*) sp. ind. Экз. 5531-19; там же
- Фиг. 4.** *Binatisphinctes* sp. (?*Indosphinctes* sp.) Экз. 30053-36/1; абалакская свита, пачка 1А, верхняя часть; верхний келловей, зоны *Longaeviceras keyserlingi*, *Quenstedtoceras lamberti*
- Фиг. 5, 6.** *Quenstedtoceras* sp. ind.: 5 – экз. 30053-37, 6 – экз. 30034-33; там же
- Фиг. 7.** *Longaeviceras* sp. ind. Экз. 5077-20; там же
- Фиг. 8.** *Longaeviceras* cf. *holvedahli* (Salfeld). Экз. 30053-34; там же
- Фиг. 9.** *Cardioceras* cf. *cordatum* (Sowerby). Экз. 4594-2; мабалакская свита, пачка 1А, верхняя часть; нижний оксфорд, зона *Cardioceras cordatum*
- Фиг. 10.** *Cardioceras scarburgense* (Bigot et Brasil). Экз. 5521-17; абалакская свита, пачка 1А, верхняя часть; нижний оксфорд, зоны *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *obliteratum*, *Cardioceras scarburgense*
- Фиг. 11.** *Cardioceras* (*Scoticardioceras*) ex gr. *excavatum* (Sowerby). Экз. 30053-33; абалакская свита, пачка 1А, верхняя часть; нижний оксфорд, зона *Cardioceras cordatum*
- Фиг. 12.** *Cardioceras* (*Scoticardioceras*) *excavatum* (Sowerby). Экз. 5521-15; абалакская свита, пачка 1А, верхняя часть; нижний оксфорд, зоны *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) *gloriosum*, *Cardioceras percaelatum*
- Фиг. 13.** *Cardioceras densiplicatum* Boden. Экз. 30034-23; абалакская свита, пачка 2А; средний оксфорд, зоны *Cardioceras densiplicatum*, *Cardioceras tenuiserratum*

Положение. Пачка 2А (верхняя часть).

**Слои** с *Dorsoplanites* cf. *maximus* Spath.

Стратиграфический объем. Волжский ярус, средний подъярус. Зона *Dorsoplanites maximus*. Характерные виды аммонитов (см. табл. II): *Dorsoplanites* cf. *flavus* Spath (фиг. 6), *D.* cf. *maximus* Spath, *D.* ex gr. *maximus* Spath (фиг. 7).

Положение. Верхняя часть пачки 1Т, пачка 2Т, низы пачки 3Т.

**Слои** с *Laugeites* ex gr. *groenlandicus* Spath, *Epilaugeites vogulicus* Mesezhn.

Стратиграфический объем. Волжский ярус, средний подъярус. Зона *Epilaugeites vogulicus* и слои с *Laugeites* ex gr. *groenlandicus*. Характерные виды аммонитов: *Praechetaites tenuicostatus* (Shulgina) (см. табл. II, фиг. 8, 9), *Epilaugeites vogulicus* Mesezhn. (табл. III, фиг. 1–5), *E.* sp. ind., *Laugeites* sp. ind., *Laugeites* ex gr. *groenlandicus* Spath (см. табл. II, фиг. 10, 11).

Положение. Верхняя часть пачки 3Т.

**Слои** с *Kachpurites* sp. ind.

Стратиграфический объем. Волжский ярус, верхний подъярус. Зона *Craspedites okensis*. Характерные виды аммонитов *Kachpurites* sp. ind. (см. табл. III, фиг. 6, 7), *Chetaites*? (*Praechetaites*?) sp.

Положение. Нижняя часть пачки 4Т.

**Слои** с *Chetaites* sp.

Стратиграфический объем. Волжский ярус, верхний подъярус. Слои с *Schulginites* cf. *pseudokochi* Mesezhn. Берриасский ярус. Зона *Praetollia taunsi*. Характерный вид аммонитов *Chetaites* sp. (см. табл. III, фиг. 8, 9).

Положение. Верхняя часть пачки 4Т.

**Слои** с фораминиферами *Gaudryinopsis* ex gr. *gerkei* (Scharovskaja).

Стратиграфический объем. Берриасский ярус. Характерный вид фоссилий – комплекс фо-

раминифер с *Gaudryinopsis* ex gr. *gerkei* (Scharovskaja).

Положение. Пачка 6Т.

### Биофациальный анализ

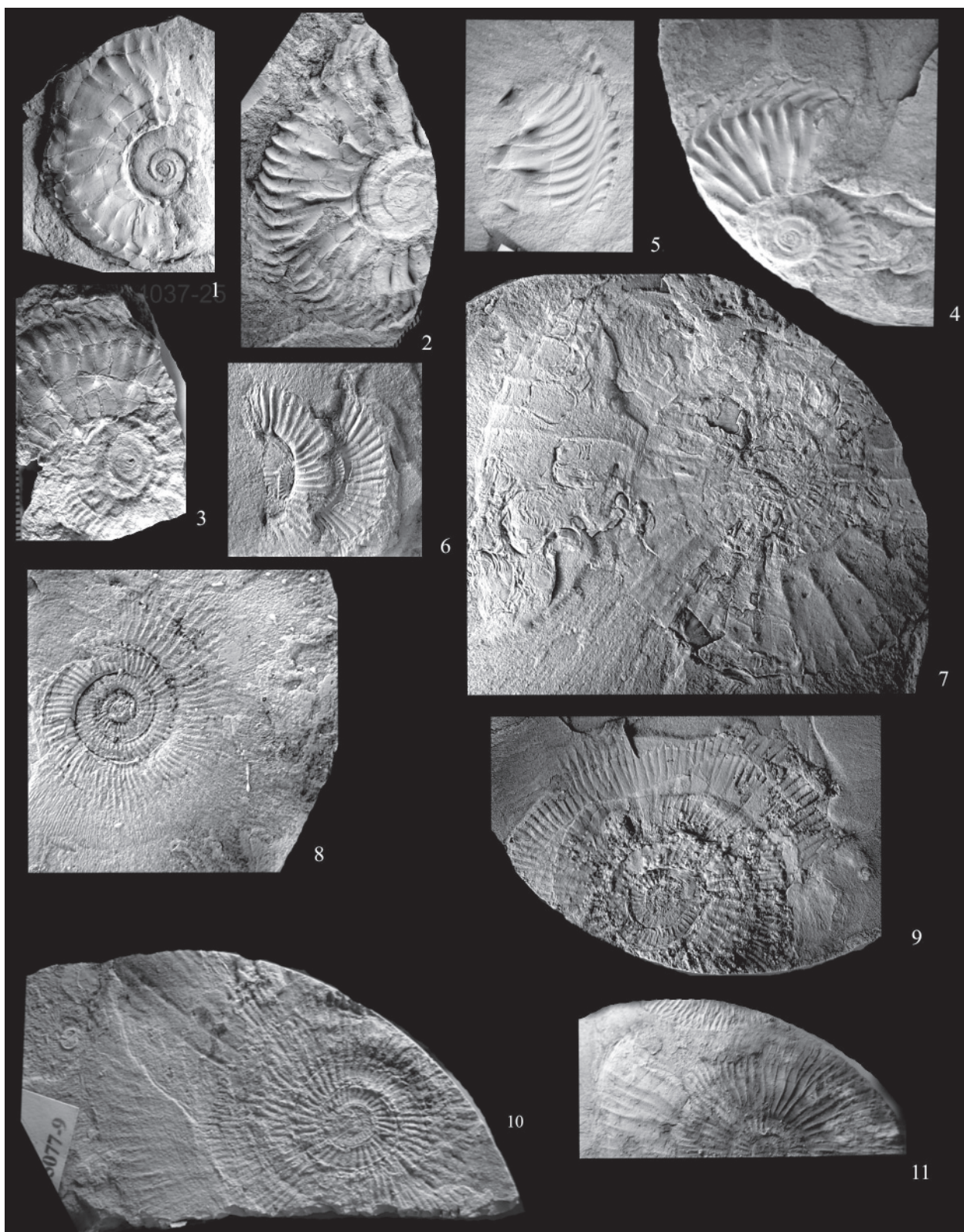
Разрез юры Ем-Еговского месторождения Шамского района состоит из конденсированных (5–10 м/млн лет) и сверхконденсированных (менее 5 м/млн лет) интервалов, разделенных стратиграфическими несогласиями [19].

В раннем и среднем келловее морские условия седиментации подтверждаются находками стеногалинной фауны, аммонитов и белемнитов, обильных комплексов фораминифер. Придонные воды хорошо аэрировались благодаря высокой подвижности вод. Дно находилось в зоне воздействия регулярных волн и было заселено богатыми сообществами микробентоса. Глубины составляли не более 10–15 м. Объем терригенного сноса превышал средние значения для юры Ем-Еговского месторождения (рис. 3).

В позднем келловее условия изменились незначительно. Снизились темпы поступления терригенного материала и уменьшилось количество реофильных форм. Седиментация в мелководноморских обстановках происходила при более спокойном гидродинамическом режиме.

В раннем оксфорде поступление терригенного материала сократилось до минимума, бентосные формы представлены исключительно комплексами микрофауны, обитавшей в условиях спокойного гидродинамического режима. Находки пелагической фауны, аммонитов и белемнитов указывают на стабильную морскую соленость вод.

В среднем оксфорде темпы седиментации резко увеличились и были максимальными в позднеюрское время. Резко увеличилось разнообразие



и количество бентосных организмов (фораминифер и ихнофоссилий). Находки реофильных двустворок указывают на преобладание обстановок морского мелководья. Присутствие разнообразных стеноглинных форм, аммонитов, двустворок и радиолярий подтверждает стабильную морскую соленость воды.

В конце среднего и позднем оксфорде разнообразие бентосной фауны заметно сокращается, она представлена комплексами агглютированных фораминифер. Находки раковин планктонных орга-

низмов также редки. Дно бассейна было покрыто водорослевыми образованиями – биогермами. Все это позволяет предположить обстановки крайнего морского мелководья. В позднем оксфорде море периодически отступало и бывшее дно покрывала наземная растительность. В интервале верхнего оксфорда и нижнего кимериджа установлены три поверхности субаэральной экспозиции [14].

Фаунистически обоснованные отложения раннего кимериджа установлены только в трех скважи-





## Таблица II

Все образцы изображены в натуральную величину, происходят из скважин Ем-Еговской площади, хранятся в эталонной палеонтологической коллекции ТННЦ (Тюмень)

**Фиг. 1–3.** *Cardioceras (Maltoniceras) bodeni* Maire: 1 – экз. 4037-25; абалакская свита, пачка 2А; средний оксфорд, зоны *Cardioceras densiplicatum*, *Cardioceras tenuiserratum*; 2 – экз. 4037-26, там же; 3 – экз. 4037-28, там же

**Фиг. 4.** *Amoeboceras (Amoebites) bayi* (Callomon Birkelund). Экз. 4452-16; абалакская свита, верхняя часть пачки 2А; нижний кимеридж, зона *Amoeboceras kitchini*

**Фиг. 5.** *Amoeboceras (Amoebites) sp. ind.* Экз. 4452-20; абалакская свита, верхняя часть пачки 2А; верхний оксфорд, зоны *Amoeboceras glosense*, *Amoeboceras serratum*, слои с *Amoeboceras rosenkrantzii*

**Фиг. 6.** *Dorsoplanites cf. flavus* Spath. Экз. 4452EE-10; тутлеймская свита, пачка 2Т; средневожский подъярус, зона *Dorsoplanites maximus*

**Фиг. 7.** *Dorsoplanites ex gr. maximus* Spath. Экз. 4452-13, там же

**Фиг. 8–9.** *Praechetaites tenuicostatus* (Shulgina): 8 – экз. 4037-3, тутлеймская свита, верхняя часть пачки 3Т; средневожский подъярус, зона *Epilaugeites vogulicus* и слои с *Laugeites ex gr. groenlandicus*; 9 – экз. 4037-4, там же

**Фиг. 10–11.** *Laugeites ex gr. groenlandicus* (Spath): 10 – экз. 5077-9, там же, 11 – экз. 5077EE-4, там же

нах. Комплексы фауны близки по составу к позднеоксфордским и, вероятнее всего, также населяли зону литорали.

Присутствие верхнего кимериджа, нижнего и нижней части средневожского подъяруса не подтверждается биостратиграфическими методами. Следовательно, перерыв седиментации на границе абалакской и тутлеймской свит, связанный с отступлением моря, составляет от нескольких зон до яруса и соответствует мезогиатусу или микрогиатусу [9].

В средневожское время на территории района вновь установился морской режим. От келловей-оксфордского моря волжское отличалось в целом более низкими темпами седиментации, высоким содержанием в осадках органического вещества, бедностью бентосной фауны, отсутствием следов биотурбации и появлением онихитов, конхиолиновых ручных крючьев колеоидей. Бедность бентосных сообществ, представленных только двумя родами двустворчатых моллюсков (*Buchia* и *Inoceramus*), переносящих дефицит кислорода, позволяет предположить частичную аноксию в придонных водах. Хорошая сохранность хитиновых по составу онихитов свидетельствует об аноксии в поверхностном слое осадка. Многочисленные находки аммонитов подтверждают стабильность морской солёности вод. Присутствие штормогенных прослоев указывает, что глубина бассейна была ниже базиса регулярных волн и выше зоны штормовых.

В начале поздневожского времени структура сообществ оставалась такой же, что и в средневожское, но частота встречаемости фоссилий уменьшилась в несколько раз. Присутствие в средней части верхневожского подъяруса зоны *Craspedites taimyrensis* не подтверждается биостратиграфическими данными. В терминальной юре и основании нижнего мела содержатся редкие раковины аммонитов и двустворчатых моллюсков, однако раковины стеногалинного микропланктона, радиолярий встречаются часто и указывают на стабильную морскую солёность вод бассейна. Онихиты имеют хорошую

сохранность, причиной которой являлись аноксидные условия на границе вода–осадок. В пограничных отложениях волжского и берриасского ярусов бентосная микрофауна (фораминиферы) встречается крайне редко. Этот стратиграфический интервал содержит массовые скопления раковин иноцерамид. Следовательно, выше поверхности осадка содержание растворенного в воде кислорода было достаточным для существования бентоса. Прослой с массовыми находками иноцерамид распространён регионально [7, 18] и может рассматриваться как стратиграфический репер.

Нижнемеловые отложения района исследований относятся к Фроловскому району, площадь которого незначительно отличается от Казым-Кондинского. В начале берриасского времени солёность вод понизилась. Состав фоссилий значительно изменился. Из состава фаунистических комплексов исчезли не только стеногалинные, но и большая часть форм, переносящих значительные колебания солёности. Очень редко встречаются раковины двустворок *Buchia*, становятся многочисленными фрагменты скелета и отпечатки рыб рода *Lycoptera*. Эти рыбы были широко распространены в мелководных водоемах Сибири, Китая и Монголии в конце юрского и начале мелового периодов. Также для берриаса характерны отпечатки многоклеточных водорослей. Хорошая сохранность хрупких фрагментов слоевищ бурых водорослей *Phaeorhysae* свидетельствует о слабой подвижности вод. Интервал обстановок их массового распространения (менее 20 м) указывает на глубины палеобассейна. Эпизодически встречаются ручные крючья колеоидей – онихиты. Найдены отпечатки насекомых, жуков, обитавших вблизи береговой линии. На близость береговой линии также указывают биогермы, которые сохранились в виде микробиальных известняков. Редкие находки бентосных фораминифер и периодическое обилие скелетов губок свидетельствует о хорошей аэрации придонных вод. Лимитирующим фактором для существования бентоса являлось, возможно, опреснение вод, не

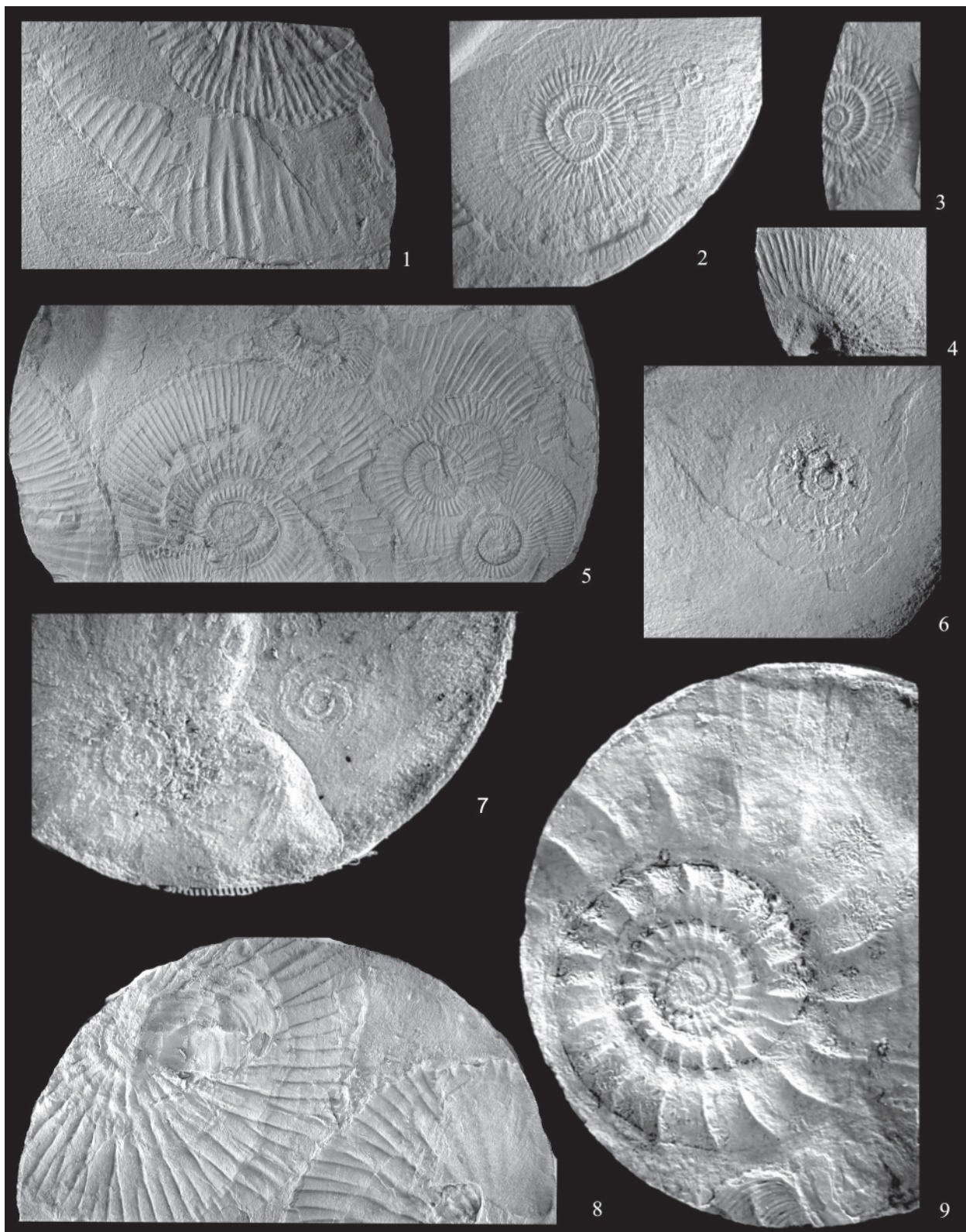


Таблица III

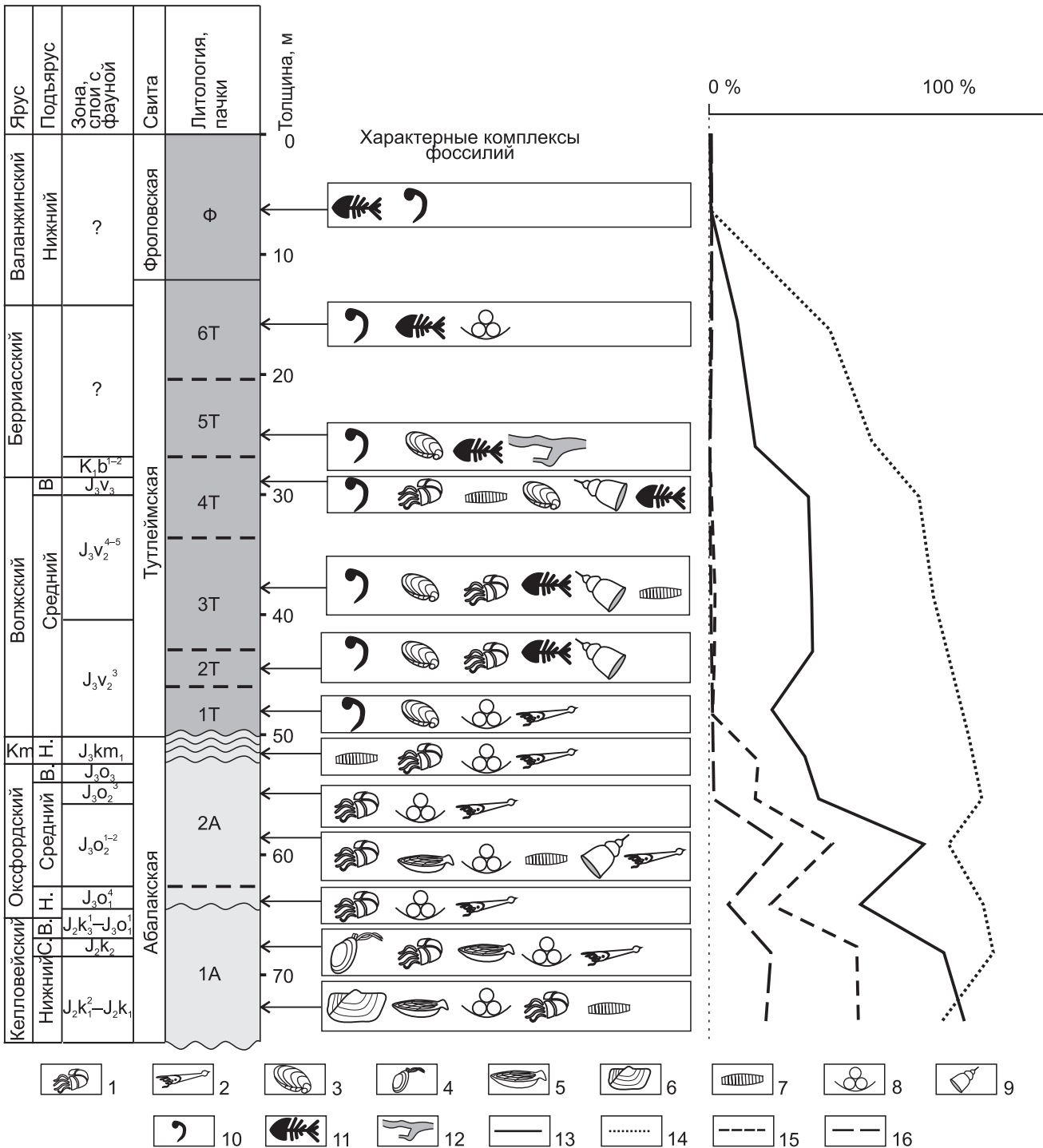
Все образцы изображены в натуральную величину, происходят из скважин Ем-Еговской площади, хранятся в эталонной палеонтологической коллекции ТННЦ (Тюмень)

**Фиг. 1–5.** *Epilaugeites vogulicus* Mesezh.: 1 – экз. 30053-7; тутлеймская свита, верхняя часть пачки 3Т; средневожжский подъярус, зона *Epilaugeites vogulicus* и слои с *Laugeites* ex gr. *groenlandicus*; 2 – экз. 30053-7, там же; 3 – экз. 30053-9, там же; 4 – экз. 30053-11, там же; 5 – экз. 30053-10, там же

**Фиг. 6–7.** *Kachpurites* sp. ind.: 6 – экз. 5521-7; тутлеймская свита, нижняя часть пачки 4Т; верхневожжский подъярус, зона *Craspedites okensis*; 7 – экз. 5521-8, там же

**Фиг. 8–9.** *Chetaites* sp.: 8 – экз. 4037-2; тутлеймская свита, верхняя часть пачки 4Т, верхневожжский ярус, слои с *Schulginites* cf. *pseudokochi* Mesezhn., берриасский ярус, зона *Praetollia maunci*; 9 – экз. 5521-1, там же





**Рис. 3.** Комплексы индикаторных групп фауны и условия седиментации юры и нижнего мела Ем-Еговского месторождения

1 – аммониты; 2 – белемниты; 3–7 – двустворчатые моллюски: 3 – *Buchia*, 4 – *Pleuromya*, *Meleagrinnella*, 5 – *Camptonectes*, *Entoleum*, 6 – *Grammatodon*, 7 – *Inoceramidae*; 8 – фораминиферы; 9 – радиолярии; 10 – онихиты, 11 – фрагменты скелетов рыб; 12 – отпечатки водорослей; количественное соотношение в составе ориктоценоза фауны, относящихся к различным экологическим группам: 13 – бентосных форм, 14 – стеногалинных форм, 15 – оксифильного бентоса, 16 – реофильного бентоса

допускавшее обитания стеногалинных форм. Восточнее, в Приобско-Надымском районе сохранялись относительно стабильными морская соленость вод и глубина [12].

В начале фроловского времени (валанжинский век) морские формы, в том числе и переносящие опреснение, отсутствуют. Бассейн продолжал су-

ществовать, его населяли рыбы, фрагменты скелета которых часто встречаются в фроловской свите. Однако его воды были, вероятно, пресными или солоноватыми. Акватории были отделены от Западно-Сибирского моря барьером, проходящим приблизительно по восточной границе Фроловского района.

## Выводы

1. Литолого-палеонтологические исследования керн позволили обосновать зональное расчленение разреза, уточнить возрастные датировки и стратиграфический объем пачек абалакской и тутлеймской свит, определить условия осадконакопления.

2. Результаты лито- и биофациальных исследований позволили реконструировать палеогеографию района. В келловейское время формирование отложений происходило в мелководно-морских обстановках в условиях интенсивной гидродинамики. В оксфордском веке преобладали морские условия с небольшими глубинами, более спокойным гидродинамическим режимом и в целом меньшими скоростями терригенной седиментации, чем в келловейское время. В среднем оксфорде темпы осадконакопления резко увеличились. В позднем оксфорде – начале кимериджа бассейн стал крайне мелководным, море периодически отступало и бывшее дно покрывалось наземной растительностью. В кимеридже, ранневолжском времени и начале средневолжского на территории района преобладали условия ненакопления осадка или денудации. В средневолжское время на территории Казым-Кондинского района установился морской режим. Глубина моря была в пределах глубин воздействия штормовых волн. В придонных водах возникали условия дефицита кислорода, ограничивающие существование бентосных сообществ. В поздневолжское время фиксируется эпизод ненакопления осадка в зональный момент *Craspedites taimyrensis*. В завершении волжского времени существовал морской бассейн со стабильной соленостью, спокойной гидродинамикой, дефицитом кислорода в придонных обстановках. С началом мелового периода соленость вод стала нестабильной, предполагается опреснение; морская фауна на протяжении барриаса постепенно исчезала. Увеличилась скорость поступления осадка, преимущественно пелитового состава. Предполагается изоляция акваторий в результате возникновения барьера приблизительно на восточной границе Казым-Кондинского (Фроловского для раннего мела) района, отделявшего его от Западно-Сибирского бассейна.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00130), а также является вкладом в проект ФНИ № 0331-2019-0004.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алифиров А. С., Меледина С. В. Келловейские аммониты Западной Сибири: хронология и хорология // Новости палеонтологии и стратиграфии. – 2010. – Вып. 14. – С. 61–84.

2. Белякова Г. А., Дьяков Ю. Т., Тарасов К. Л. Ботаника. В 4 т. Т. 1. Водоросли и грибы. – М.: Изд. центр «Академия», 2006. – 320 с.

3. Галеркина С. Г. К стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений низовья Оби // Гео-

логия и нефтеносность запада Западно-Сибирской низменности. – Л.: Гостоптехиздат, 1959. – С. 93–109.

4. Глинских Л. А., Никитенко Б. Л., Шурыгин Б. Н. Юра Западной Сибири – абалакская свита (палеонтологическая характеристика, лито- и био-стратиграфия) // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 7. – С. 1059–1078.

5. Грабовская Ф. Р., Жуков В. В., Заграновская Д. Е. Строение и условия формирования баженновского горизонта Пальяновской площади Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. – 2018. – № 3. – С. 195–206.

6. Даин Л. Г. Фораминиферы верхнеюрских отложений Западной Сибири. – Л.: Недра, 1972. – 272 с.

7. Захаров В. А., Турбина А. С. Раннеэокомские иноцерамиды Северной Сибири и их роль в донных сообществах // Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 23–36.

8. Захаров В. А., Шурыгин Б. Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики. – Новосибирск: Наука, 1978. – 225 с.

9. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации / Е. Ю. Барабошкин, А. Б. Веймарн, Л. Ф. Копаевич, Д. П. Найдин. – М.: МГУ, 2002. – 163 с.

10. К методике палеоэкологических конструкций меловых бассейнов Западной Сибири по фораминиферам и остракодам / З. И. Булатова, С. П. Булынникова, Э. Н. Кисельман, М. А. Решетникова // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. – М.: Наука, 1975. – С. 165–169.

11. Киприянова Ф. В. К методике палеоэкологических исследований бентосных фораминифер Западной Сибири // Экология юрской и меловой фауны Западно-Сибирской равнины. – Тюмень: Зап-СибНИГНИ, 1981. – С. 3–13.

12. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде / А. Э. Конторович, С. В. Ершов, В. А. Казаненков и др. // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 5–6. – С. 745–776.

13. Палеоэкологические классификации двустворчатых моллюсков и гастропод / В. А. Захаров, В. Я. Санин, Б. Н. Шурыгин, А. Л. Бейзель // Условия существования мезозойских морских бореальных фаун. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 4–7.

14. Признаки субаэральной экспозиции на границе абалакской и тутлеймской свит / А. С. Потапова, А. П. Вилесов, К. Н. Чертина и др. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2018. – № 11. – С. 14–19.

15. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003) / под ред. Ф. Г. Гурари. – Новосибирск: СНИИГТИМС, 2004. – 148 с.





16. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Б. Н. Шурыгин, Б. Л. Никитенко, В. П. Девятов и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 476 с.

17. **Стратиграфия** и палеогеография мезозойско-кайнозойского чехла Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) / Э. О. Амон, В. П. Алексеев, А. Ф. Глебов и др. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. – 257 с.

18. **Стратификация** и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения и ГИС / И. В. Панченко, В. Д. Немова, М. Е. Смирнова и др. // Геология нефти и газа. – 2016. – № 6. – С. 22–34.

19. **Строение** келловей и верхней юры Ем-Еговского месторождения (Западная Сибирь) / В. А. Маринов, А. С. Алифиров, А. И. Кудаманов, В. А. Бумагина // Интерэкспо ГЕО-Сибирь: XV Международ. науч. конгр. (Новосибирск, 24–26 апреля 2019 г.): Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология». Т. 2. – Новосибирск: СГУГиТ, 2019. – С. 87–94.

20. **Хафаева С. Н.** Особенности фациальной дифференциации сообществ фораминифер раннего мела (берриас – готерив) Усть-Енисейского бассейна // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 9. – С. 1404–1414.

21. **Штормогенные** отложения в баженовской свите Фроловской мегавпадины / Е. В. Щепетова, И. В. Панченко, Е. Ю. Барабошкин и др. // Эволюция осадочных процессов в истории Земли: матер. VIII Всерос. литол. совещ. – М., 2015. – С. 312–314.

22. **Alifirov A. S., Beisel A. L., Meledina S. V.** The Callovian and Late Jurassic ammonite-based chronostratigraphy of West Siberia: important findings, biostratigraphic review, and basin correlation West Siberia-South England // *Swiss Journal of Palaeontology*. – 2016. – Vol. 135, no. 1. – P. 11–21.

23. **Meledina S. V., Alifirov A. S., Aleinikov A. N.** Zonal stratigraphy and biogeography of the West Siberian Oxfordian based on ammonites // *Russian Geology and Geophysics*. – 2014. – Т. 55, no. 10. – P. 1205–1218.

## REFERENCES

1. Alifirov A.S., Meledina S.V. [Callovian ammonites of West Siberia: chronology and chorology]. *Novosti paleontologii i stratigrafii*, 2010, iss. 14, pp. 61–84. (In Russ.).

2. Belyakova G.A., Dyakov Yu.T., Tarasov K.L. *Vodorosli i griby. Botanika. T. 1.* [Algae and fungi. Botany. Vol. 1]. Moscow, Akademiya Publ. Center, 2006. 320 p. (In Russ.).

3. Galerkina S.G. [To the stratigraphy of Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the Ob lower reach].

*Geologiya i negtenosnost zapada Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Geology and petroleum potential of the west of the West Siberian Lowland]. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 1959, pp. 93–109. (In Russ.).

4. Glinskikh L.A., Nikitenko B.L., Shurygin B.N. [The Jurassic of West Siberia – Abalak Formation (paleontological characteristics, litho- and biostratigraphy)]. *Geologiya i geofizika*, 1999, vol. 40, no. 7, pp. 1059–1078. (In Russ.).

5. Grabovskaya F.R., Zhukov V.V., Zagranovskaya D.E. [Structure and formation conditions of the Bazenovo Horizon in the Palyanovo area, West Siberia]. *Litologiya i poleznye iskopaemye – Lithology and Mineral Resources*, 2018, no. 3, pp. 195–206. (In Russ.).

6. Dain L.G. *Foraminifery verkhneyurskikh otlozheniy Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera of the Upper Jurassic of West Siberia]. Leningrad, Nedra Publ., 1972. 272 p. (In Russ.).

7. Zakharov V.A., Turbina A.S. [Early Neocomian Inoceramids of North Siberia and their role in benthic communities]. *Usloviya sushchestvovaniya mezozoykskikh morskikh borealnykh faun* [Habitat Environments of Mesozoic Marine Boreal Faunas]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1979, pp. 23–36. (In Russ.).

8. Zakharov V.A., Shurygin B.N. *Biostratigrafiya, fatsii i stratigrafiya sredney yury Sovetskoy Arktiki* [Biostratigraphy, facies and stratigraphy of the Middle Jurassic of Soviet Arctic]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1978. 225 p. (In Russ.).

9. Baraboshkin E.Yu., Veymarn A.B., Kopaevich L.F., Naidin D.P. *Izucheniye stratigraficheskikh pere-ryvov pri proizvodstve geologicheskoy syemki. Metodicheskiye rekomendatsii* [Study of stratigraphic Hiatuses when geologic survey: Methodic guidelines]. Moscow, State University Publ., 2002. 163 p. (In Russ.).

10. Bulatova Z.I., Bulynnikova S.P., Kiselman E.N., Reshetnikova M.A. [To the methods of paleoecological reconstructions of Cretaceous basins in West Siberia based on foraminifers and ostracods]. *Obraz zhizni i zakonornosti rasseleniya sovremennoy i iskopaemoy fauny* [Habit of Life and Regularities of Dispersal of Recent and Fossilized Microfauna]. Moscow, Nauka Publ., pp. 165–169. (In Russ.).

11. Kipriyanova F.V. [To the method of paleoecological investigations of benthic foraminifera in West Siberia]. *Ekologiya yurskoy i melovoy fauny Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Ecology of the Jurassic and Cretaceous fauna of the West Siberian Lowland]. Tyumen, ZapSibNIGNI Publ., 1981, pp. 3–13. (In Russ.).

12. Kontorovich A.E., Ershov S.V., Kazanenkov V.A., et al. Cretaceous paleogeography of the West Siberian sedimentary Basin. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, vol. 55, no. 5–6, pp.582–609.

13. Zakharov V.A., Sanin V.A., Shurygin B.N., Beizel A.L. [Paleoecological classifications of bivalves and gastropods]. *Usloviya sushchestvovaniya mezozoykskikh morskikh borealnykh faun* [Habitat Environments of Mesozoic Marine Boreal Faunas]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1979, pp. 4–7. (In Russ.).



14. Potapova A.S., Vilesov A.P., Chertina K.N., et al. [Signs of the subaerial exposition at the border of Abalaskaya and Tutleimskaya (Bazhenovskaya) Suite]. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy – Geology, Geophysics and Development of Oil and Gas Fields*, 2018, no. 11, pp. 14–19. (In Russ.).
15. Gurari F.G., ed. *Resheniye 6-go Mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo soveshchaniya po rassmotreniyu i prinyatiyu utochnennykh stratigraficheskikh skhem mezozoyskikh otlozheniy Zapadnoy Sibiri (Novosibirsk, 2003)* [Decision of the 6<sup>th</sup> Interdepartmental Stratigraphic Meeting on the consideration and adoption of refined stratigraphic schemes of Mesozoic deposits of West Siberia (Novosibirsk, 2003)]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2004. 148 p. (In Russ.).
16. Shurygin B.N., Nikitenko B.L., Devyatov V.P., et al. *Stratigrafiya neftegazonosnykh basseynov Sibiri. Yurskaya sistema* [Stratigraphy of petroleum basins in Siberia. The Jurassic System]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2000. 476 p. (In Russ.).
17. Amon E.O., Alekseev V.P., Glebov A.F., et al. *Stratigrafiya i paleogeografiya mezozoysko-kainozoy-skogo chekhla Shaimskogo neftegazonosnogo raiona (Zapadnaya Sibir)* [Stratigraphy and paleogeography of the Mesozoic and Cenozoic sedimentary cover of the Shaim oil and gas region (Western Siberia)] Yekaterinburg, Ural State Mining University Publishing House, 2010. 257 p. (In Russ.).
18. Panchenko I.V., Nemova V.D., Smirnova M.E., et al. [Stratification and detailed correlation of the Bazhenovskiy Horizon in the central part of the Western Siberia according to lithological and paleontological core analysis and well logging]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 2016, no. 6, pp. 22–34. (In Russ.).
19. Marinov V.A., Alifirov A.S., Kudamanov A.I., Bumagina V.A. [Structure of the Callovian and Upper Jurassic of the Em-Egovskoye field (West Siberia)]. *Nedropolzovaniye. Gornoye delo. Napravleniya i tekhnologii poiska, razvedki i razrabotki mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh. Ekonomika. Geoekologiya. T. 2* [Subsurface management. Mining. Directions and technologies of prospecting, exploration and development of mineral deposits. Economics. Geoecology. Vol. 2]. Novosibirsk, 2019, pp. 87–94. (In Russ.).
20. Khafaeva S.N. Specific facies differentiation of Early Cretaceous (Berriasian–Hauterivian) Foraminifer communities in the Ust-Yenisei Basin. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, vol. 55, no. 9, pp. 1113–1121.
21. Shchepetova E.V., Panchenko I.V., Baraboshkin E.Yu., et al. [Storm deposits in the Bazhenov Formation of the Frolovskaya megadepression]. *Materialy VIII Vserossiyskogo litologicheskogo soveshchaniya* [Materials of 8<sup>th</sup> All-Russian Lithological Conference]. Moscow, 2015, pp. 312–314. (In Russ.).
22. Alifirov A.S., Beisel A.L., Meledina S.V. The Callovian and Late Jurassic ammonite-based chronostratigraphy of West Siberia: important findings, biostratigraphic review, and basin correlation West Siberia–South England. *Swiss Journal of Palaeontology*, 2016, vol. 135, no. 1, pp. 11–21.
23. Meledina S.V., Alifirov A.S., Aleynikov A.N. Zonal stratigraphy and biogeography of the West Siberian Oxfordian based on ammonites. *Russian Geology and Geophysics*, 2014, vol. 55, no. 10, pp. 1205–1218.

© В. А. Маринов, А. С. Алифиров, В. А. Бумагина,  
А. Е. Игольников, А. И. Кудаманов, Э. Б. Авраменко,  
М. А. Грищенко, М. Д. Смышляева, 2021

## НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ И ФОРАМИНИФЕРАМ АЛЬБА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В. М. Подобина

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

В разрезе скважины, пробуренной на Северной площади в Западной Сибири, обнаружены фораминиферы и остракоды, сходные с самотлорскими среднего и верхнего альба. Вмещающие породы – морские фации ханты-мансийского горизонта, распространенные в северном палеобиогеографическом районе Западно-Сибирской провинции. Фораминиферы среднего альба в этом районе установлены как комплекс с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*; верхнего альба – как комплекс с *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis*. Слои с этими комплексами определены как фораминиферовые зоны альбского яруса, относящегося к среднему отделу меловой системы.

**Ключевые слова:** фораминиферы, ханты-мансийский горизонт, средний, верхний альб, Западная Сибирь.

## NEW DATA ON BIOSTRATIGRAPHY AND FORAMINIFERA OF THE ALBIAN IN WEST SIBERIA

V. M. Podobina

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

Foraminifera and ostracods similar to the Samotlor ones of the Middle and Upper Albian were found in the section of a newly drilled well in the Severnaya area of West Siberia. Host rocks are marine facies of the Khanty-Mansikian horizon, distributed in the northern paleobiogeographic district of the West Siberian Province. Foraminifera of the Middle Albian in this district are identified as the assemblage with *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*; the Upper Albian ones – the assemblage with *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis*. Layers with these assemblages are identified as foraminiferal zones of the Albian stage, belonging to the middle series of the Cretaceous System.

**Keywords:** foraminifera, Khanty-Mansikian horizon, Middle, Upper Albian, West Siberia.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-2-17-23

Альбские отложения, выделяемые в ханты-мансийском горизонте покурского надгоризонта, на большей части территории Западной Сибири представлены континентальными фациями. В Зауралье впервые в этом горизонте обнаружены морские отложения с агглютированными кварцево-кремнистыми и единичными секреционно-известковыми раковинами фораминифер [2]. Восточнее Зауралья на Самотлорской площади автором изучены также морские фации ханты-мансийского горизонта, в которых присутствуют обильные фораминиферы средне- и позднеальбского возраста [4]. Самотлорские фораминиферы по видовому составу сходны с зауральскими, но менее разнообразны и грубозернисты. Секреционно-известковые формы на Самотлорской площади в разрезах альба не обнаружены. В северном направлении в четырех разрезах скважин Южно-Русской площади в ханты-мансийском горизонте также определены характерные виды фораминифер, но в отличие от вышеуказанных по этим организмам установлены все три подъяруса альба. Южнорусские фораминиферы разнообразнее по систематическому составу и лучшей сохранности по сравнению с самотлорскими.

На п-ове Ямал в разрезе Малыгинской скв. 50 и др. исследованные фораминиферы еще лучшей

сохранности, весьма разнообразны, особенно среднеальбские комплексы [6].

В последнее время исследованы подобные самотлорские фораминиферы в отложениях северного района разреза Северной скв. 1414 (12к). Здесь отобраны образцы керна, в которых выделены остракоды и фораминиферы. Последние агглютированные, в основном грубозернистые, недостаточно хорошей сохранности. Среди них определены виды, характерные для среднего и верхнего альба Западной Сибири.

По исследуемым фораминиферам из разреза Северной площади, как ранее из разрезов Самотлорской, определяется южная граница распространения альбской бореальной трансгрессии. Все исследованные разрезы скважин (начиная с указанных площадей на юге и на севере п-ова Ямал) находятся на территории, относящейся к северному палеобиогеографическому району Западно-Сибирской провинции [5, 9].

### Краткие сведения по биостратиграфии и фораминиферам альба Западной Сибири

Альбские отложения на большей части территории Западной Сибири представлены континентальными фациями ханты-мансийского горизонта покурского надгоризонта. В Зауралье (западный



район) З. И. Булатовой [2] были впервые исследованы морские альбские отложения, в которых обнаружены преимущественно агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы и единично – известковые.

З. И. Булатова [2] детально изучила фораминиферы и биостратиграфию альба Зауралья, выделив по этим остаткам ряд микрофаунистических зон и подзон. Сведения по альбу отдельных скважин п-ова Ямал известны по работе В. А. Захарова и др. [3]. Э. О. Амоном [1] обобщены все известные сведения по литологии ханты-мансийской свиты и учтены известные в Зауралье комплексы альбских фораминифер. Также в [1] приведены ранее опубликованные данные многих авторов по остаткам макро- и микрофауны.

По данным В. М. Подобиной [4, 6], в разрезах скважин Самотлорской и в последнее время Северной площадей установлено распространение морских фаций альба и, соответственно, бореальной трансгрессии до широтного течения р. Обь и далее на востоке – до р. Вах. Многие виды фораминифер, обнаруженные автором в разрезах Самотлорской, Северной, Южно-Русской и других площадей, являются характерными для альбской формации северных территорий Аляски [10] и Канады [11].

Западно-Сибирская провинция подразделяется на ряд палеобиогеографических районов [4, 9]. Зауралье отнесено к западному району, а часть Западной Сибири, расположенная севернее широтного течения р. Обь (включая Самотлорскую и Северную площади) – к северному. На Самотлорской площади В. М. Подобиной впервые изучены морские отложения ханты-мансийского горизонта. В них обнаружены обильные комплексы агглютинированных фораминифер средне- и позднеальбского возраста. При их сравнении с комплексами Зауралья отмечено некоторое сходство по родовому и видовому составу. В противоположность зауральским формам фораминиферы на Самотлорской и Северной площадях почти все грубозернистые, худшей сохранности и менее разнообразного систематического состава. Однако, исследуя их, можно установить некоторые общие виды с зауральскими, ямальскими и североалаяскими. Это позволило наметить по разрезу ханты-мансийского горизонта изучаемых площадей только два альбских комплекса фораминифер с видами-индексами. В последней региональной стратиграфической схеме [7] альба Западной Сибири указывается, что вид *Verneuilinoides borealis* Tarran *assanoviensis* (Zaspelova) является характерным для всего альба. В то же время в этой схеме он установлен как один из видов-индексов для среднего и верхнего альба совместно с разными видами рода *Ammosiphonia* He, 1977. Но этот род известен из более древних триасовых отложений Китая, распространен в южной палеобиогеографической провинции и поэтому не может быть использован для биостратиграфии

альба северного района Западно-Сибирской, входящей вместе с Канадской провинцией в состав Арктической палеобиогеографической области. Для альбских отложений этой области характерен род *Ammotium* Loeblich et Tarran, обладающий агглютинированной кварцево-кремнистой стенкой. Вид этого рода *A. braunsteini* (Cushman et Applin) найден в отложениях верхнего альба северного района и может быть первым видом-индексом для данной части разреза совместно с *Verneuilinoides borealis* Tarran *assanoviensis* (Zaspelova). З. И. Булатова [2] выделила верхнеальбскую зону с видом-индексом *V. borealis* (Tarran) *assanoviensis* (Zaspelova), что совпадает с мнением В. М. Подобиной [5]. Таким образом, *Ammotium braunsteini* (Cushman et Applin) определяется как первый вид-индекс верхнеальбского биостратона.

При установлении систематического положения отдельных таксонов, кроме морфологических особенностей, уточнялось их стратиграфическое, палеогеографическое и палеобиогеографическое распространение. В частности, сравнение родов и видов проводилось с теми таксонами, которые обнаружены в терригенных фациях единых биохорий. В данном случае альбские западносибирские роды и виды сравнимы со сходными формами Канадской провинции. Некоторые виды по морфологии раковин несколько отличались от канадских и поэтому установлены как их географические подвиды или новые виды, однако есть и общие альбские виды. Фораминиферы подобного облика и состава обычно обитали в мелководной или прибрежно-мелководной обстановке относительно холодноводного бассейна, связанного с Арктикой.

Трансгрессия распространилась с севера и покрыла Зауралье с начала альбского века, поскольку это наиболее углубленная территория Западной Сибири. На Самотлорской и Северной площадях по комплексам фораминифер, как указывалось, выделены только средне- и верхнеальбские подъярусы. Видимо, нижнеальбские отложения здесь представлены континентальными фациями, как и на остальной (южной) территории Западной Сибири.

Находки фораминифер из образцов керна пробуренных разрезов скважин п-ова Ямал дали возможность расширить сведения о распространении морских отложений альба в северном палеобиогеографическом районе.

Во всех четырех разрезах скважин площадей п-ова Ямал (Малыгинской 50, Западно-Тамбейской 124 и Северо-Тамбейских 201, 205) исследованы сходные по систематическому составу фораминиферы, которые объединены в один наиболее распространенный среднеальбский комплекс с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*. По сравнению с альбскими комплексами Зауралья [2] ямальские, южнорусские, самотлорские комплексы и комплексы из разреза Северной площади обеднены по видовому составу. Однако ямальские



раковины фораминифер лучшей сохранности и среди них обнаружены представительные экземпляры секретионно-известковых форм [6].

В верхних слоях ханты-мансийского горизонта в разрезах Южно-Русской площади (скв. 124, Западно-Тамбейская площадь, п-ов Ямал) установлен позднеальбский комплекс фораминифер, в котором присутствуют виды-индексы родов *Ammotium* и *Verneuillinoidea*.

**Биостратиграфия и фораминиферы альба Северной площади**

Фораминиферы альба обнаружены в разрезе скв. 1414 (12к) и относятся к двум комплексам: **среднеальбскому** – комплекс с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*, **верхнеальбскому** – комплекс с *Ammotium braunsteini*, *Verneuillinoidea borealis assanoviensis*. Включающие их породы состоят из серых плотных алевролитов ханты-мансийской свиты одноименного горизонта, входящего в состав покурского надгоризонта.

**Ханты-мансийский горизонт**

**Альбский ярус ( $K_2al$ )**

В разрезе скв. 1414 (12к) исследованы пять образцов керна, состоящих из серых плотных алевролитов ханты-мансийской свиты одноименного горизонта.

Обработанные образцы из инт. 1495,50–1347,50 м могут быть подразделены по системати-

ческому составу вмещаемых фораминифер на два интервала: 1495,50–1448,50 и 1389,50–1347,50 м. Фораминиферы в них различаются по систематическому составу. При изучении двух образцов из первого интервала обнаружены фораминиферы, характерные для среднего альба, а в трех образцах из второго – позднеальбские.

**Средний подъярус ( $K_2al_2$ )**

В двух образцах из инт. 1495,50–1448,50 м, состоящих из темно-серых и серых алевролитов, обнаружены разнообразные агглютированные фораминиферы. Во втором образце (гл. 1463,68 м) систематический состав фораминифер сравнительно разнообразен по сравнению с первым (гл. 1489,01 м). Раковины в этих образцах удовлетворительной сохранности, обладают кварцево-кремнистой, средне- и крупнозернистой стенкой. Количественно преобладают округлые шаровидные и несколько уплощенные формы. Установлен среднеальбский комплекс фораминифер с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*. В сводном комплексе из двух образцов определены следующие виды: *Saccamina sphaerica* M. Sars, *Reophax troyeri* Tappan, *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides* aff. *variabilis* Podobina, *H. topagorukensis* Tappan, *Ammomarginulina obscura* (Loeblich), *Ammobaculites fragmentarius* Cushman, *Spiroplectamina cognata* Podobina, *Pseudoverneuillina albica* Podobina, *Gaudryinopsis* cf. *filiformis*

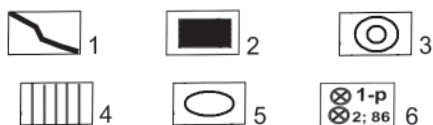
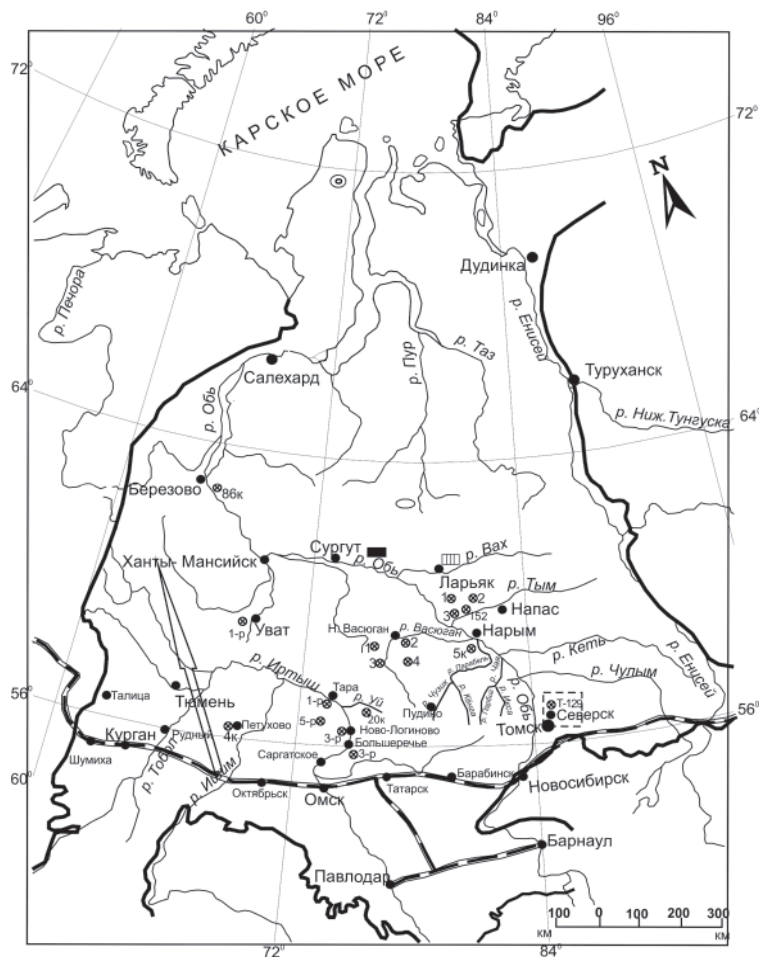


Схема расположения исследованных разрезов скважин

1 – граница Западно-Сибирской равнины; площади: 2 – Самотлорская, 3 – п-ова Ямал, 4 – Северная, 5 – Южно-Русская; 6 – скважины разной глубины





**Таблица I.** Комплекс альбских фораминифер с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*. Западная Сибирь, Северная площадь, скв. 1414 (12к), инт. 1495,50–1480,50 м, гл. 1489,01 м; ханты-мансийский горизонт, средний альб

1 – *Saccamina sphaerica* M. Sars; 2 – *Ammodiscus* aff. *rotalarius* Loeblich et Tappan; 3 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 4 – *Haplophragmoides* aff. *variabilis* Podobina; 5 – *Ammomarginulina obscura* (Loeblich); 6, 7 – *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* Cushman; 8 – *Spiroplectammina cognata* Podobina; 9–11 – *Gaudryinopsis* cf. *filiformis* (Berthelin); 12–15 – *G. improvisus* (Bulatova); 16–17 – *Trochammina reinwateri* Cushman et Applin



**Таблица II.** Комплекс альбских фораминифер с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*. Западная Сибирь, Северная площадь, скв. 1414 (12к), инт. 1466,50–1448,50 м, гл. 1463,68 м; ханты-мансийский горизонт, средний альб

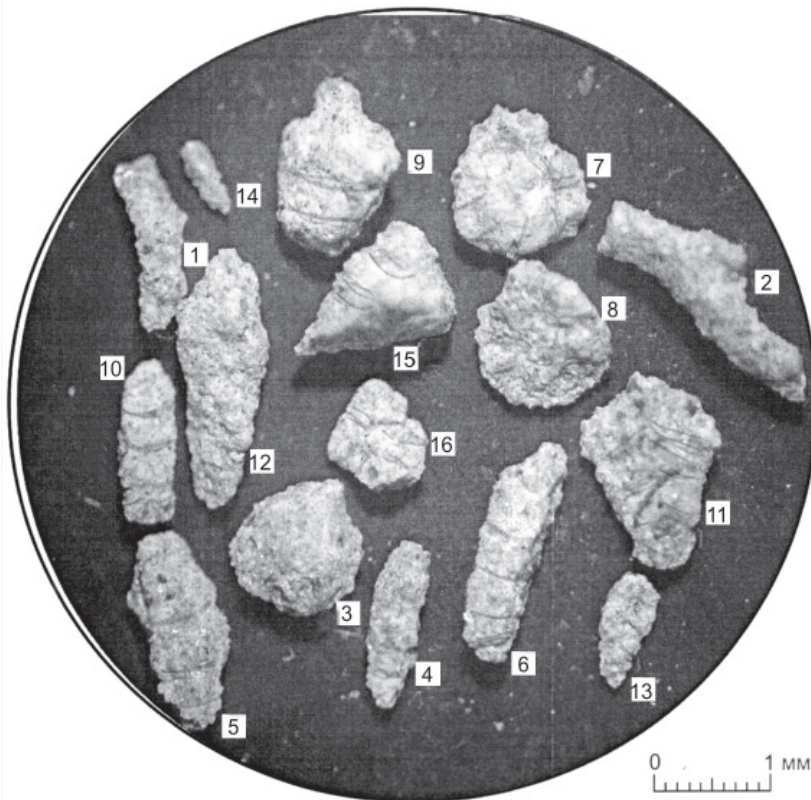
1 – *Saccamina sphaerica* M. Sars; 2–4 – *Reophax troyeri* Tappan; 5–7 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 8 – *Spiroplectammina cognata* Podobina; 9–10 – *Pseudoverneuilina albica* Podobina; 11 – *Gaudryinopsis* cf. *filiformis* (Berthelin); 12–13 – *Trochammina* cf. *reinwateri* Cushman et Applin

(Berthelin), *G. improvisus* (Bulatova), *Trochammina reinwateri* Cushman et Applin. В среднеальбском комплексе, кроме видов-индексов *Ammobaculites fragmentarius* Cushman и *Gaudryinopsis filiformis* (Berthelin), характерны *Spiroplectammina cognata* Podobina и *Pseudoverneuilina albica* Podobina. Все раковины этих видов присутствуют единично, однако на их основании возраст вмещающих отложений определен как среднеальбский (см. рисунок, табл. I, II).

#### **Верхний подъярус (K<sub>2</sub>al<sub>3</sub>)**

В трех образцах из инт. 1389,50–1347,50 м (гл. 1389,05 м, 1384,61 м, 1352,05 м соответственно) обнаружены фораминиферы и остракоды. Вмещающие породы состоят из темно-серых и серых плотных алевролитов. Фораминиферы имеют агглютированную кварцево-кремнистую стенку, состоящую из средне- и крупнозернистого агглютината, в основном кварца. В стенке единичных раковин можно видеть вкрапления черных мелких





**Таблица III.** Комплекс альбских фораминифер с *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis*. Западная Сибирь, Северная площадь, скв. 1414 (12к), инт. 1389,50–1381,50 м, гл. 1389,05 м; ханты-мансийский горизонт, верхний альб  
1–2 – *Rhizammina indivisa* Brady; 3 – *Saccamina sphaerica* M. Sars; 4–6 – *Reophax troyeri* Tappan; 7–8 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 9 – *Pseudobolivina* cf. *contorta* Bulatova; 10 – *Ammobaculites* cf. *fragmentarius* Cushman; 11 – *Spiroplectammina cognata* Podobina; 12 – *Verneuilinoides borealis* Tappan *assanoviensis* (Zaspelova); 13 – *Gaudryinopsis improvisus* (Bulatova); 14 – *G.* cf. *filiformis* (Berthelin); 15 – *Pseudoverneuilina albica* Podobina; 16 – *Trochammina umiataensis* Tappan



**Таблица IV.** Комплекс альбских фораминифер с *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis*. Западная Сибирь, Северная площадь, скв. 1414 (12к), инт. 1365,50–1347,50 м, гл. 1352,05 м; ханты-мансийский горизонт, верхний альб  
1 – *Psammospaera fusca* Schultze; 2 – *Reophax troyeri* Tappan; 3 – *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina; 4–5 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 6 – *Haplophragmoides* aff. *topagorukensis* Tappan; 7 – *Pseudobolivina* cf. *contorta* Bulatova; 8 – *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* Cushman; 9–10 – *Ammotium braunsteini* (Cushman et Applin); 11–12 – *Miliammina* cf. *manitobensis* Wickenden; 13–15 – *Gaudryinopsis* cf. *improvisus* (Bulatova); 16–17 – *Trochammina* cf. *reinwateri* Cushman et Applin

пластинок обуглившегося растительного детрита. Грубозернистая стенка и детрит в ней указывают на мелководно-прибрежные условия обитания обнаруженных фораминифер и остракод. В составе обобщенного позднеальбского комплекса фораминифер с *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis* определены следующие виды: *Rhizammina indivisa* Brady, *Psammospaera fusca*

Schultze, *Saccamina sphaerica* M. Sars, *Reophax troyeri* Tappan, *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina, *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan, *Pseudobolivina* cf. *contorta* Bulatova, *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* Cushman, *Ammotium braunsteini* (Cushman et Applin), *Miliammina* cf. *manitobensis* Wickenden, *Gaudryinopsis* cf. *improvisus* (Bulatova), *Verneuilinoides borealis*



Tappan *assanoviensis* (Zaspelova), *Pseudoverneuilina albica* Podobina, *Trochammina* cf. *reinwateri* Cushman et Applin (см. рисунок, табл. III, IV). Все указанные виды фораминифер обнаружены в основном в единичных экземплярах удовлетворительной сохранности. Кроме присутствующих в этом комплексе видов-индексов *Ammotium braunsteini* (Cushman et Applin), *Verneuilinoidea borealis* Tappan *assanoviensis* (Zaspelova), определены и другие, характерные для позднего альба – *Miliammina* cf. *manitobensis* Wicksenden, *Pseudobolivina contorta* Bulatova. По облику и систематическому составу микрофауны можно отметить, что обнаруженные фораминиферы и остракоды обитали в мелководно-прибрежной обстановке бассейна, где для построения своей стенки фораминиферы могли выбрать из осадка грунта только относительно грубозернистый агглютинат. Трансгрессия только в среднем и позднем альбе могла достичь своей южной границы – широтного течения р. Обь и восточнее – до широты р. Вах. Подобные средне- и позднеальбские комплексы фораминифер, как указывалось, обнаружены в разрезе скважины, расположенной западнее Самотлорской площади [5]. На основе систематического состава и облика фораминифер Северной и Самотлорской площадей с учетом ранее известных сведений установлен северный палеобиогеографический район Западно-Сибирской провинции [4, 8]. Фораминиферы альба этого района по своему систематическому составу сходны с одновозрастными Канадской провинции [10, 11], относящимися к Арктической палеобиогеографической области одноименного циркумполярного пояса.

Необходимо отметить, что альбский ярус вместе с нижележащим аптским и вышележащими сеноманским и туронским объединены в средний отдел меловой системы. Подобному выводу способствовало сходство систематического состава фораминифер, выделяемых в одну среднемеловую ассоциацию организмов. Вмещающие отложения ханты-мансийского горизонта совместно с нижележащим викуловским горизонтом и вышележащими уватским и кузнецовским по сходству литологического состава включены в покурский надгоризонт [6].

### Выводы

Получены новые данные по биостратиграфии альба на основании обнаруженных в разрезе скв. 1414 (12к) агглютинированных фораминифер. Систематический состав этих организмов дал возможность установить в разрезе два ранее известных комплекса: среднего альба с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis* и верхнего альба с *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoidea borealis assanoviensis* [4, 6]. Вмещающие отложения – ханты-мансийский горизонт покурского надгоризонта. Фораминиферы агглютинированные с кварцево-кремнистой грубозернистой стенкой недостаточно хорошей сохранности. В комплексах

преобладают округлые формы родов (*Labrospira*, *Haplophragmoides*, *Trochammina*), реже продолговатые (*Reophax*, *Ammobaculites*, *Pseudoverneuilina*, *Gaudryinopsis*). Виды этих родов подобны средне- и позднеальбским из разрезов Самотлорской площади. Грубозернистые раковины сравнительно обедненного систематического состава в указанном разрезе в среднем течении р. Вах и на Самотлорской площади в широтном течении р. Обь дают возможность определить южную границу распространения средне- и позднеальбской бореальной трансгрессии в северном палеобиогеографическом районе. Раннеальбские отложения представлены здесь (на этой широте) континентальными фациями, как и на остальной территории Западной Сибири (кроме Зауралья). Необходимо отметить сходство систематического состава фораминифер Западно-Сибирской и Канадской провинций, что позволяет уточнить возраст ханты-мансийского горизонта как альбский. Совместно с этим горизонтом нижележащий викуловский (апт) и вышележащие уватский (сеноман) и кузнецовский (турон) горизонты со сходными характерными видами фораминифер и моллюсков и почти однообразной литологией объединены в средний отдел меловой системы [6].

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амон Э. О. Комплексы агглютинирующих фораминифер из ханты-мансийской свиты (альб, нижний мел) в Среднем и Южном Зауралье // Литосфера. – 2005. – № 2. – С. 97–134.
2. Булатова З. И. Стратиграфия апт-альбских нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской равнины по фораминиферам. – М.: Недра, 1976. – 152 с.
3. Захаров В. А., Маринов В. А., Агалаков С. Е. Альбский ярус Западной Сибири // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 6. – С. 769–791.
4. Подобина В. М. Биостратиграфия альба Самотлорской площади Западной Сибири (по данным фораминифер) // Вестн. ТГУ. – 2013. – № 374. – С. 188–198.
5. Подобина В. М. Палеозоогеографическое районирование позднемеловых бассейнов Западной Сибири и других акваторий Северного полушария по данным изучения фораминифер: Деп. в ВИНИТИ 30.05.84 г., № 4515. – 100 с.
6. Подобина В. М. Фораминиферы и биостратиграфия среднего мела Западной Сибири. – Томск: Изд. дом ТГУ, 2018. – 137 с.
7. Региональная стратиграфическая схема меловых отложений Западной Сибири (апт – альб – сеноман) // Региональные стратиграфические схемы меловых отложений Западной Сибири. Приняты VI Межведомственным стратиграфическим совещанием 16 октября 2003 г. Утверждены Межведомственным стратиграфическим комитетом РФ 8 апреля 2005 г. – Новосибирск, 2005.

8. **Podobina V. M.** New data on middle and late Albian foraminifera and biostratigraphy of the northern paleobiogeographical district of Western Siberia // *Geologos*. – 2015. – Vol. 21, no. 1. – P. 71–78.

9. **Podobina V. M.** Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basins based on foraminifera // *Proc. 4<sup>th</sup> Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera. Spec. Publ.* – 1995. – No. 3. – P. 233–247

10. **Tappan H.** Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. Pt. 3: Cretaceous Foraminifera // *U.S. Geol. Survey Prof. Paper.* – 1962. – No. 236. – P. 91–209.

11. **Wall J.** Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // *Res. Council Alberta.* – 1967. – Bull. 20. – 185 p.

## REFERENCES

1. Amon E.O. [Assemblages of agglutinating foraminifera from the Khanty-Mansi Formation (Albian, Lower Cretaceous) in Middle and South Trans-Urals]. *Litosfera – Lithosphere*, 2005, no. 2, pp. 97–134. (In Russ.).

2. Bulatova Z.I. *Stratigrafiya apt-albskikh neftegazonosnykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy ravniny po foraminiferam* [Stratigraphy of Aptian–Albian oil-and-gas bearing deposits of the West-Siberian plain in terms of foraminifera]. Moscow, Nedra Publ., 1976. 152 p. (In Russ.).

3. Zakharov V.A., Marinov V.A., Agalakov S.E. [The Albian stage in West Siberia]. *Geologiya i geofizika – Russian Geology and Geophysics*, 2000, vol. 41, no. 6, pp. 769–791. (In Russ.).

4. Podobina V.M. [Biostratigraphy of the Albian of the West Siberia Samotlorskaya area (foraminiferal

data)]. *Vestnik TGU – Bulletin of Tomsk State University*, 2013, no. 374, pp. 188–198. (In Russ.).

5. Podobina V.M. *Paleozoogeograficheskoe rayonirovanie pozdnemelovykh basseynov Zapadnoy Sibiri i drugikh akvatoriy Severnogo polushariya po dannym izucheniya foraminifer* [Paleozoogeographic zoning of Late Cretaceous basins of West Siberia and other water areas of the Northern Hemisphere based on the study of foraminifera]. *Deposited in VINITI*, 05.30.1984, no. 4515. 100 p. (In Russ.).

6. Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya srednego mela Zapadnoy Sibiri* [Middle Cretaceous foraminifera and biostratigraphy of Western Siberia]. Tomsk, TSU Publ., 2018. 137 p. (In Russ.).

7. [Regional stratigraphic scheme of Cretaceous deposits of West Siberia (Aptian–Albian–Cenomanian)]. *Regionalnyye stratigraficheskiye skhemy melovykh otlozheniy Zapadnoy Sibiri* [Regional stratigraphic schemes of Cretaceous deposits of West Siberia]. Novosibirsk, 2005. (In Russ.).

8. Podobina V.M. New data on middle and late Albian foraminifera and biostratigraphy of the northern paleobiogeographical district of Western Siberia. *Geologos*, 2015, vol. 21, no. 1, pp. 71–78.

9. Podobina V.M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basins based on foraminifera. *Proc. 4<sup>th</sup> Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera. Spec. Publ.*, 1995, no. 3. pp. 233–247.

10. Tappan H. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. Pt. 3: Cretaceous Foraminifera. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 1962, no. 236, pp. 91–209.

11. Wall J. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta. *Res. Council Alberta*, 1967, Bull. 20. 185 p.

© В. М. Подобина, 2021



УДК (552.543:552.14):551.733.3(571.51)

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ ДОЛОМИТОВ НИЖНЕГО СИЛУРА И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В НИХ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА (СЕВЕРО-ВОСТОК ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ)

А. А. Рясной<sup>1</sup>, В. Ю. Прокофьев<sup>2</sup><sup>1</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; <sup>2</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва, Россия

Установлено, что доломиты в силурийских карбонатных отложениях, развитые преимущественно в составе пород нижнего силура (венлокский отдел), образовались на стадии катагенеза. По данным оптико-микроскопических и катодоллюминесцентных исследований выделены две генерации доломита. Доломит первой генерации представлен крупными (до 1,07–1,5 мм) идиоморфными зональными ромбоэдрами; второй генерации – агрегатами гипидиморфных кристаллов, выполняющих каверны и трещины. Доломитизирующим флюидом являлся рассол хлоридов Na, Ca и Mg, который был связан с процессами нисходящей миграции эвапоритовых рассолов, захороненных в сульфатно-карбонатных верхнесилурийских и нижнедевонских отложениях. Соленость и температура захвата флюидных включений 25,1–26,5 мас. %-экв. CaCl<sub>2</sub> и 102–197 °С соответственно. Литолого-петрографические и микротомографические исследования позволили выделить три типа пустот: межкристаллические доломитизации, последующего растворения по межкристаллическим порам и новообразованные каверны с растворением агрегатов кристаллов. Характер распределения закрытых пор – следствие неравномерной доломитовой цементации, структурной неоднородности кристаллов доломита, а также степени заполнения пустотного пространства доломитом второй генерации, кальцитом, сульфатами кальция и/или кварцем.

**Ключевые слова:** доломитизация, катагенез, силурийская система, Тунгусская синеклиза, Восточная Сибирь.

## CONDITIONS FOR THE FORMATION OF SECONDARY LOWER SILURIAN DOLOMITES AND PECULIARITIES OF THE DISTRIBUTION OF VOID SPACE IN THEM (NORTH-EAST OF THE TUNGUSKA SYNECLISE)

А. А. Ryasnoy<sup>1</sup>, V. Yu. Prokofyev<sup>2</sup><sup>1</sup>A.P.Karpinsky All-Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia; <sup>2</sup>Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

It has been established that dolomites in the Silurian carbonate deposits, developed mainly in the composition of rocks of the Lower Silurian (Wenlockian Series) were formed at the catagenesis stage. According to the data of optical microscopic and cathodoluminescent studies, two generations of dolomite have been identified. Dolomite of the first generation is represented by coarse (up to 1.07–1.5 mm) idiomorphic zonal rhombohedrons; dolomite of the second generation – by aggregates of hipidiomorphic crystals filling caverns and cracks. The dolomitizing fluid was known to be a brine of Na, Ca and Mg chlorides, which is associated with the processes of downward migration of evaporite brines buried in sulphate-carbonate Upper Silurian and Lower Devonian deposits. Salinity and capture temperature of fluid inclusions is 25.1–26.5 wt. % -equiv. to CaCl<sub>2</sub> and 102–197°C, respectively. Lithological-petrographic and microtomographic researches made it possible to distinguish three types of voids: intercrystalline dolomitizations, subsequent dissolution through intercrystalline pores, and newly formed cavities with dissolution of crystal aggregates. The distribution nature of closed pores was the result of uneven dolomite cementation, structural heterogeneity of dolomite crystals, as well as the degree of filling the void space with second-generation dolomite, calcite, calcium sulphates and / or quartz.

**Keywords:** dolomitization, catagenesis, Silurian System, Tunguska syncline, East Siberia.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-2-24-45

Вторичные доломиты нижнего силура являются одним из потенциальных литостратиграфических уровней развития пород-коллекторов в палеозойском разрезе северо-запада Сибирской платформы [8, 10, 13]. Перспективы этих образований связаны с северной половиной Тунгусской синеклизы, где они перекрыты отложениями от верхнего силура до триаса (рис. 1). Глубокие скважины в центральной части синеклизы отсутствуют, но богатая обнаженность и охарактеризованность бурением силурийских отложений в ее бортовых

зонах (см. рис. 1) позволили авторам детально исследовать вещественно-минералогический и элементный состав доломитов, провести подсчет ряда геохимических коэффициентов и изучить структуру порового пространства с помощью комплекса методов, включающих макро-, оптико-, и электронно-микроскопическое изучение пород, люминесцентно-битуминологический анализ, катодоллюминесценцию, микротермометрическое исследование флюидных включений и микрорентгеномографические реконструкции.







вторичных процессов на формирование и преобразование пустотного пространства пород.

Созданная авторами концептуальная модель доломитизации может быть применена в региональном масштабе для прогноза пород-коллекторов во вторичных доломитах силура в центральной части Тунгусской синеклизы.

### Геологическая характеристика района исследования

Рассматриваемая территория приурочена к северо-восточной части Тунгусской (по доверхнепалеозойским отложениям – Курейской) синеклизы, крупнейшей надпорядковой структуры Сибирской платформы (см. рис. 1). В ее строении установлены преимущественно морские палеозойские отложения, в том числе ордовикско-силурийского возраста. Ледянской скв. 3 был вскрыт практически полный их разрез (с 97%-ным выходом керна), комплексному исследованию которого посвящена настоящая публикация.

Разрез ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений, вскрытых Ледянской скв. 3, был детально макроскопически исследован авторами в Центре геологических коллекций Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ СО РАН, Новосибирск). Литологическая характеристика вышележащих отложений дается на основании изучения фондовых и опубликованных данных. В работе [8] представлена полная литологическая колонка по материалам бурения скважины.

Ледянская скв. 3 вскрыла разрез, начинающийся с отложений *кунтыкахинской свиты* ( $O_2kn$ ) (стратиграфического аналога байкитской и гурагирской свит) мощностью 81,2 м, в строении которой преобладают пестроцветные алевропесчаные породы существенно кварцевого и полевошпатово-кварцевого состава с сульфатно-карбонатным, кварцевым регенерационным и глинисто-железистым цементом. В составе вышележащей *мойеронской свиты* ( $O_2mr$ ) мощностью 29,2 м преобладают карбонатные породы, представленные преимущественно доломитами замещения с прослоями органогенно-обломочных известняков с пелитоморфным кальцитовым матриксом.

Переходя к силурийским отложениям в Ледянском стратиграфическом районе [12], следует отметить отсутствие отложений верхов среднего и верхнего отделов ордовикской системы вследствие перерыва в осадконакоплении, характерного для большей части территории Сибирской платформы.

*Оранская* ( $S_1^1orn$ ) и *хукэлченская* ( $S_1^1khl$ ) свиты сложены серыми биокластовыми известняками со структурой типа вакстоун, пакстоун или грейнстоун до рудстоуна. Главные постседиментационные преобразования – кальцитизация и окремнение. В кровельной части хукэлченской свиты появляются доломиты замещения с обильными органическими остатками кишечнополостных. Мощность оранской свиты 94,4 м, хукэлченской 77,9 м.

Породы *мунильской свиты* ( $S_1^2mn$ ) хакомского горизонта интенсивно доломитизированы. При микроскопическом изучении они представляют собой сплошной агрегат, сложенный разнозернистым ромбоэдрическим доломитом. Макроскопически в породах часто фиксируются остатки каркасообразующих организмов – табулят и строматопороидей. Мощность свиты 29,3 м.

В первой половине разреза *неракачинской свиты* ( $S_2^1nr$ ) доломиты замещения постепенно сменяются микрозернистыми седиментационными доломитами с прослоями гипса, которые в совокупности с доломито-ангидритами и доломитовыми мергелями слагают большую часть разреза *неракачинской и кираской* ( $S_2^1-S_2^2kr$ ) свит мощностью 80,5 м. Таким образом, инт. 731,2–667 м представлен преимущественно доломитами замещения, мощность которых составляет 64,2 м. Таким образом, стратиграфический интервал распространения вторичных доломитов несколько выходит за пределы отложений, отнесенных к венлокскому отделу, и включает интервал от кровли лландоверийского отдела до основания лудловского.

В составе нижнедевонских отложений в объеме *ямпахтинской, хребтовской, зубовской* ( $D_{jm-zb}$ ) и *курейской* ( $D_1kr$ ) свит преобладают глинисто-сульфатно-карбонатные породы мощностью 63 м, согласно перекрывающие силурийские отложения. Несогласно залегающие выше нижне-среднедевонские образования сложены красноцветными глинисто-сульфатно-карбонатными породами с пачками оолитовых доломитов, ангидритов и доломитовых аргиллитов *мантуровской свиты* ( $D_{1-2}mn$ ) мощностью 103,5 м и сероцветными глинистыми и ангидритистыми доломитизированными известняками и доломитами *юктинской свиты* ( $D_2jk$ ) мощностью 24 м. Согласно перекрывающие их верхнедевонские отложения представлены доломитами глинистыми с включениями ангидрита, отнесенными к *накохозской свите* ( $D_3nh$ ) мощностью 12,6 м, а также сероцветными доломитистыми известняками и известковистыми доломитами, глинистыми, участками битуминозными, отнесенными к *каларгонской свите* ( $D_3kg$ ) мощностью 23,1 м, в разрезе которой присутствует тело долеритов, мощностью 13,5 м.

Каменноугольные отложения, залегающие со стратиграфическим перерывом, представлены *ханарской свитой* ( $C_{2-3}hn$ ), состоящей из переслаивания углистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, мощность которых, исключая тело долеритов (32 м), равна 107,4 м.

Пермские отложения сохранились только в разрезе Ледянской скв. 358, где представлены алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников мощностью 225 м.

В составе несогласно залегающих выше нижнетриасовых отложений преобладают туфогенные породы, отнесенные к *правобоярской свите* ( $T_1pr$ ) мощностью 72,9 м.



Венчают разрез отложения четвертичной системы, вскрытые Ледянской скв. 3 и представленные переслаиванием песков, алевроитов и глин с прослоями валунно-галечных отложений. Общая мощность четвертичных отложений 162,5 м.

### Материалы и методы

Авторами изучены 83 шлифа оптико- и электронно-микроскопическими методами [3] с помощью микроскопов Leica DMR и CamScan MX2500S с энергодисперсионным спектрометром OXFORD INCA Energy 200 и катодолюминесцентным детектором CLI/QUA 2. Исследования проведены в литологической лаборатории и Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

Особое внимание уделено изучению доломитов замещения мунильской свиты ( $S_1^2mn$ ), а также переходных интервалов хукэлченской ( $S_1^1khl$ ) и неракачинской ( $S_2^1nr$ ) свит с целью фиксации границ доломитовых пород. Катодолюминесцентные исследования на микроскопе Olympus BX-53 с приставкой Mk5-2 с целью выделения генераций карбонатных минералов проводились в СПбГУ.

Микротермометрические исследования флюидных включений выполнялись в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН при помощи измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы «Linkam» (Англия), микроскопа «Olympus BX-51» и видеокамеры. Концентрация солей растворов включений рассчитывалась по температуре растворения кристалла льда с использованием данных для системы  $CaCl_2-H_2O$ . Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектики [1]. Оценка концентрации солей и плотности флюида проводились с помощью программы «FLINCOR» [15].

Силикатный анализ (метод XRF), определение малых элементов (ICP-MS), органического углерода (кулометрия и инфракрасная спектрометрия) и железа закисного (титриметрия) в 44 образцах выполнены в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ.

Методом рентгеновской компьютерной микротомографии (микротомограф SkyScan Bruker 1172) изучены 12 образцов доломитов в ресурсном центре СПбГУ. Метод позволяет на образцах керна диаметром 1,9–4 см и высотой 2–6 см визуализировать участки открытой и закрытой пористости и особенности их распределения.

Для изучения степени битуминозности пород использован люминесцентно-битуминологический анализ, основанный на обнаружении битуминозных веществ в ультрафиолетовых лучах с помощью нанесения на поверхность образцов хлороформа.

### Результаты исследований

Рассматривая интервал разреза, отнесенный к лландоверийскому отделу, следует отметить, насколько четко по магнезиальности ( $MgO/CaO = 0,69-0,84$ ) и степени доломитности ( $MgO/CaO+MgO = 40-$

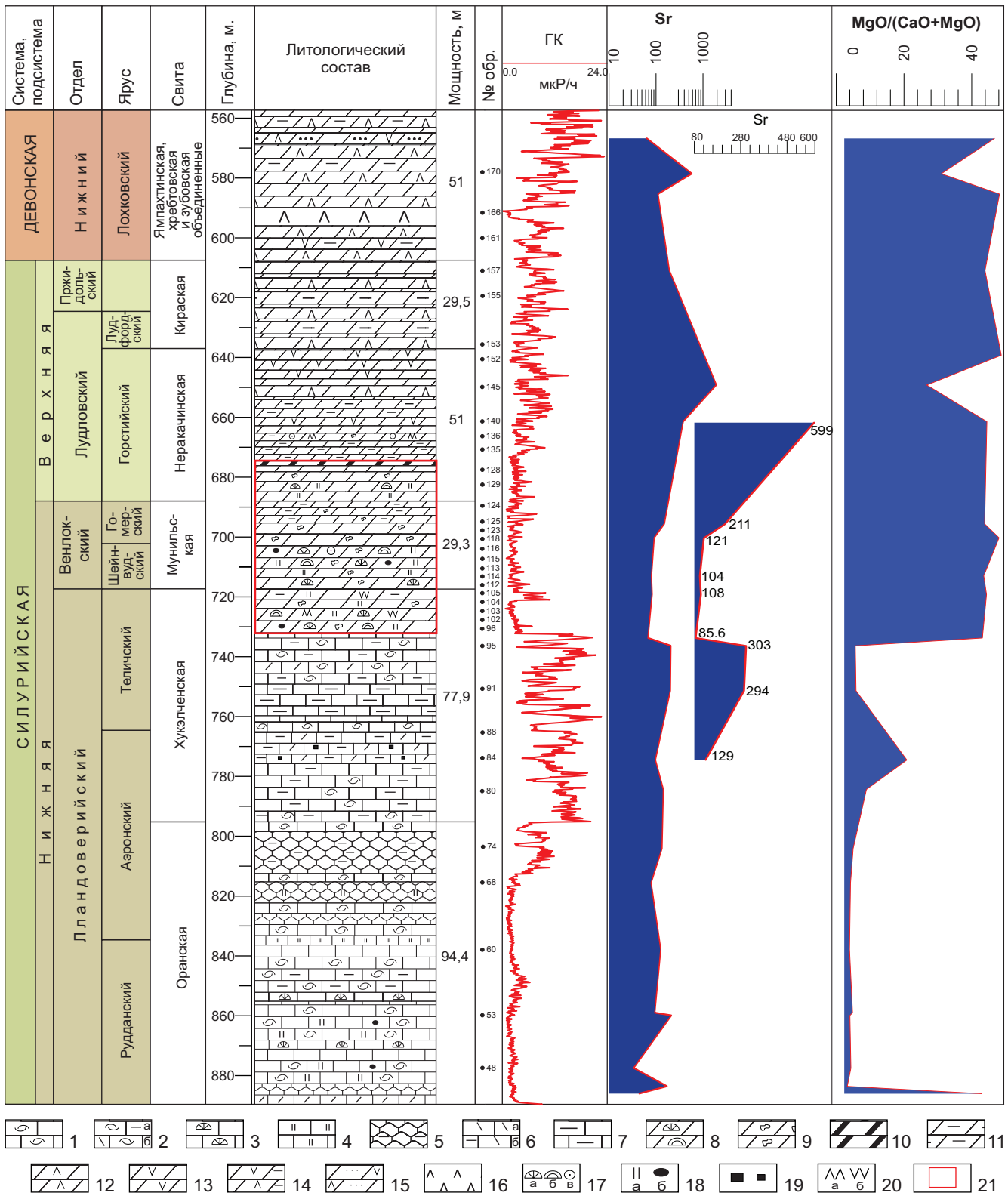
45) выделяется уровень нижней границы вторичных доломитов в верхах хукэлченской свиты ( $S_1^1khl$ ). В нижележащих известняках значения магнезиальности изменяются от 0,01 до 0,07; степени доломитности – от 0,88 до 18, при преобладающих значениях 1,57–3,46. Настоящая граница подчеркивается снижением в породах на этом уровне гамма-активности, которая выдержана на протяжении всей мощности распространения вторичных доломитов – верхи хукэлченской ( $S_1^1khl$ ), мунильская ( $S_1^2mn$ ) и низы неракачинской ( $S_2^1nr$ ) свит (при незначительной амплитуде колебаний), что свидетельствует о невысоком содержании глинистой примеси в доломитах замещения, которые слагают 85–90 % разреза (рис. 2).

Стадии доломитизации известняков достаточно отчетливо наблюдаются при микроскопических исследованиях. С помощью оптико-микроскопического, электронно-микроскопического и катодолюминесцентного методов выделены две генерации доломита. К первой относятся идиоморфные зональные ромбоэдры и неправильно-ромбоэдрические кристаллы, ко второй – агрегаты прозрачных гипидиоморфных кристаллов, выполняющих каверны и трещины.

Исследования показали, что структура доломитовых кристаллов первой (основной) генерации в пределах одного образца разнообразна. На одних участках преобладают правильные ромбоэдры, на других форма кристаллов неправильная и неправильно-ромбоэдрическая. Участки пород, сложенные правильными ромбоэдрами (размером до 1,07–1,5 мм), характеризуются точечными и линейными контактами, и в них наблюдаются межкристаллические поры.

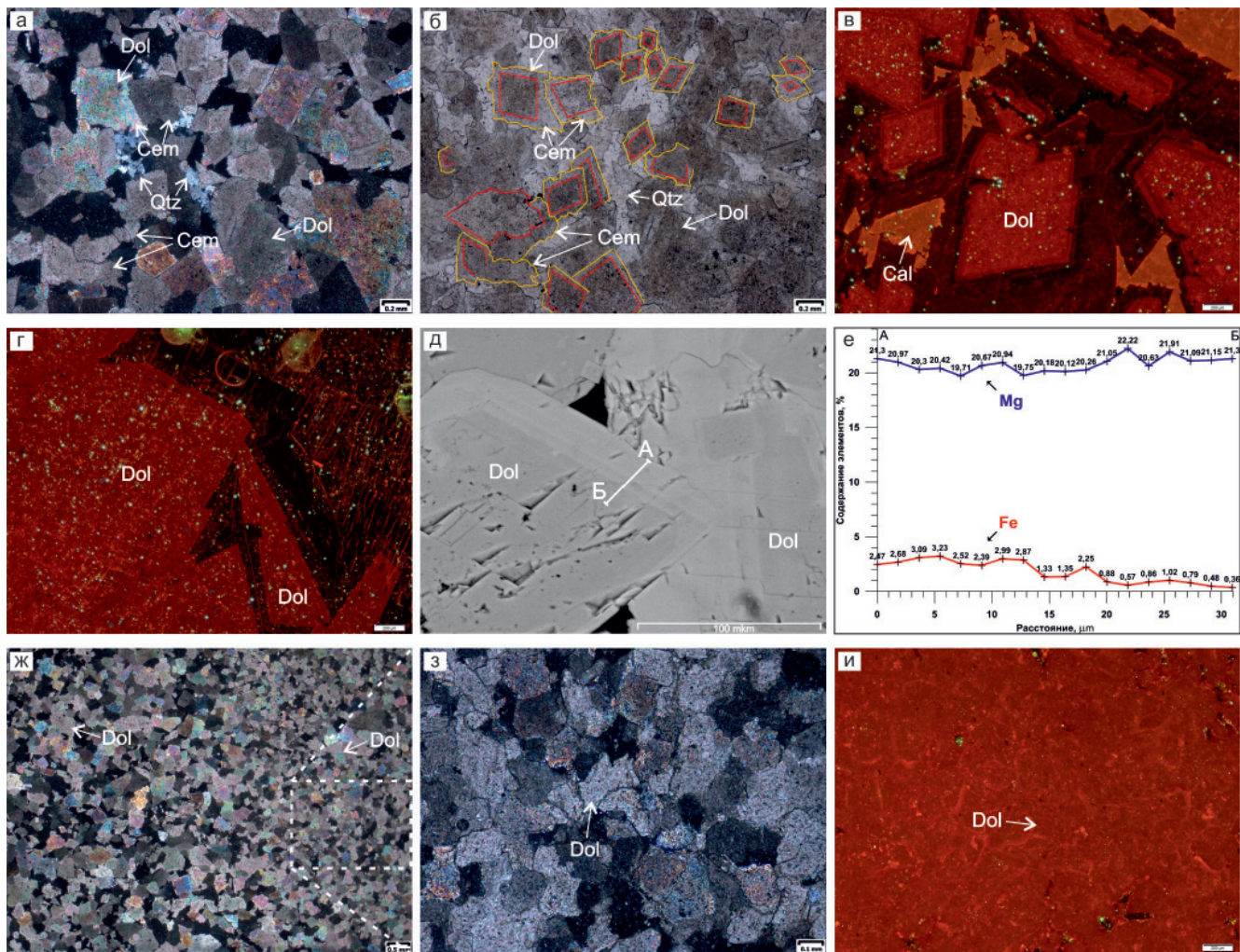
Характерные признаки ромбоэдрических кристаллов – зональное строение, наличие темных ядер (замутненных включениями реликтового кальцитового материала) и внешних прозрачных оторочек (рис. 3, а, б). Последние нередко характеризуются неправильной формой, прорастают между кристаллами и выступают в роли доломитового цемента (см. рис. 3, б). Во всех зональных кристаллах выделяется внешняя наиболее широкая зона с отсутствием катодолюминесценции (см. рис. 3, в, г). В обратно отраженных электронах во внешней оторочке (прозрачной в поляризованном свете и черной при катодолюминесценции) наблюдается концентрическая зональность, отражающая изменения в химическом составе кристаллов доломита (см. рис. 3, д). Зональность обусловлена чередованием зон толщиной до 3 мкм, различающихся соотношением концентраций  $Fe^{+2}$  от 1,33–1,35 (темные) до 2,25–3,23 % (светлые). В некоторых зонах с наибольшими концентрациями железа отмечается присутствие  $Mn^{+2}$  (0,23–0,26 %). При переходе к ядерной части кристалла содержание железа закономерно уменьшается от 0,88 до 0,36 %, а содержание магния возрастает (см. рис. 3, е).





**Рис. 2.** Литолого-геохимический разрез силурийских и нижнедевонских отложений, вскрытый Ледянской скв. 3. М-б 1:2000

1–7 – известняки: 1 – органогенно-обломочные, 2 – органогенно-обломочные глинистые (а), частично доломитизированные (б), 3 – биоморфные с табулятоморфными кораллами рода *Favosites* и кораллами отряда *Halysitida*, 4 – окремненные, 5 – бугристо-наслоенные, глинистые, 6 – доломитизированные (а) и доломитизированные глинистые (б), 7 – глинистые; 8–10 – доломиты замещения: 8 – с кораллами и строматопоратами, 9 – кавернозные, 10 – битуминозные; 11–15 – доломиты седиментационные в ассоциации с гипсом и ангидритом: 11 – глинистые, 12 – доломито-ангидриты, 13 – с гипсом, 14 – с гипсом и ангидритом, глинистые, 15 – с гипсом и ангидритом, песчаные; 16 – ангидриты; 17 – табулятоморфные кораллы (а), строматопораты (б), иглокожие (в); 18 – окремнение: беспорядочное (а), в виде желваков (б); 19 – пирит; 20 – сульфатизация (а – ангидрит, б – гипс); 21 – область расположения в разрезе вторичных доломитов и объект исследования

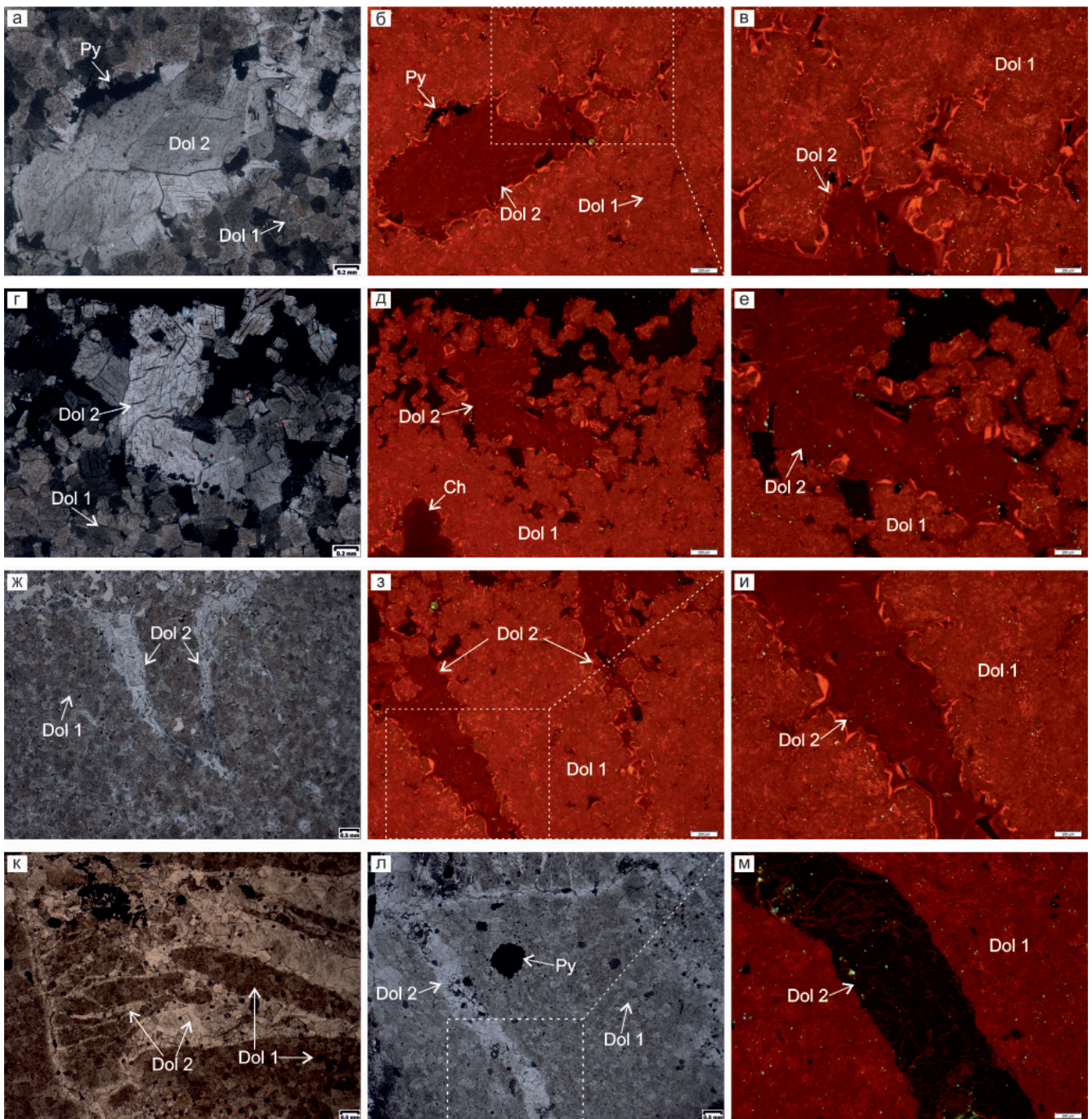


**Рис. 3.** Доломиты замещения. Особенности структуры и состава кристаллов (Dol – доломит; Qtz – кварц; Cal – кальцит; Cem – регенерационный доломитовый цемент)  
 а – агрегат идиоморфных ромбоэдрических кристаллов доломита с линейными и точечными контактами, пространство между которыми участками выполнено кварцем (обр. 103) (ув.  $\times 5$ ; ник. X)  
 б – зональное строение доломитовых кристаллов с темным ядром и прозрачными оторочками, последние участками прорастают между смежными кристаллами и выступают в роли доломитового цемента (ув.  $\times 5$ ; ник. II)  
 в, г – концентрически-зональное (от 3–4 до 5–6 зон) катодоллюминесцентное свечение ромбоэдрических кристаллов с широкой внешней зоной с отсутствием катодоллюминесценции (обр. 103) (ув.  $\times 10$ ), межкристаллическое пространство выполнено вторичным кальцитом с оранжевой катодоллюминесценцией (в)  
 д – концентрическая зональность в обратно отраженных электронах, вызванная чередованием зон с различной концентрацией  $Fe^{+2}$   
 е – график вдоль отрезка А–Б, отражающий изменение соотношения концентраций ионов  $Mg^{+2}$  и  $Fe^{+2}$  от периферической части кристалла к ядерной (обр. 103)  
 ж – участок породы, сложенный ксеноморфными кристаллами на контакте с идиоморфными разностями (ув.  $\times 1,6$ ; ник. X)  
 з – ксеноморфные кристаллы с плотной упаковкой и извилистыми контурами (ув.  $\times 10$ ; ник. X)  
 и – однородное красное катодоллюминесцентное свечение неромбоэдрических кристаллов доломита с отсутствием зональности (обр. 114) (ув.  $\times 5$ )

Для кристаллов доломита первой генерации (доломит 1) характерно катодоллюминесцентное свечение красного цвета, обусловленное входением в кристаллическую решетку доломита двухвалентного марганца ( $Mn^{+2}$ ). Идиоморфные ромбоэдрические кристаллы характеризуются ярким концентрически-зональным (от 3–4 до 5–6 зон) катодоллюминесцентным свечением (см. рис. 3, в). При этом внешняя оторочка является черной, практически

однородной, так как ионы железа существенно подавляют катодоллюминесцентное свечение в доломите, обусловленное, как правило, наличием двухвалентного марганца. Присутствие ионов  $Fe^{+2}$ , вызывающих темную катодоллюминесценцию, и ионов  $Mn^{+2}$  свидетельствует о росте кристаллов в восстановительных условиях, доказательством чему также является преобладание закисных форм железа над окисными (в среднем, 0,61 % против 0,19 % по дан-





**Рис. 4.** Морфология и распределение агрегатов доломита второй генерации (Dol 1 – доломит первой генерации; Dol 2 – доломит второй генерации; Py – пирит; Ch – халцедон)

а, б – линзовидный агрегат прозрачного доломита 2, выполнивший каверну (?) (обр. 104) (а – в скрещенных николях, б – при катодоллюминесцентном свечении; ув.  $\times 5$ )

в – доломит 2 с бордовым катодоллюминесцентным свечением, прорастающий в межкристаллические пространства доломита 1 с катодоллюминесценцией красного цвета (ув.  $\times 10$ );

г–е – клиновидные агрегаты доломита 2, заполнившие трещины (обр. 104) (г – в проходящем свете, ув.  $\times 1,6$ ; д, е – при катодоллюминесцентном свечении; д – ув.  $\times 5$ , е – ув.  $\times 10$ )

ж–и – агрегат доломита 2, частично заполнивший каверну (обр. 104) (ж – в скрещенных николях, ув.  $\times 5$ ; з, и – при катодоллюминесцентном свечении; з – ув.  $\times 5$ , и – ув.  $\times 10$ )

к – агрегат седловидного доломита 2 с включенными в его структуру агрегатами доломита 1 (обр. 100) (ув.  $\times 1,6$ ; ник. X)

л, м – железистый доломит 2 в виде жилок, характеризующийся черной окраской при катодоллюминесценции ( $Fe_2O_{3\text{общ}} = 3,29\%$ ) (л – в проходящем свете, ув.  $\times 1,6$ ; м – при катодоллюминесцентном свечении, ув.  $\times 5$ )

ным силикатного анализа). Ксеноморфные кристаллы размером до 0,31 мм плотно прилегают один к другому и имеют извилистые и тонкозазубрен-

ные контуры (см. рис. 3, ж, з). Некоторые образцы нацело сложены крупными неромбоэдрическими перекристаллизованными агрегатами кристаллов





с искривленными границами зерен. Католюминесцентная зональность для неромбоэдрических кристаллов матрикса и перекристаллизованных зерен нехарактерна (см. рис. 3, и).

*Доломит второй генерации* (доломит 2) в поляризованном свете и по католюминесцентным характеристикам отличается от доломита 1. Он представляет собой характерный морфотип катагенетического доломита, так называемый седловидный тип [14]. Доломит 2 распределен неравномерно, в виде лапчатых агрегатов, выполняющих пустоты и прорастающих в мелкие межкристаллические пространства идиоморфных кристаллов доломита первой (основной) генерации (рис. 4, а–е), а также в виде клиновидных агрегатов и жил, выполняющих трещины (см. рис. 4, ж–м). Внутри линз с вторичным доломитом находятся участки доломита из матрикса (см. рис. 4, к). Агрегаты доломита 2 состоят из гипидиоморфных и ксеноморфных прозрачных серовато-белых кристаллов с выраженными перламутровыми цветами интерференции и волнистым погасанием (см. рис. 4, а). При католюминесценции кристаллы характеризуются однородным бордовым свечением, неравномерной зональностью (см. рис. 4, б, в, д, е, з, и) или обладают черной окраской, аналогичной внешним оторочкам зональных кристаллов, что свидетельствует об их высокой железистости (см. рис. 4, к–м). Содержание  $Fe_2O_3$  в образце с агрегатами седловидного доломита максимальное (3,29 %). Как правило, в ассоциации с доломитом 2 встречаются кварц, халцедон и/или пирит, нередко развитые по границам доломитовых агрегатов.

При повсеместной доломитизации о первичной структуре исходного известняка можно судить по следам органических остатков, едва заметных на фоне кристаллического доломита. Иногда членики криноидей остаются незатронутыми среди сплошного доломита, но с кристалликами доломита в осевом канале (рис. 5, а, б).

В некоторых образцах при неполной доломитизации известняков в распределении ромбоэдров наблюдается приуроченность их к микрозернистому цементу, к контакту раковин с цементом (одна часть ромбоэдра находится в цементе, а вторая в раковине), а также к стилолитовым швам (см. рис. 5, в, г). Ромбоэдры среди кальцитовых массы известняка фиксируются в виде одиночных кристаллов, идиоморфных по отношению к кальциту, обычно не соприкасаясь непосредственно друг с другом. На отдельных участках они распределяются группами, где характеризуются неправильной формой зерен. Из этих наблюдений следует, что доломитизация происходит по путям наиболее легкого проникновения магниезальных растворов, чем объясняется заполнение кристалликами доломита центральных каналов в члениках криноидей [2].

В образцах с неполно проявленной доломитизацией и наличием глинистых прослоев, обна-

ружено, что в сравнении с основной кальцитовой массой, где размеры ромбоэдров варьируют от 0,31 до 1,5 мм, в зонах с глинистыми прослоями размеры кристаллов доломита заметно меньше – от 0,06 до 0,17 мм (см. рис. 5, д, е). Кристаллы доломита, таким образом, наследуют структуру замещаемого первично-седиментационного микрозернистого кальцита с примесью глинистого материала.

Образование зубчатых малоамплитудных стилолитовых швов в исследуемых доломитах определяется наличием аналогичных глинистых прослоев. Стилолиты нередко проявлены в виде серии сближенных параллельных швов. Они образованы после этапа массивной доломитизации, так как прилегающие к ним кристаллы доломита частично растворены.

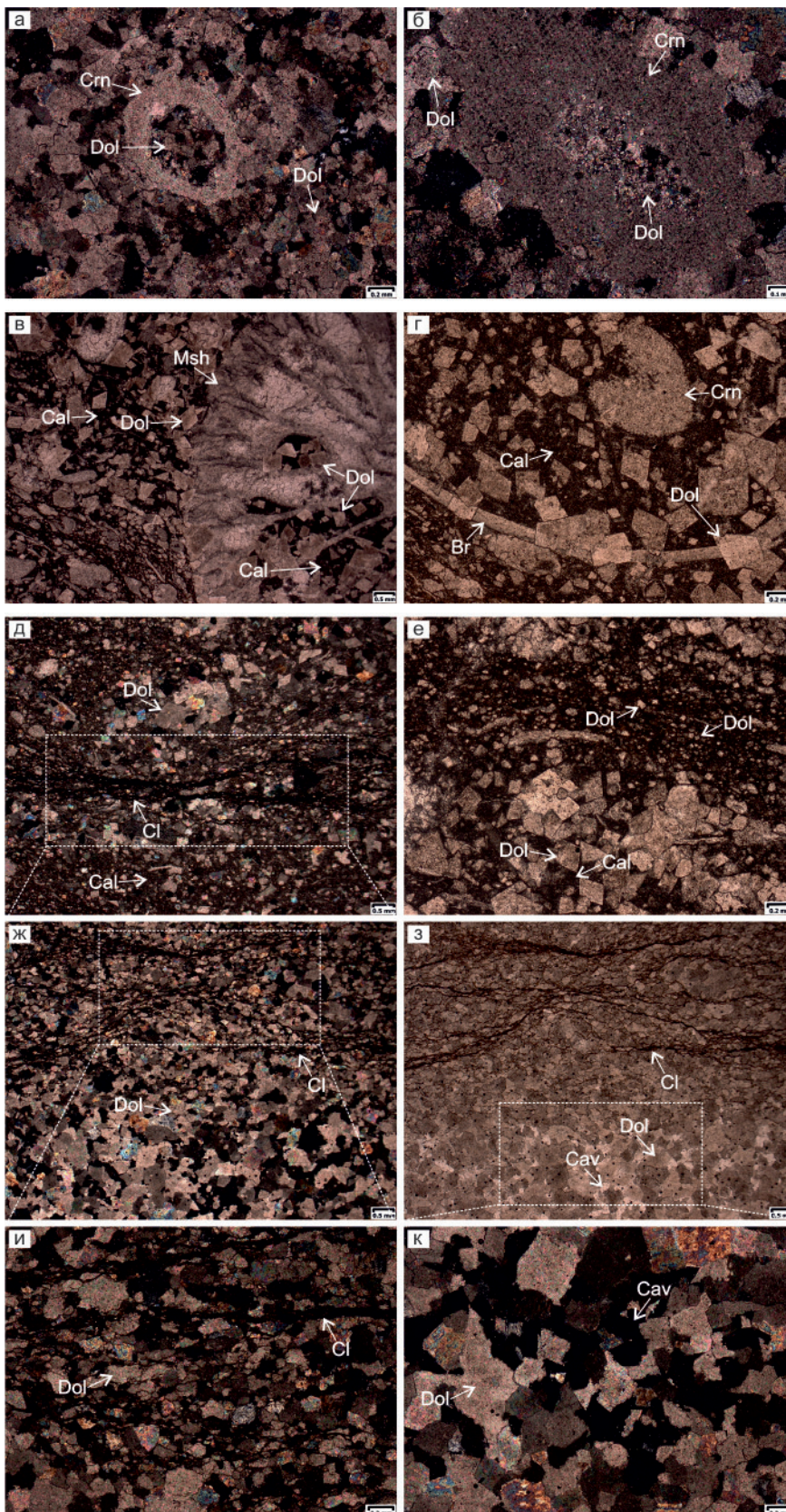
Среди глинистых прослоев и стилолитов, волнистых и ветвящихся, сложенных глинисто-органическим веществом и/или твердым битумом с рассеянными зернышками пирита, выделяются прослои как выдержанные, протягивающиеся по всей длине шлифа, так и прерывистые. Нередко в пределах шлифа обнаруживается несколько подобных зон с тонкими глинистыми прослойками, к которым приурочены зубчатые микростилолиты (см. рис. 5, ж, з). В этих зонах (мощностью от 3 мм до 1,2 см) кристаллы доломита более мелкие, неправильной формы, почти равномерно замутнены пелитовой примесью и образуют плотные агрегаты с волнистыми и зазубренными контактами (см. рис. 5, и). За их пределами преобладают крупные идиоморфные кристаллы с межкристаллическими порами и пустотами выщелачивания (см. рис. 5, к).

Главными элементами, определяющими химический состав доломита, являются Ca и Mg, по их концентрациям делаются выводы относительно упорядоченности структуры этого минерала. Большая часть исследуемых образцов имеет молярные отношения 0,99–1,05, что соответствует составу упорядоченного стехиометрического доломита. Пониженные молярные отношения (0,85–0,92) характерны для окремненных доломитов.

Таким образом, основными особенностями изучаемых доломитов являются преобладание идиоморфных доломитовых кристаллов крупных размеров (до 1,07–1,5 мм), пространство между которыми заполнено неромбоэдрическими кристаллами, нередкое отсутствие первичных структур и текстур, сахаровидный облик пород, часто повышенное количество межкристаллических пор и наличие каверн (рис. 6, а–в).

Межкристаллические поры доломитизации развиты между зернами доломита ромбоэдрической формы, с произвольной упаковкой и с точечными контактами. Их важной отличительной особенностью является то, что стенками пор являются ровные грани кристаллов доломита, не затронутые растворением. Размер пор равен размеру зерен вмещающего доломита или меньше (от 0,07 до





**Рис. 5.** Массивные доломиты замещения и известняки глинистые с неполно проявленной доломитизацией (Dol – доломит; Cal – кальцит; Cl – глинистое вещество; фаунистические остатки: Crn – криноидей; Msh – мшанок; Br – брахиопод)

а, б – вторичный доломит с сохранившимися от замещения члениками криноидей, с кристаллами доломита в осевом канале (обр. 135) (а – ув.  $\times 5$ , б – ув.  $\times 10$ ; ник. X)

в, г – избирательная приуроченность идиоморфных ромбоздров к микрозернистому кальцитовому цементу и контакту фаунистических остатков с цементом (обр. 106) (г – ув.  $\times 1,6$ , д – ув.  $\times 5$ ; ник. II)

д, е – различная структура кристаллов доломита в зоне, обогащенной глинистым материалом и сложенной микрозернистым кальцитовым матриксом (обр. 106) (ж – ув.  $\times 1,6$ , ник. X; з – ув.  $\times 5$ , ник. II)

ж, з – участки с аналогичными сохранившимися глинистыми прослоями в образцах с полно проявленной доломитизацией (обр. 96) (ув.  $\times 1,6$ ; и – ник. X, к – ник. II)

и – плотный агрегат мелких ксеноморфных кристаллов доломита из зоны с развитием глинистых прослоев и стилолитов (обр. 96) (ув.  $\times 5$ , ник. X)

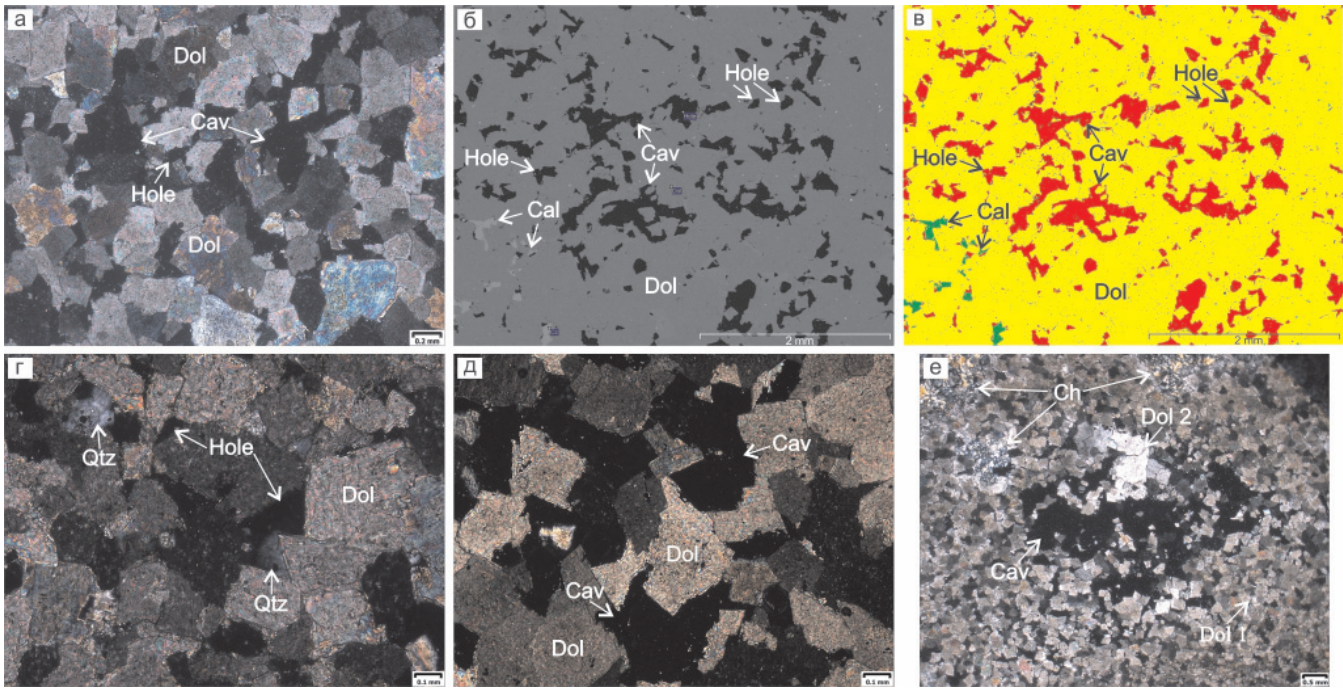
к – участки за пределами глинистых слоев с развитыми межкристаллическими порами и кавернами (обр. 96) (ув.  $\times 5$ , ник. X)

0,25–0,54 мм) (см. рис. 6, г). Агрегаты неромбоздрических кристаллов, плотно упакованные, с удлинёнными, волнистыми, вогнуто-выпуклыми контактами, напротив, характеризуются отсутствием межкристаллических пустот.

В изученных образцах выделяются поры растворения, унаследованные и вновь образованные.

Первые (размером до 1,01 мм) сформированы в результате расширения межкристаллических пор доломитизации. Их образование связано с частичным растворением кристаллов, ограничивающих межзерновые поры, благодаря циркуляции агрессивных растворов по межпоровым каналам [3]. В связи с этим стенками пор являются частично растворен-





**Рис. 6.** Типы пустот и их распределение во вторичных доломитах (Dol и Dol1 – доломит первой генерации, Dol2 – доломит второй генерации, Cal– кальцит, Qtz– кварц, Ch – халцедон, Hole – межкристаллические поры, Cav – каверны) Распределение межкристаллических пор и каверн по площади шлифа: а – ув.  $\times 5$ , ник. X; б, в – фото в обратно отраженных электронах (обр. 103, желтое – доломит, зеленое – кальцит, красное – пустотное пространство); г – межкристаллические поры доломитизации, частично выполненные кварцем, размеры до 0,25–0,54 мм (обр. 136, ув.  $\times 20$ ; ник. X); д – поры унаследованного растворения, размеры до 1,01 мм (обр. 96, ув.  $\times 10$ ; ник. X); е – каверна, размеры до 2,48–3,24 мм (обр. 104, ув.  $\times 1,6$ ; ник. X)

ные грани или кристаллы доломита (см. рис. 6, д). К вновь образованным относятся пустоты, которые не подчинены морфологии и распределению межкристаллических областей и сформированы на месте растворенного агрегата зерен. Они относятся к кавернам, имеют неправильную форму и размеры до 2,48–3,24 мм (см. рис. 6, е).

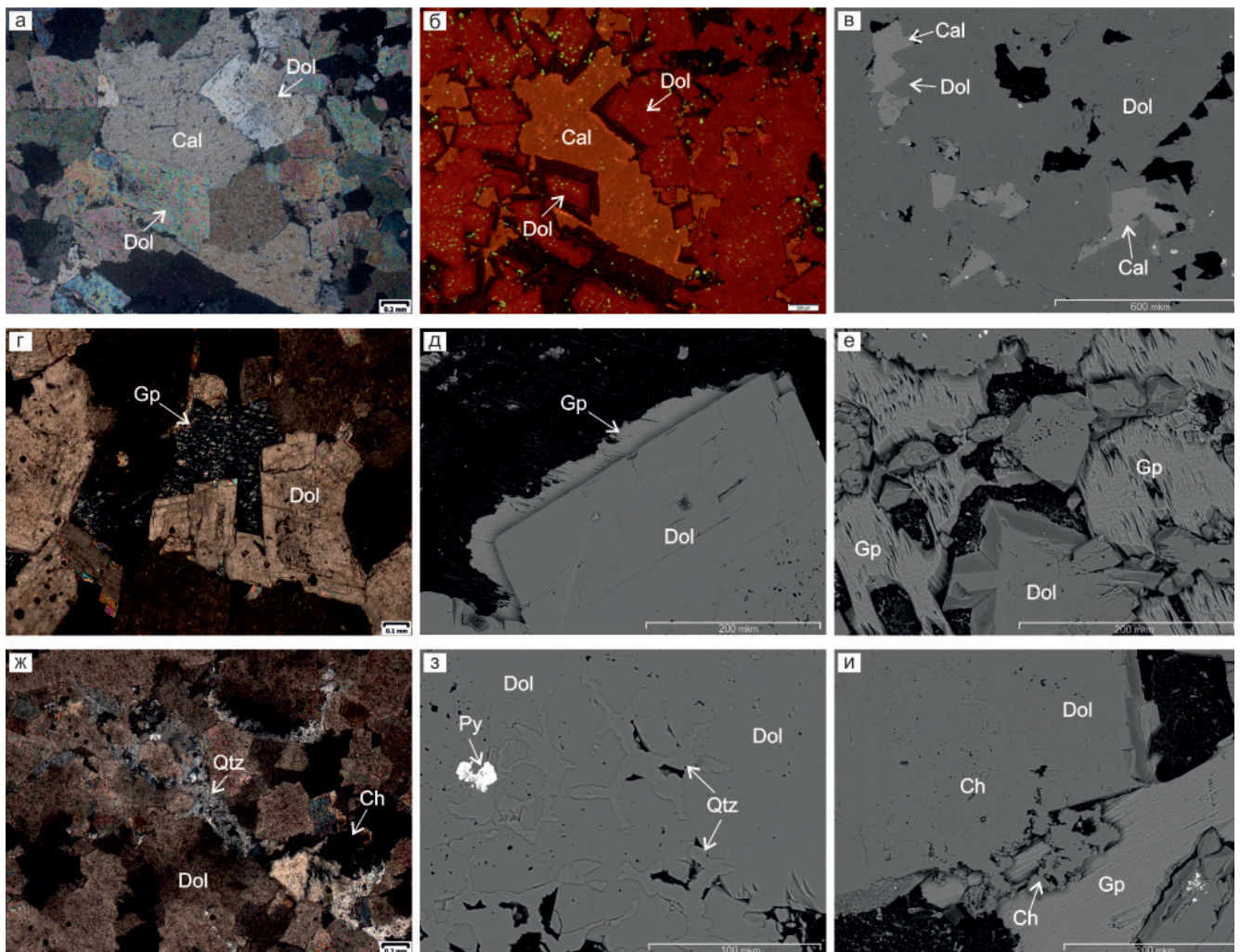
Большая часть межкристаллических пор доломитизации и каверн является «эффективной» – открытой, и на площади  $4 \times 4 \text{ мм}^2$  их количество составляет 13 % (см. рис. 6, в). Местами поры частично или полностью выполнены минералами более поздней генерации, такими как доломит второй генерации (этим обусловлена прозрачность его кристаллов, см. рис. 4), кальцит, кварц или халцедон с характерной глобулярной микроструктурой, гипс и/или ангидрит (см. рис. 6, б–г).

Для установления времени кальцитизации, сульфатизации и силификации карбонатных пород полезны данные о парагенетических соотношениях кальцита, гипса/ангидрита, кварца/халцедона и кристаллов доломита [6]. Кристаллы и агрегаты кальцита выполняют межкристаллические поры, каверны и характеризуются реакционными контактами с доломитом. Для кальцита типичны желтые до оранжевого цвета катодолюминесценции (рис. 7, а–в). Во многих образцах в пространстве между кристаллами и агрегатами доломита, а также в виде каемок обрастания по их периферии проявлены гипс, реже ангидрит (см. рис. 7, г–е). О более

позднем формировании аутигенных кварца и халцедона свидетельствуют: наличие в агрегатах этих минералов кристаллов доломита, изолированных, с изъеденными контурами, сохранившихся от замещения; прорастание кристаллическим кварцем межзернового пространства и коррозия кристаллов доломита; выполнение кварцем тонких промежутков (интерстиций) между кристаллами доломита, межкристаллических пор и трещин (см. рис. 7, ж, з). Кристаллы вторичного кварца и халцедона характеризуются отсутствием катодолюминесцентного свечения, т. е. черной окраской. Однако для редких обломочных алевритовых зерен свойственно голубое катодолюминесцентное свечение. Встречается ассоциация халцедона и гипса, которая свидетельствует о более позднем времени формирования халцедона, так как последний прорастает кристаллы гипса (см. рис. 7, и).

Согласно данным микротомографии, в разрезе отмечаются доломиты с равномерной матричной (межкристаллической) пористостью и мелкой кавернозностью (1–2 мм), в которых открытая пористость составляет 8,23–10,65 % (рис. 8, а–в), и доломиты, матричная пористость которых невысокая, но в них широко развита кавернозность, в том числе имеют место крупные (от 1,6 до 3–4 см) открытые каверны, а также трещины (см. рис. 8, г–м). Открытая пористость последних изменяется от 4,5 до 22,61 %. Низкие значения открытой пористости (0,2 и 2,75 %) характерны для доломитов, сложенных перекристал-





**Рис. 7.** Вторичные минералы в доломитах замещения (Dol – доломит первой генерации; Cal – кальцит; Gp – гипс; Qtz – кварц; Ch – халцедон; Py – пирит)

а, б – кальцит, выполняющий каверну и межкристаллическое пространство в доломите и характеризующийся оранжевым катодолуминесцентным свечением (обр. 103, а – ник. X; б – то же при катодолуминесценции; ув.  $\times 5$ )

в – вторичный кальцит, слагающий межкристаллические поры в доломите (обр. 103, фото в обратно отраженных электронах)

г – гипс в пространстве между кристаллами доломита (ув.  $\times 10$ ; ник. X)

д – гипс в виде каемки обрастания по периферии кристалла доломита (ув.  $\times 400$ )

е – агрегат гипса, выполняющий пространство между кристаллами доломита (обр. 105) (ув.  $\times 500$ )

ж – кварц и халцедон, заполняющие межкристаллические пространства и корродирующие кристаллы доломита (обр. 102, ув.  $\times 10$ ; ник. X)

з – кварц, выполняющий межкристаллические поры и интерстиции между кристаллами доломита (обр. 105, ув.  $\times 80$ )

и – халцедон, частично корродирующий кристаллы доломита и заполняющий участки внутри кристаллов гипса (обр. 105, ув.  $\times 400$ )

**Рис. 8.** Микротомографические 3D модели образцов, открытой и закрытой пористости; различными оттенками серого показаны фазы разной плотности; участки с открытой (желтый, черный цвет) и закрытой (красный цвет) пористостью  
а–в – доломит средне-крупнозернистый с межкристаллическими порами; обр. 128, открытая пористость  $m_0$  8,23 %, закрытая  $m_3$  2,92 %; диаметр образцов 1,8 см

г–е – доломит пористо-кавернозный с открытой трещиной, обр. 125,  $m_0$  4,76 %,  $m_3$  2,38 %; диаметр образцов 1,85 см

ж–и – доломит кавернозный и трещиноватый, каверны сообщаются посредством трещин, белая фаза – твердый битум, заполняющий субгоризонтальную извилистую трещину, обр. 123,  $m_0$  4,5 %,  $m_3$  1,4 %, диаметр образцов 4 см

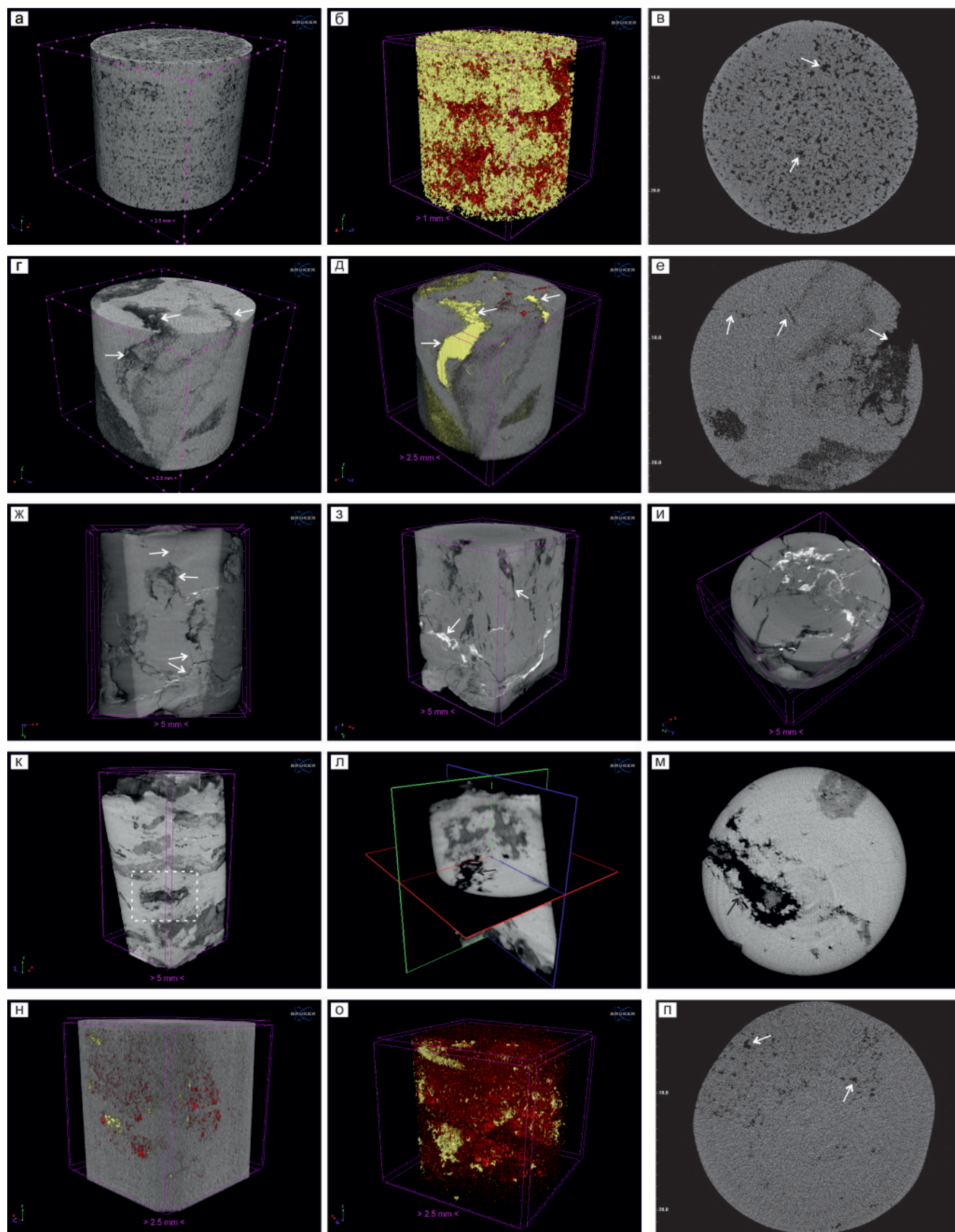
к–м – доломит строматопоровый, пористо-кавернозный, проявлена частично открытая, изолированная каверна; л, м – обр. 113,  $m_0$  22,61 %,  $m_3$  0,93 %, диаметр образцов 4 см

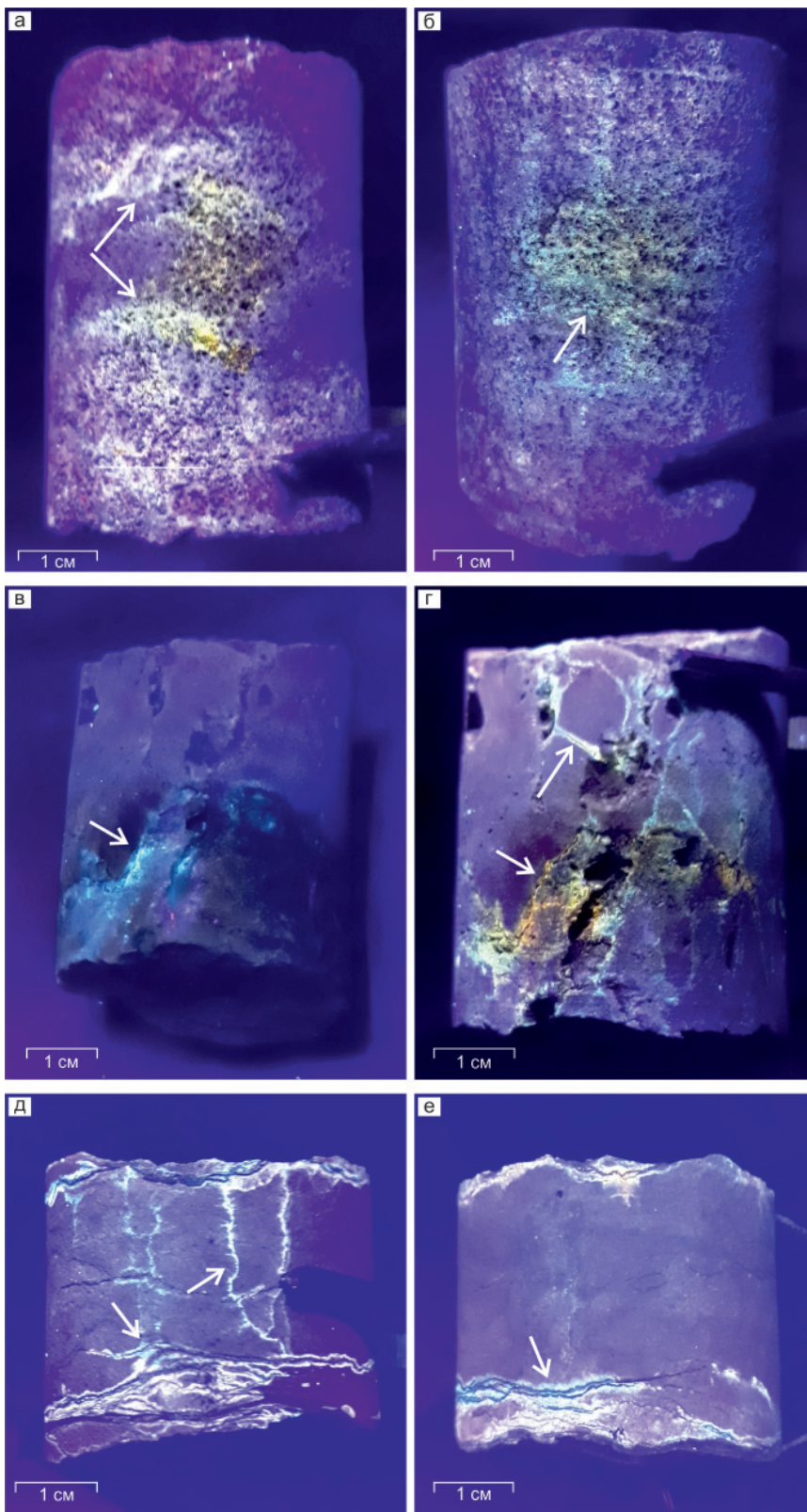
н–п – доломит мелкокристаллический, сложенный плотным агрегатом неромбоэдрических кристаллов; обр. 118,  $m_0$  0,2 %,  $m_3$  2,16 %, диаметр образцов 1,95 см



лизованными и неромбоэдрическими кристаллами (см. рис. 8, н–п). Наличие участков закрытой пористости на микротомографических реконструкциях – следствие массивной доломитизации, которая обусловила неоднородное распределение порового пространства из-за формирования неромбоэдри-

ческих агрегатов плотного сложения, заполняющих остаточное пространство между ромбоэдрическими кристаллами, неравномерной доломитовой цементации, перекристаллизации, а также формирования доломита второй генерации, кальцита, гипса, ангидрита и/или кварца, выполняющих пустоты (см. рис. 8, б, о).





**Рис. 9.** Особенности люминесценции доломитов

а, б – доломит средне-крупнозернистый с межкристаллическими порами; люминесценция от беловато-голубоватых до желтых тонов на участках порового пространства (а – обр. 112, б – обр. 128)

в, г – доломит кавернозный, трещиноватый, люминесценция по кавернам, трещинам и стилолитовым швам в породе, цвета люминесценции сменяются по истечении короткого времени от беловато-голубоватых до оранжево-желтых и светло-коричневых, что свидетельствует о присутствии как легких миграционно-способных, так и малоподвижных маслянисто-смолистых и смолистых битумоидов (обр. 123)

д, е – доломит с волнистыми глинистыми прослоями, люминесценция в беловато-голубоватых тонах на участках глинистых прослоев, обогащенных  $C_{орг}$  (обр. 116)

При помощи капельно-люминесцентного анализа в изученных породах обнаружены вторичные битумоиды как в разностях с равномерной матричной пористостью, так и в кавернозных доломитах (рис. 9, а–г). Но в породах с относительно плотной матрицей и крупными кавернами люминесценция проявлена только в трещиноватых образцах, в которых каверны сообщаются посредством трещин (см. рис. 9, в, г). Таким образом, в разрезе присут-

ствуют поровый и каверново-трещинный типы коллекторов.

Содержание  $C_{орг}$  в доломитах варьирует от 0,1 до 0,7 %, в среднем 0,42 %. Повышенные значения  $C_{орг}$  приурочены к мелко-тонкокристаллическим глинистым доломитам с волнистыми глинистыми прослоями, которые заметно обогащены органическим веществом, в том числе твердым битумом, и содержат битумоид смешанного типа (см. рис. 9, д, е).

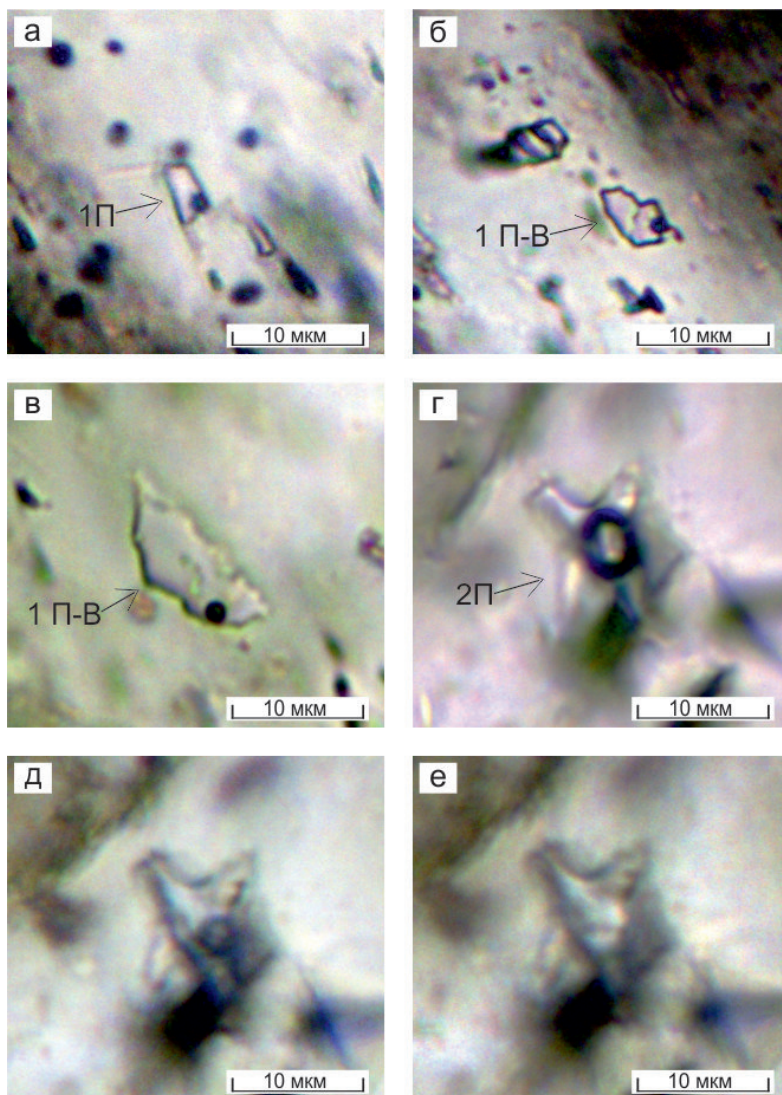


В вышележащих верхнесилурийских (неракачинская ( $S_2^1nr$ ) и кираская ( $S_2^1-S_2^2kr$ ) свиты) и ниже-среднедевонских (ямпахтинская ( $D_1jm$ ) – мантуровская ( $D_1l$ ) свиты) отложениях, тонкозернистые доломиты, переслаивающиеся с гипсами и ангидритами и находящиеся с ними в парагенетической связи, характеризуются отсутствием структурных признаков, свидетельствующих о замещении известковых осадков, и, следовательно, об их первичной хомогенной природе. Данная ассоциация минералов демонстрирует прекращение осаждения солей на ранних стадиях эвапоритового процесса – на стадии формирования доломита и гипса.

Сульфатно-карбонатные верхнесилурийские отложения характеризуются высоким содержанием стронция (до 599–3720 ppm, или 0,06–0,372 %), которое повышается при переходе от доломитов замещения мунильской свиты ( $S_1^2mn$ ) (86,5–100 ppm, или 0,008–0,01, редко 0,02 %), к сульфатно-карбонатным породам неракачинской свиты ( $S_2^1nr$ ). В доломито-ангидритах значение отношения Sr/Ba достигает 20. Повышенные содержания стронция вызваны его активным осаждением в виде сульфата при высокой

концентрации солей в морском бассейне в условиях осаждения гипса, т. е. в лагунных обстановках. Содержание в породах стронция снижается при переходе от глинистых известняков хукэлченской свиты ( $S_1^1khl$ ) (до 303 ppm, или 0,03 %) к доломитам замещения мунильской свиты ( $S_1^2mn$ ) (см. рис. 2). Стронций входит в состав карбонатных пород в виде изоморфной примеси, что объясняется близостью ионных радиусов стронция и кальция. Весьма низкие содержания стронция в исследуемых вторичных доломитах (85,6–211 ppm, или ~0,009–0,02 %) являются следствием процесса замещения кальция и стронция известняков магнием доломитизирующего раствора.

Объектом для обнаружения и исследования флюидных включений послужили агрегаты кристаллов доломита *второй (седловидный тип) генерации*, их внешние прозрачные оторочки, а также ядерные зоны кристаллов доломита *первой генерации*. В ядерной части доломита 1 из образца 104 встречены первичные двухфазовые флюидные включения с большим (25–35 об. %) газовым пузырьком (рис. 10, г). В доломите 2 из образцов 100, 103 и 104 обнаружены первичные, первично-



**Рис. 10.** Флюидные включения в кристаллах доломита при температурах: а–г – комнатной; д – 110 °С; е – 139 °С (включение соответствует гомогенному (однородному) флюиду, захваченному при температуре, соответствующей минимальной температуре начала кристаллизации)

а–в – включения водно-солевых рассолов в доломите второй генерации: а – первичные, б, в – первично-вторичные (а – обр. 100; б – обр. 100, в – обр. 103)

г–е – флюидное включение, содержащее органическое вещество в доломите первой генерации (обр. 104)



Таблица 1

Результаты исследования первичных и первично-вторичных включений в доломите

№ группы включений	Генерация доломита	Тип включений	n	$T_{\text{гом}}$ , °C	$T_{\text{эвт}}$ , °C	$T_{\text{пл. льда}}$ , °C	$C_{\text{солей}}$ мас. %-экв. $\text{CaCl}_2$	d, г/см <sup>3</sup>	$T_{\text{крист}}$ , °C, при 540 бар
100 каемка кристалла	2	1 П	4	152	-59	-36,4	26,5	1,12	181
		1 П-В	3	116	-58	-35,1	26,3	1,14	142
		1 П-В	5	113	-58	-35,0	26,2	1,14	139
104 центр кристалла	1	2 П	2	139	-	-	-	-	-
		2 П	3	134	-	-	-	-	-
104 каемка кристалла	2	1 П	3	167	-56	-34,5	25,8	1,10	197
		1 П	3	144	-55	-32,9	25,5	1,12	172
		1 П-В	5	80	-55	-31,2	25,1	1,16	104
		1 П-В	7	78	-56	-33,0	25,6	1,16	102
103 каемка кристалла	2	1 П-В	3	90	-56	-32,6	25,5	1,15	115

*Примечания.* Генетический тип включений: 1 – двухфазовые газово-жидкие, 2 – двухфазовые жидких УВ, П – первичные, П-В – первично-вторичные, n – количество включений;  $T_{\text{гом}}$ , °C – температура гомогенизации (минимальная температур начала кристаллизации, температура превращения двухфазового включения в гомогенный водный флюид, захваченный минералом при повышенной температуре);  $T_{\text{эвт}}$ , °C – температура эвтектики (температура первого фазового перехода, при ней появляются первые капли жидкости при таянии льда после полной заморозки включения, на основе которой определяется набор компонентов во включении);  $T_{\text{пл. льда}}$ , °C – температура плавления льда (температура исчезновения последнего кристаллика льда в двухфазовом включении, при помощи которой рассчитывается концентрация солей в растворе);  $C_{\text{солей}}$ , мас. %-экв.  $\text{CaCl}_2$  – концентрация солей растворов включений для системы  $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ ; d, г/см<sup>3</sup> – плотность флюида;  $T_{\text{крист}}$ , °C при 540 бар – температура кристаллизации минерала, рассчитанная с учетом поправки на влияние литостатического давления.

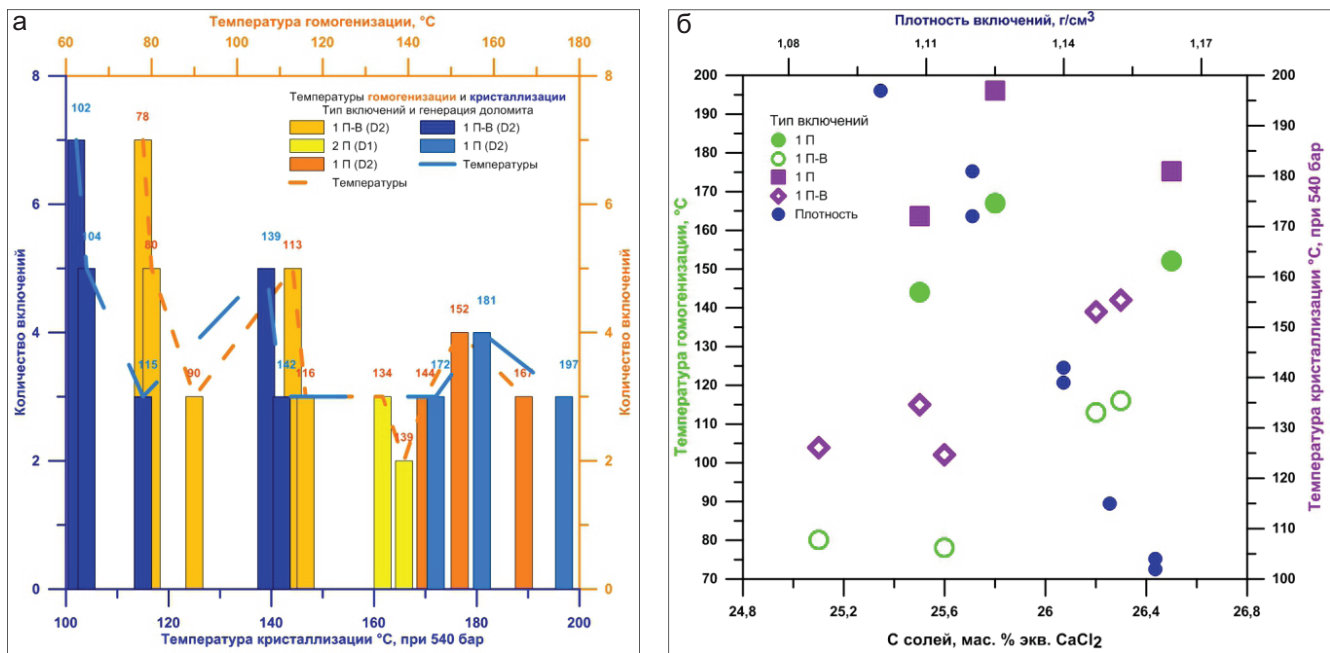
вторичные и вторичные включения водно-солевых растворов, содержащие газовый пузырек, занимающий меньше 10 % объема вакуоли, и водный раствор (см. рис. 10, а–в).

Первичные включения захвачены при росте кристалла. Первичная природа флюидных включений определена по их равномерному распределению в объеме минерала-хозяина или приуроченности к зонам роста [11]. Первично-вторичные включения образовались при растрескивании минерала-хозяина в процессе кристаллизации. Они расположены вдоль залеченных трещин, не достигающих границ зерен доломита, и отличаются от первичных тем, что локализованы в ядерных зонах кристаллов и содержат флюиды, формировавшие внешние оторочки и имеющие более низкую температуру. Вторичные включения приурочены к секущим трещинам и образовались при их заполнении после формирования кристалла.

Исследование пяти первичных флюидных включений в доломите 1 (табл. 1) показали, что они содержат жидкость с высоким (значительно больше, чем у воды) коэффициентом объемного расширения, не замерзающую при охлаждении до -150 °C. По-видимому, включения содержат низкокипящую «органическую» жидкость типа бензина (см. рис. 10, г–е). Эти включения гомогенизируются при температурах от +134 до +139 °C (рис. 11, а).

Результаты термо- и криометрических исследований 33 индивидуальных флюидных включений (первичных и первично-вторичных) в доломите 2 (см. табл. 1) показали, что жидкость в них замерзает при температуре около -80 °C. Она представляет собой водный раствор хлоридов Na, Ca и Mg ( $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ ), о чем свидетельствует температура эвтектики раствора от -55 до -59 °C. Температура гомогенизации (минимальная температура начала кристаллизации) первичных двухфазовых включений типа 1 составляет 144–167 °C, концентрация солей 25,5–26,5 мас. %-экв.  $\text{CaCl}_2$ , плотность флюида 1,10–1,12 г/см<sup>3</sup>; первично-вторичных двухфазовых включений – 78–116 °C, 25,1–26,3 мас. %-экв.  $\text{CaCl}_2$  и 1,14–1,16 г/см<sup>3</sup> соответственно (см. рис. 11, а). Наблюдаются положительная корреляция температур кристаллизации и значений солёности флюида, что связано с увеличением растворимости соединений с ростом температуры, и отрицательная корреляция температуры захвата с его плотностью (см. рис. 11, б).

Поскольку по геологическим данным изученный доломит кристаллизовался на глубине около 2 км, литостатическое давление составляло около 540 бар, или 550 кг/см<sup>2</sup>. Согласно рассчитанной поправке на давление, добавленной к температуре гомогенизации, истинная температура кристаллизации доломита (температура захвата) варьировала в диапазоне 102–197 °C (см. рис. 11, а).



**Рис. 11.** Характеристика основных параметров флюидных включений: диаграммы для различных их типов и генераций доломита (а); для минералообразующих флюидов доломитов второй генерации (б)

### Обсуждение результатов

Результаты проведенных исследований позволили заключить, что изученные доломиты образовались на стадии катагенеза при воздействии на известняки циркулирующих подземных вод, так как для катагенетического доломита характерны крупные (до 1,5 мм) изометричные ромбовидные идиоморфные и гипидиоморфные, зональные в проходящем свете и при катодолюминесценции кристаллы. Зональность обусловлена наличием темного ядра, замутненного включениями реликтового кальцитового материала, и прозрачной оторочки вокруг. При изоморфных замещениях в структуре карбонатов наиболее активными элементами являются кальций, магний и железо. В зональных кристаллах доломита внешняя оторочка формировалась из растворов с меньшим содержанием кальция и магния, чем ядра, что обусловило возможность выпадения из раствора железа, вызвавшего концентрическую зональность доломита.

При преобладающей повсеместной доломитизации ромбоэдры расположены среди неправильно-зернистого доломита, при неполной доломитизации – среди микрозернистой кальцитовой массы. Правильный и равномерный рост ромбоэдров был возможен при наличии свободного пространства, появляющегося при растворении известняка. Как только ромбоэдры пришли в соприкосновение между собой, равномерное их развитие оказалось невозможным и оставшаяся часть известняка заместилась неправильно-зернистыми доломитовыми кристаллами.

Литолого-петрографические наблюдения, микротермометрические исследования, геохимическое поведение стронция и отношение Sr/Ba со-

ответствуют гипотезе доломитообразования путем взаимодействия карбонатных отложений с водами повышенной солености, когда доломитизирующий флюид двигался сверху вниз, а состав флюида отвечал рассолу [7]. В стадию катагенеза источником метасоматического флюида являлись захороненные реликтовые эвапоритовые рассолы. Последние сохранились в перекрывающих мунильскую свиту ( $S_1^2mn$ ) сульфатно-карбонатных верхнесилурийских и девонских отложениях, демонстрирующих признаки эвапоритовой седиментации (присутствие гипса, ангидрита и седиментационного доломита). На это также указывают значения отношения Sr/Ba, существенно превышающие единицу и увеличивающиеся прямо пропорционально количеству в породах указанных литологических индикаторов палеосолености. При нисходящей миграции такого рассола и последующего его прогрева в подсолевых карбонатных толщах возникали условия для метасоматического образования доломита. Осолоненные интерстициальные воды (межкристалльные растворы вышележащих карбонатно-сульфатных отложений) мигрировали сверху вниз и по латерали через проницаемые зоны в нижнесилурийских породах.

Считается, что доломит имеет более плотную кристаллическую решетку в сравнении с кальцитом. Поэтому при доломитизации уменьшается объем пород, что способствует появлению вторичных межкристаллических пор в совокупности с порами растворения при повсеместной доломитизации. Новообразованная пористость нередко не сохранилась из-за дальнейшего поступления доломитизирующих растворов, которые, будучи перенасыщенными в отношении доломита, привели к формированию доломитового цемента путем повсеместного роста прозрачных доломитовых оторочек вокруг ранее



сформированных доломитовых кристаллов [16]. Настоящий процесс наиболее характерен для модели рассольной доломитизации [14], где постоянно проникающие рассолы имеют высокую степень минерализации и оказывают длительное действие на породы, существенно сокращая пористость и проницаемость в доломитах. Гипс и ангидрит выполняют межкристаллические поры доломитизации и каверны, т. е. являются вторичными минералами, а их образование связано с проникновением в породы растворов из перекрывающих сульфатно-карбонатных отложений.

Известно, что процессы выщелачивания осуществляются при сравнительно быстрой циркуляции вод, способствующей выносу растворенных продуктов. Образование крупных каверн в изученных породах происходило на последних этапах доломитизации путем растворения незамещенного матрикса и/или фрагментов фауны, когда флюиды продолжали поступать, но насыщенность их относительно магния была уже недостаточна для доломитизации (израсходована на начальных этапах доломитизации), в то время как недонасыщенность относительно кальция сохранялась.

Увеличение пористости породы после основного этапа доломитизации, выраженного в формировании породообразующего доломита 1, облегчило интенсивность химического растворения при циркуляции пластовых вод с более низкими значениями pH. Как уже упоминалось, большая часть вторичных пор, сформировавшихся за счет доломитизации, и каверн растворения в изученных породах остается «эффективной» – открытой. Но часто поры и каверны растворения выполнены минеральным веществом, например доломитом 2. Его образование связано с повторной циркуляцией Mg-содержащих растворов, из которых кристаллизовался прозрачный, не замутненный примесью первичного вещества доломит, заполняющий пустоты и трещины.

Известно, что кальцит кристаллизуется в менее щелочных условиях среды в сравнении с доломитом [6]. Осаждение кальцита в межкристаллических порах происходило по мере падения температуры раствора и понижении его щелочности, так как в процессе доломитизации при изоморфном замещении кальция магнием в раствор переходит значительное количество кальция.

Растворение является частью процесса доломитизации, так как механизм замещения доломитом кальцита заключается в одновременном растворении замещаемого минерала и отложении замещающего в щелочной обстановке при  $\text{pH} > 8,2-9$ . В процессе растворения карбонатов в раствор поступали также Si и Al, что было обусловлено присутствием в них терригенной примеси и, возможно, органических остатков с кремнистым скелетом. По мере выпадения из раствора химических соединений в виде доломита и падения его температуры происходило изменение pH среды с повышением

кислотности раствора, что в конечном итоге приводило к выпадению из него кварца и халцедона. Циркуляция кислых растворов, насыщенных кремнеземом, способствовала частичному растворению и замещению кристаллов доломита, ограничивающих стенки пор, с формированием кварца и халцедона в межкристаллическом пространстве.

Таким образом, закономерная последовательность выделения минералов: доломит 1 (134–139 °C) – доломит 2 (172–197 °C) – кальцит – гипс – кварц и халцедон. Последние четыре минерала кристаллизовались по мере падения температуры раствора. Образование двух генераций доломита является последовательным процессом, но с разницей в температурах минералообразования, что обусловлено действием интрузивного магматизма при формировании доломита 2. Следствием доломитизации, как правило, является повышенное содержание в пластовых водах кальция, который кристаллизовался в виде кальцита в порово-каверновом пространстве пород, сформированном вследствие доломитизации и сопряженного с ней растворения каркаса пород. Образование сульфатов кальция является индикатором модели рассольного катагенеза [14]. Кварц и халцедон – сопутствующие вторичные минералы доломитов замещения, кристаллизующиеся на заключительном этапе метасоматического процесса [6] (табл. 2).

Основными факторами, способствующими развитию доломитизации, были возрастающие температура и давление, и прежде всего наличие их повышенного градиента, обусловленного формированием разломов в процессе повышения интенсивности тектонических движений в период максимального погружения осадочного бассейна (рис. 12). Латеральная миграция рассолов и вытеснение ими поровых нормально-морских вод могла начаться только в результате формирования зон разгрузки по разломам, куда под действием градиента давления устремлялись реликтовые морские воды (см. рис. 12). Поровое пространство пород, литогенетические и тектонические трещины служили путями миграции для просачивающихся рассолов.

Процесс вызывался именно длительным взаимодействием эвапоритовых рассолов с известняками. Проникновение растворов во вмещающие породы при повышенных величинах отношения в них Mg/Ca приводило к растворению известняков и замещению кальция в составе последних магнием гидротермального раствора, что способствовало формированию доломита. Повышенные отношения Mg/Ca в эвапоритовых рассолах объясняются удалением из них части кальция и его осаждением в составе гипса в лагунной обстановке в период накопления сульфатно-карбонатных верхнесилурийских и нижнедевонских отложений.

На основе исследования температур гомогенизации и захвата двухфазовых газовой-жидкой включений и исходя из величины палеотемпературно-

Таблица 2

Стадийность кристаллизации доломита и сопряженных вторичных минералов

Минерал	Температура формирования, °С				
	200–150	150–130	130–120	120–110	110–100
Dol 1, зональный	 1				
Растворение Dol 1, формирование Dol 2*	 2				
Cal поровый	 3				
Гипс	 4				
Кварц, халцедон	 5				

Примечания. 1–5 – стадии формирования минералов; \* – влияние интрузий на температуру кристаллизации доломита 2.

го градиента для Сибирской платформы, равного 5 °С/100 м [10], мы рассчитали палеоглубину кристаллизации доломита.

Согласно результатам исследования пяти первичных двухфазовых флюидных включений с большим газовым пузырьком в доломите первой (основной) генерации, можно предположить, что минимальная температура начала кристаллизации доломита составляла 134–139 °С. При кристаллизации доломита 1 флюид представлял собой гетерогенную систему, состоящую из двух несмешивающихся фаз: водный раствор – жидкие углеводороды. На основе температур гомогенизации и в соответствии с величиной палеотемпературного градиента рассчитанные палеоглубины образования доломита 1 составили около 2680–2780 м.

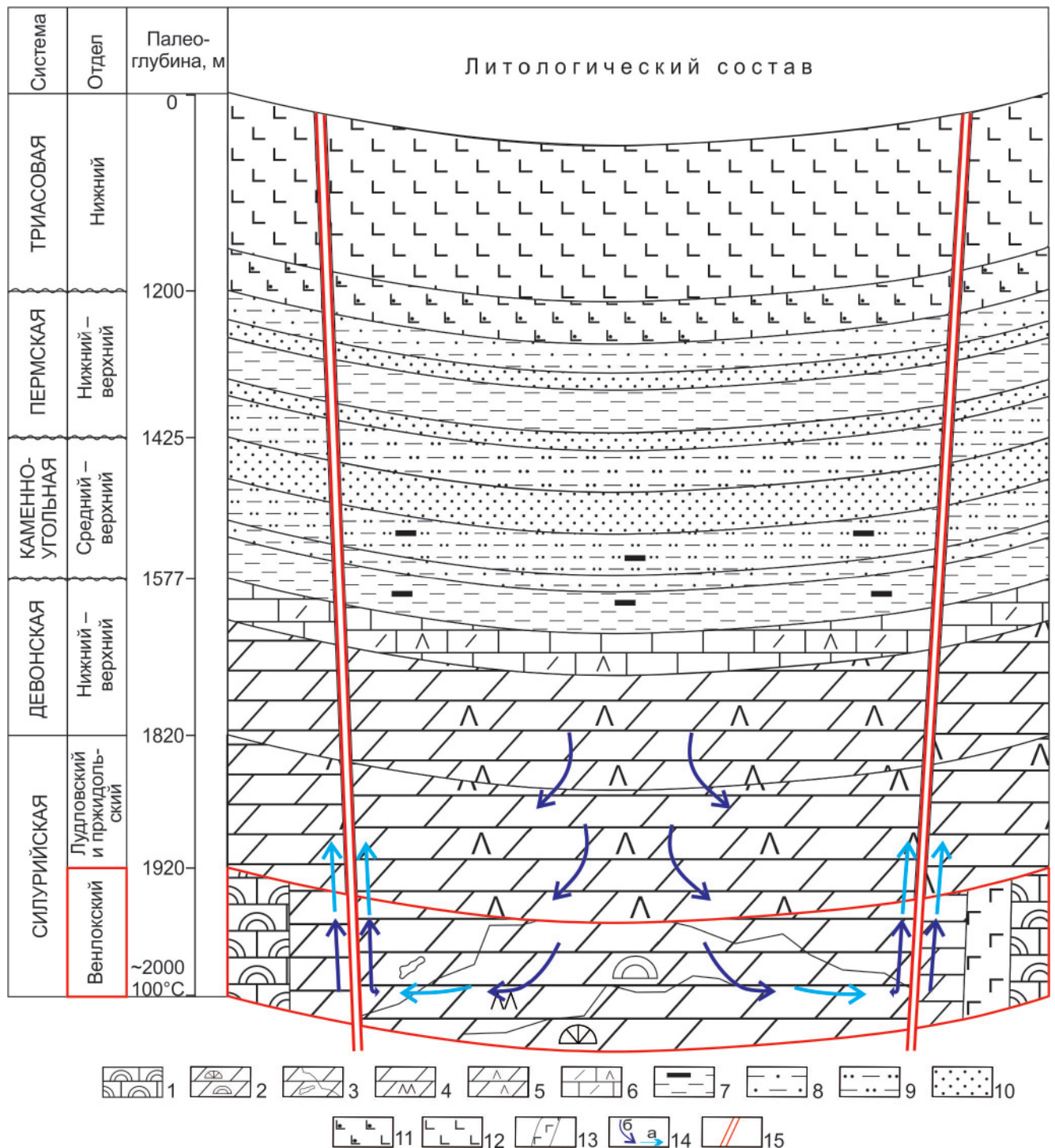
Доломит второй генерации (седловидный тип) в соответствии с температурами захвата флюидных включений образовался при температурах 172–197 °С позднее основного этапа доломитизации, после образования каверн и трещин. Рассчитанные палеоглубины образования доломита 2 согласно температурам захвата включений при нормальном погружении и региональном возрастании температур могли составить 3440–3940 м. Однако палеоглубины и обусловленные ими палеотемпературы, рассчитанные по данным исследования флюидных включений, заметно превышают региональные значения. В соответствии с реконструированными мощностями до размыва отложений, максимальные палеоглубины для венлокских пород после накопления вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований триаса и максимального погружения синеклизы составили приблизительно 2000 м, палеотемпература в породах с учетом величины палеоградиента – около 100 °С. Как показал палеотектонический анализ, на всей территории Тунгусской синеклизы завершающим этапом погружения был

ранний триас [10]. С начала юрского периода вплоть до настоящего времени в этом регионе действует существенно денудационный этап, характеризующийся прежде всего значительной амплитудой подъема и размывом осадочных толщ. В конце перми (в предтриасовое время) палеоглубины залегания пород венлокского отдела составляли около 1000 м. В соответствии с максимальным палеоградиентом для Сибирской платформы (5 °С/100 м) палеотемпературы в них были невысокими (около 50 °С), поэтому очевидно, что основной этап доломитизации, а также формирование доломита 2 соответствовали эпохе максимального погружения территории Тунгусской синеклизы – раннетриасовой, когда силурийские отложения находились в зоне прогрессивного развития процессов катагенеза в соответствии с палеотемпературой 100 °С.

Результаты наших исследований показали, что в процессе доломитизации силурийских отложений определяющее значение имел трапповый магматизм, вызвавший дополнительный прогрев отложений. Этот прогрев в результате воздействия траппового магматизма был обусловлен двумя факторами: 1) накоплением мощной вулканогенной толщи триаса, которая увеличила глубины погружения пород и, следовательно, региональные температуры, усилив и ускорив процесс доломитизации известняков, начавшийся под действием эвапоритовых рассолов и выразившийся в формировании доломита 1; 2) непосредственным термальным влиянием внедрявшихся в осадочные толщи интрузий долеритов и поступления ионов Mg+2 в поровые растворы, способствовавших кристаллизации доломита 2. К этому времени по-видимому относится перекристаллизация доломита 1.

Непосредственно в разрезе Ледянской скв. 3 пластовых тел долеритов не зафиксировано, но севернее Ледянской параметрической скв. 358 в со-





**Рис. 12.** Принципиальная модель доломитизации карбонатных пород венлокского отдела

1 – известняки кораллово-строматопоровые; 2–4 – доломиты: 2 – замещения, 3 – трещиноватые и кавернозные, 4 – с вторичными сульфатами кальция; 5 – доломито-ангидриты; 6 – известняки доломитизированные, ангидритистые; 7 – углистые аргиллиты; 8 – алевропелиты; 9 – алевролиты; 10 – песчаники; 11 – туфогенные отложения; 12 – базальты; 13 – секущее тело долерита; 14 – миграция: а – поровых нормально-морских вод, б – рассолов; 15 – условные дизъюнктивные нарушения

ставе кунтыкахинской свиты ( $O_2kn$ ) вскрыта интрузия долеритов мощностью 145 м. Отложения мунильской свиты ( $S_1^2mn$ ) сложены буровато-серыми вторичными кавернозными доломитами. С ростом температуры растворимость соединений увеличивается, что наблюдается по результатам исследования флюидных включений, выявившим положительную корреляцию температур гомогенизации с величи-

нами солёности флюида. Таким образом, прогрев вмещающих отложений под действием базальтового магматизма наложился на региональные катагенетические процессы, что способствовало их ускорению.

### Выводы

Проведенные комплексные литолого-минералогические и геохимические исследования по-



зволили заключить, что доломитизация нижнесилурийских отложений была обусловлена действием наложенно-эпигенетических процессов, вызванных внедрением в известняковую толщу неравновесных с ними флюидов – горячих пластовых рассолов. В результате метасоматической миграции сквозь известняковую толщу флюидов, представляющих собой рассолы хлоридов Na, Ca и Mg и содержащих примесь железа, формировалась мощная зона доломитизации. Интенсивному образованию доломита способствовало участие растворов с более высоким по сравнению с морской водой отношением Mg/Ca, т. е. эвапоритовых рассолов. В этих рассолах, мигрирующих в восстановительных условиях, обменные реакции в системе кальцит–доломит заканчивались образованием кристаллического доломита.

Источником эвапоритовых рассолов являлись межкристалльные и поровые растворы карбонатно-сульфатных верхнесилурийских и девонских отложений, наиболее активная миграция которых в нижележащие карбонатные породы происходила в триасовый период – во время максимального погружения, когда активизировались глубинные разломы и зарождались новые. Основным фактором для нисходящей миграции эвапоритовых рассолов послужило изменение градиентов давления и температуры в зонах разломов, куда устремлялись также и реликтовые морские воды. Данное обстоятельство было следствием снижения гидростатического давления в толще карбонатных пород, что способствовало нисходящей миграции эвапоритовых рассолов, обладающих большей плотностью в сравнении с морской водой, и окончательного вытеснения ими последней. Пути миграции для просачивающихся рассолов служили поровое пространство и трещины в известняках. Динамика движения флюидов поддерживалась наличием повышенного градиента давления и температуры.

Важное значение имел также трапповый магматизм, который вызвал дополнительный прогрев отложений как результат термального влияния траппов, интрузий долеритов и увеличения палеоглубины погружения пород. Следствием вторичной доломитизации известняков явилось формирование двух генераций доломита. Первая генерация – породообразующая. Минимальная температура начала кристаллизации доломита первой генерации составляла примерно 139–140 °С. Образование доломита второй генерации, истинная температура кристаллизации которого достигала 172–197 °С, произошло позднее, в результате дополнительного интенсивного прогрева пластовых вод под действием интрузий.

Вторичная доломитизация, как правило, улучшала коллекторские свойства изученных карбонатных пород. Однако процессы доломитизации в отдельных интервалах разреза привели к ухуд-

шению их фильтрационно-емкостных параметров из-за доломитовой цементации, формирования агрегатов неправильно-зернистого доломита, занимающего пространства между ромбоэдрическими кристаллами доломита 1, позднего более высокотемпературного доломита второй генерации, выполняющего каверны и трещины, а также перекристаллизации, кальцитизации, сульфатизации и окремнения.

Длительность геологической истории от конца венлокской эпохи до конца пермского периода – около 176 млн лет, а от начала до середины триасовой эпохи – около 15 млн лет. Реконструированные палеоглубины и палеотемпературы пород венлокского отдела на предтриасовое время составили 1000 м и 50 °С, а на конец максимального погружения ( $T_1$ ) – 2000 м и 100 °С соответственно. В ранне-триасовую эпоху произошло внедрение базитовых интрузий. Из приведенных данных вытекает, что начало максимального развития и завершение процессов прогрессивного катагенеза в силурийских карбонатных отложениях, в том числе вовлечение их в нефтегазообразование, пришлось на короткий период геологического времени, равный первым десяткам миллионов лет.

В публикации использованы результаты работ, частично выполненных за счет средств федерального бюджета Российской Федерации.

*Авторы выражают благодарность А. И. Ларичеву, способствовавшему проведению исследований; Н. В. Сенникову, предоставившему возможность изучения керна; С. В. Кашину, К. Ю. Васильевой, Л. Ю. Крючковой, А. К. Худолею, В. Б. Ершовой, Н. В. Петушковой, В. С. Никифоровой, А. В. Антонову и С. Ю. Янсон за консультации и помощь в проведении аналитических исследований. Особую благодарность авторы выражают д. г.-м. н. Елене Андреевне Предтеченской за ценные конструктивные замечания, которые позволили существенно улучшить настоящую статью.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисенко А. С.** Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. – 1977. – № 3. – С. 6–27.
- Вишняков С. Г.** Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы // Тр. Геол. ин-та АН СССР. – 1956. – Вып. 4. – С. 209–254.
- Гмид Л. П.** Литологические аспекты изучения карбонатных пород-коллекторов // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2006. – Т. 1. – Точка доступа: <http://www.ngtp.ru/rub/8/07.pdf>.
- Государственная** геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Норильская. Лист R-46 – Пайтурма: Объяснительная записка / ред. П. Г. Падерин. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 430 с.





5. **Государственная** геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Норильская. Лист R-47 – Хета: Объяснительная записка / ред. М. С. Мащак. – СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2018. – 464 с.

6. **Диагенез** и катагенез осадочных образований / под ред. Г. Ларсена, Дж. Чилингара. – М.: Мир, 1971. – 463 с.

7. **Карбонатные** породы. Генезис, распространение, классификация. Т. 1 / под ред. Дж. Чилингара, Г. Биссела, Р. Фэйрбриджа. – М.: Мир, 1970. – 398 с.

8. **Литология**, органическая геохимия и перспективы нефтегазоносности северных районов Курейской синеклизы / И. В. Вараксина, И. Д. Тимошина, А. Э. Конторович, И. В. Тумашов // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 3–4. – С. 572–585.

9. **Органическая** геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности / Т. К. Баженова, С. Н. Белецкая, Л. С. Беляева и др.; под ред. К. К. Макарова, Т. К. Баженовой. – Л.: Недра, 1981. – 211 с.

10. **Ордовик** и силур Ледянской площади по данным бурения / Т. А. Дивина, В. С. Старосельцев, Т. В. Лопушинская, А. Г. Ядренкина // Геология и геофизика. – 1992. – № 3. – С. 19–27.

11. **Реддер Э.** Флюидные включения в минералах. – М.: Мир, 1987. – Т. 1. – 560 с.; т. 2. – 632 с.

12. **Силур** северо-запада Сибирской платформы / Ю. И. Тесаков, О. Н. Симонов, Е. О. Ковалевская и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002. – 405 с.

13. **Старосельцев В. С., Дивина Т. А.** Нефтегазоносность ордовикско-девонских отложений севера Курейской синеклизы // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 8. – С. 1165–1171.

14. **Юдович Я. Э., Кетрис М. П.** Минеральные индикаторы литогенеза. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. – 564 с.

15. **Brown P.** FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // *American Mineralogist*. – 1989. – Vol. 74. – P. 1390–1393.

16. **Machel H. G.** Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal // From: C. J. Braithwaite, G. Rizzi, G. Darke (eds). *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. – London: Geological Society. Spec. Publ. – 2004. – Vol. 235 – P. 7–63.

## REFERENCES

1. Borisenko A.S. [Study of salt composition of gas-liquid inclusions in minerals by cryometry method]. *Geologiya i geofizika*, 1977, no. 3, pp. 16–27. (In Russ.).

2. Vishnyakov S.G. [Genetic types of dolomite rocks in the northwestern margin of the Russian Platform]. *Trudy Geologicheskogo Instituta AN SSSR – Trans-*

*actions of the Geological Institute of AS USSR*, 1956, vol. 4, pp. 209–254. (In Russ.).

3. Gmid L.P. [Lithological aspects of the study of carbonate reservoir rocks study]. *Neftgazovaya geologiya. Teoriya i praktika – Petroleum Geology. Theoretical and Applied Studies*, 2006, vol. 1. Available at: <http://www.ngtp.ru/rub/8/07.pdf>. (In Russ.).

4. Paderin P.G., ed. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1000000 (3 pokoleniye). Seriya Noril'skaya. List R-46 – Payturma. Obyasnitelnaya zapiska*. [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (3<sup>rd</sup> generation). Series Noril'skaya, Sheet-R-46 – Payturma. Explanatory note]. Saint-Petersburg, VSEGEI Publ., 2016. 430 p. (In Russ.).

5. Mashchak M.S., ed. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1000000 (3 pokoleniye). Seriya Noril'skaya. List R-47 – Kheta. Obyasnitelnaya zapiska*. [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (3<sup>rd</sup> generation). Series Noril'skaya, Sheet-R-47 – Kheta. Explanatory note]. Saint-Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 2018. 464 p. (In Russ.).

6. Larsen G., Chilingar G., eds. *Diagenез i katagenез osadochnykh obrazovaniy* [Diagenesis and catagenesis of sedimentary rocks]. Moscow, Mir Publ., 1971. 463 p. (In Russ.).

7. Chilingar G., Bissel G., Faibrudger R, eds. *Karbonatnyye porody. Genezis, rasprostraneniye, klasifikatsiya* [Carbonate rocks. Genesis, distribution, classification]. Moscow, Mir Publ., 1971. 463 p. (In Russ.).

8. Varaksina I.V., Timoshina I.D., Kontorovich A.E., Tumashov I.V. Lithology, organic geochemistry and petroleum potential of the northern areas of the Kureika syncline. *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, no. 3–4, pp. 467–478.

9. Makarova K.K., Bazhenova T.K., eds. *Organicheskaya geokhimiya paleozoya i dopaleozoya Sibirskoy platformy i prognoz neftegazonosnosti* [Organic geochemistry of Paleozoic and pre-Paleozoic of the Siberian Platform and forecast of oil and gas potential]. Leningrad, Nedra Publ., 1981. 211 p. (In Russ.).

10. Divina T.A., Staroseltsev V.S., Lopushinskaya T.V., Yadrenkina A.G. [Ordovician and Silurian of the Ledyanskaya area from drilling data]. *Geologiya i geofizika*, 1992, no. 3, pp. 19–27. (In Russ.).

11. Roedder E. *Flyuidnyye vklucheniya v mineralakh* [Fluid inclusions in minerals]. Moscow, Mir Publ., 1987, vol. 1, 560 p, vol. 2, 632 p. (In Russ.).

12. Tesakov Yu.I., Simonov O.N., Kovalevskaya E.O., et al. *Silur severo-zapada Sibirskoy platformy* [Silurian of the north-western Siberian Platform]. Novosibirsk, SB RAS Publ., GEO branch, 2002. 405 p. (In Russ.).

13. Staroseltsev V.S., Divina T.A. Petroleum potential of the Ordovician–Devonian sediments in the



northern Kureika Basin. *Russian Geology and Geophysics*, 2011, vol. 52, no. 8, pp. 917–922.

14. Yudovich Ya.E., Ketris M.P. *Mineralnyye indikator litogeneza* [Mineral indicators of lithogenesis]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 2008. 564 p. (In Russ.).

15. Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclu-

sion data. *American Mineralogist*, 1989, vol. 74, pp. 1390–1393.

16. Machel H.G. Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society, London, Special Publications, 2004, vol. 235, pp. 7–63.

© А. А. Рясной, В. Ю. Прокофьев, 2021





УДК 550.834(571.16)

## ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНОЛОГИИ ПАСИВНО-АКТИВНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ МОГТ (ПАС МОГТ) ДЛЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СТЕПАНОВСКОГО КУПОЛОВИДНОГО ПОДНЯТИЯ ВОСТОЧНО-ПАЙДУГИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Л. А. Максимов, **Г. В. Ведерников**

ООО «НМТ-Сейс», Новосибирск, Россия,

Приведены результаты применения инновационной технологии ПАС МОГТ на материалах сейсморазведочных работ по региональным профилям МОГТ общей протяженностью 2171 пог. км в юго-восточной части Томской области. Технология базируется на анализе пространственно-временных интервалов сейсмограмм МОГТ до первых вступлений наведенных волн, что обеспечивает получение дополнительных характеристик эмиссионных волн. В результате получены спектры и графики интенсивности геодинамических шумов в сопоставлении с временными разрезами и схемой пространственного расположения сейсмических профилей. По всем профилям выделены участки аномальных значений шумов, которые дают возможность прогнозировать наличие залежей УВ в их пределах. Полученные результаты позволяют достаточно высоко оценивать перспективны нефтеносности изучаемой территории. В Томской области их следует связывать в основном со специфическими ловушками неантиклинального типа, расположенными вблизи шовных зон, – долгоживущих тектонических нарушений, являющихся возможными каналами миграции глубинных УВ. Полученные материалы свидетельствуют о повышении перспектив нефтегазоносности в южном направлении, что имеет важное значение для стратегии освоения этого района. Первоочередным объектом развертывания здесь поисково-разведочных работ представляется территория Степановского куполовидного поднятия.

**Ключевые слова:** геодинамические шумы, пассивно-активная сейсморазведка (ПАС МОГТ), ловушки УВ, каналы миграции, технологии прямого прогнозирования залежей УВ, микросейсмь.

## APPLICATION OF THE TECHNOLOGY OF PASSIVE–ACTIVE CDP SURVEY (CDP PAS) FOR REGIONAL EVALUATION OF PETROLEUM POTENTIAL OF THE STEPANOVSKOYE DOME-SHAPED UPLIFT OF THE EAST PAIDUGINA DEPRESSION

L. A. Maksimov, **G. V. Vedernikov**

NMT-Seis, Novosibirsk, Russia

The results of application of the innovative CDP PAS technology on the materials of seismic operations along regional CDP profiles with a total length of 2171 linear km clarifying the southeastern part of the Tomsk region are given. This technology is based on the analysis of spatial-temporal intervals of CDP seismograms up to the first arrivals of induced waves, which provides additional characteristics of emission waves. The working results are presented by spectra and graphs of activity of geodynamic noises in comparison with time sections and the scheme of the spatial position of these data. Areas of anomalous noise values that allow researchers to predict the presence of hydrocarbon accumulations within their boundaries have been identified for all profiles. The results obtained make it possible to assess the oil bearing capacity of this territory rather highly. In Tomsk region, these prospects should be associated mainly with specific non-anticline traps located near suture zones- long-lived tectonic faults that are possible channels for the migration of deep hydrocarbons. The data obtained indicate an increase in petroleum potential in the southern direction, that is important for the development strategy of this district. The territory of the Stepanovskoye dome mesoelevation appears to be the primary target for the buildup of prospecting and exploration here.

**Keywords:** geodynamic noises, passive-active seismic CDP survey, HC traps, migration channels, technologies of direct forecasting of HC accumulations, microseisms.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-2-46-55

Юго-восток Томской области – часть правобережья р. Обь в пределах ее притоков (Кеть, Тым, Вах) – можно считать наиболее изученной окраиной Западно-Сибирской плиты (ЗСП). Начиная с 1960-х гг. здесь выполнены аэромагнитные съемки м-бов 1:200 000, 1:100 000 и 1:50 000, гравиметрические съемки и сейсморазведка в модификациях МОВ и МОГТ (с 1974 г.) как в маршрутном, так и в площадном вариантах. Одновременно проводи-

лось параметрическое и поисково-оценочное бурение: пробурено около 70 скважин, в большинстве которых наблюдались признаки нефтегазоносности в виде пленок нефти в пластовых водах, почти повсеместного наличия в кернах битумов, окисленной нефти и т. д.

Это вселяло оптимизм. Потому, несмотря на очередные неудачи и доказанную промытость меловой части разреза пресными водами, перспекти-



Изученность глубоким бурением доюрских комплексов в южной части Предъенисейской субпровинции (Предъенисейская НГО)

Скважина	Альтитуда, м	Кровля РЗ, м	Забой, м	Год окончания бурения
<i>Восточная часть Томской области</i>				
Ярская 1	112,7	2528	3112	1972
Ярская 2	117,2	2768	3175	1972
Ажарминская 450	134	2941	3111	1972
Мартовская 430	130,3	2885	2937	1972
Мартовская 431	134	Не вскрыта	2900	1972
Еланская 1	144,1	3015	3187	1973
Западная 1	130,2	2980	3190	1973
Корбыльская 1	124	2845	2915	1974
Няргинская 1	111,3	2667	3017	1975
Вездеходная 1	144,7	3103	3211	1975
Вездеходная 2	143,4	3160	3204	1975
Вездеходная 3	141,1	3085	3938	1976
Вездеходная 4	141	3106	5005	1996
Восток-1	125	2767	5010	2006
Восток-3	138,1	3393	5002	2006
<i>Красноярский край (левобережье р. Енисей)</i>				
Касская-1	113	1665	2505	1956
Елогуйская Р-1	70	1467	1884	1957
Кыксинская 1Р	48	1164	1246	1958
Кыксинская 2Р	50	1142	1168	1958
Кыксинская 3Р	48	1126	1812	1958
Кыксинская 4Р	75	1233	1506	1958
Ванжильская 1	150,7	1945	3100	1977
Ванжильская 2	143,4	2255	2365	1977
Тыйская 1	120	697	1286	1992
Лемок 1	92	1210	4200	2000
Аверинская 150	122	770	4772	2001
Восток 4	167	2262	5105	2008

вы региона большинством исследователей не отрицались [6, 8, 9]. Работы продолжались с использованием все более совершенных методик и технологий и развитием новых геологических гипотез: о бесспорной перспективности ниже-среднеюрских комплексов, о перспективности осадочных протерозойских комплексов, достаточно широко здесь развитых и т. д. Исходя из гипотезы о перспективности ниже-среднеюрских комплексов и явных признаков нефтеносности в пробуренных скважинах на многих площадях пробурено по две скважины, на Вездеходной площади – четыре (см. таблицу), а в соответствии с аналогичными прогнозами относительно протерозойских отложений пробурено 12 (!) параметрических скважин с увеличенной глубиной забоя (до 4,5–5 км). Но все эти усилия, бесспорно способствуя накоплению объема знаний о регионе, не смогли обеспечить открытия промышленно

значимых месторождений, поскольку базировались на традиционном опыте разведочных работ на ЗСП с ориентацией на подготовку и разведку объектов преимущественно антиклинального типа.

В 2008–2010-х гг. на площади Восточно-Пайдугинской впадины и ее обрамлений были проведены работы по пересмотру полученных материалов ГРП с использованием инновационных технологий, ориентированных на прямое прогнозирование залежей УВ [7].

Основу технологий составили развивавшиеся в ТО СНИИГГиМС идеи об интенсивном развитии процессов вторичного преобразования литологического состава пород на участках залежей УВ и возможности их картирования по амплитудным характеристикам отраженных волн на временных разрезах МОГТ (программные комплексы АИК и ЭНЕРГОСЕЙС, разработанные Г. И. Тищенко), а также развиваемые в ООО «НМТ-Сейс» идеи об отображении непосредственно залежей УВ в характеристиках эмиссионных волн и возможности их изучения по сейсмограммам сейсморазведочных работ (технология ПАС МОГТ, программный комплекс «SAM») [1, 5, 7].

В результате работ показано, что перспективные объекты, выделяемые по этим технологиям, связаны преимущественно с неантиклинальными ловушками, контролируются тектоническими нарушениями и достаточно широко распространены. Это позволяет предполагать возможные перспективы нефтегазоносности региона и необходимость нестандартного подхода к его изучению [2–4].

По результатам работ было рекомендовано их продолжение с наращиванием площади исследований к югу в сторону Тегульдетской впадины, поскольку работы на Пайдугинской площади показали, что наиболее интенсивные аномалии наблюдаются на юге изученной территории (на южных окончаниях профилей В-14, В-15 и на профиле В-20). Настоящая работа является продолжением начатых ранее исследований [3].

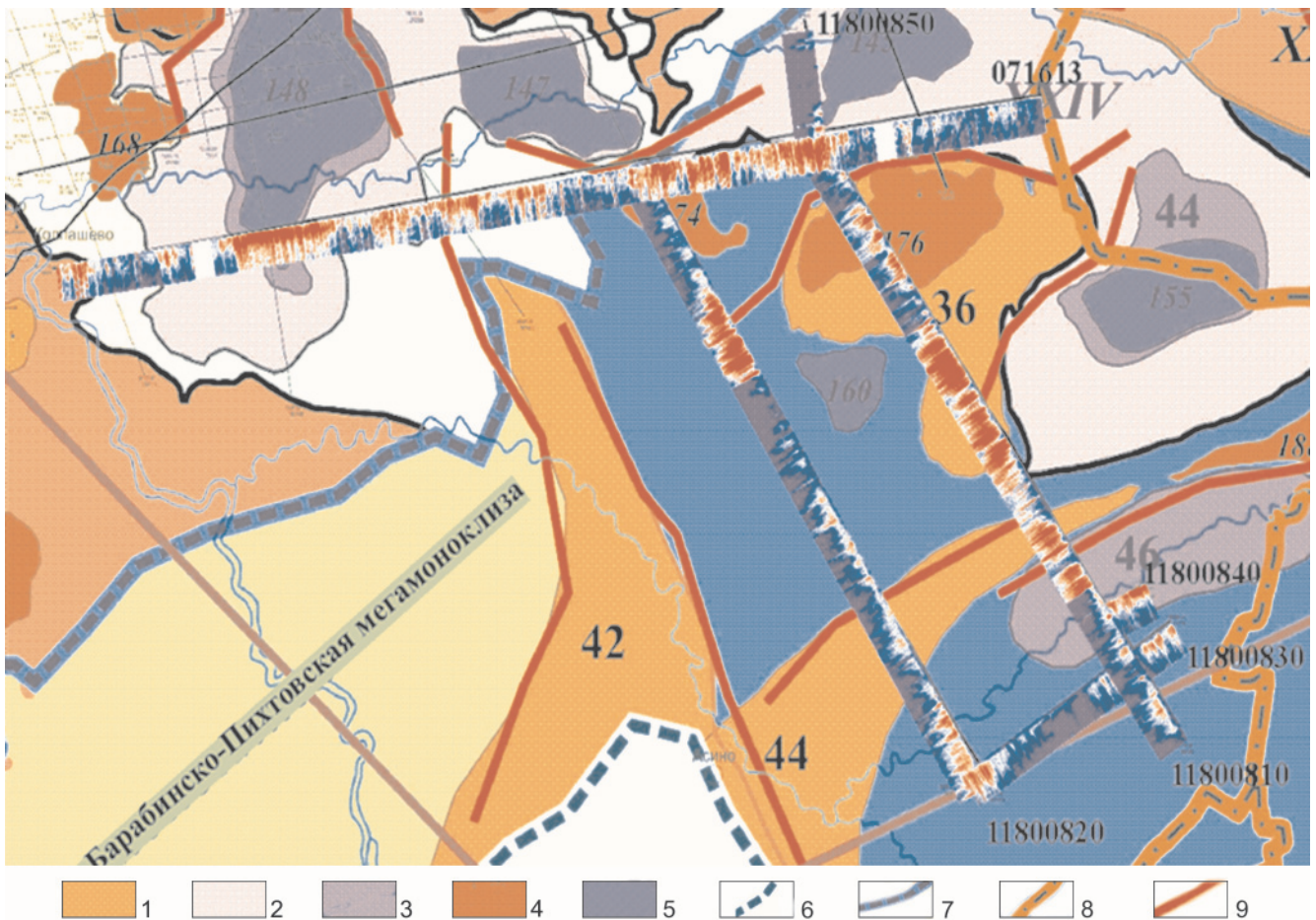
Рассмотрим результаты анализа шумов по технологии SAM, которую можно считать экспресс-методом прямого прогнозирования залежей УВ.

По этой технологии были обработаны материалы по шести профилям общей протяженностью около 800 пог. км: субширотный профиль В-13 (0716130), субмеридиональные 20 (11800820) и 10 (11800810), а также непротяженные связующие профили 30 (11800830), 40 (11800840) и 50 (11800850). Схема расположения сейсмических профилей и спектров геодинамических шумов по анализируемым профилям представлена на фрагменте тектонической карты юрского структурного яруса [10] (рис. 1).

Полученные результаты сводятся к следующему.

**Профиль В-13** протяженностью 288 пог. км расположен параллельно профилю В-20 и может использоваться для увязки данных по южным окончаниям профилей В-17, В-14, В-15 и В-19, отработанных





**Рис. 1.** Схема расположения спектров микросейсм по анализируемым профилям на фрагменте тектонической карты юрского структурного яруса

*Тектонические элементы:* 1 – положительные структуры II порядка (36 – Степановское КМП, 42 – Белоярский мезовыступ, 44 – Зимовский мезовыступ); отрицательные структуры: 2 – I порядка (XXIV – Киселевский структурный мегазалив), 3 – II порядка (44 – Южно-Киселевская мезовпадина, 46 – Тегульдетский мезопрогиб); 4 – промежуточные мега-, мезо-, моноклинали; 5 – куполовидные поднятия (168 – Минасовское, 174 – Западно-Чачанское, 176 – Чачанское) и впадины (146 – Тогуликская, 147 – Восточно-Варгатская, 148 – Южно-Варгатская, 154 – Киселевская); границы: 6 – осадочного бассейна, 7 – внутренних областей и внешнего пояса, 8 – надпорядковых структур, 9 – разрывных нарушений

ных ранее [8]. В целом профиль отличается повышенным уровнем геодинамических шумов (рис. 2), что свидетельствует о перспективах нефтеносности района южного борта Южно-Варгатской впадины и северо-западного склона Степановского куполовидного поднятия, которые он пересекает. На профиле выделяется ряд аномалий шумов, наиболее протяженные и интенсивные – аномалии 3, 4 и 5.

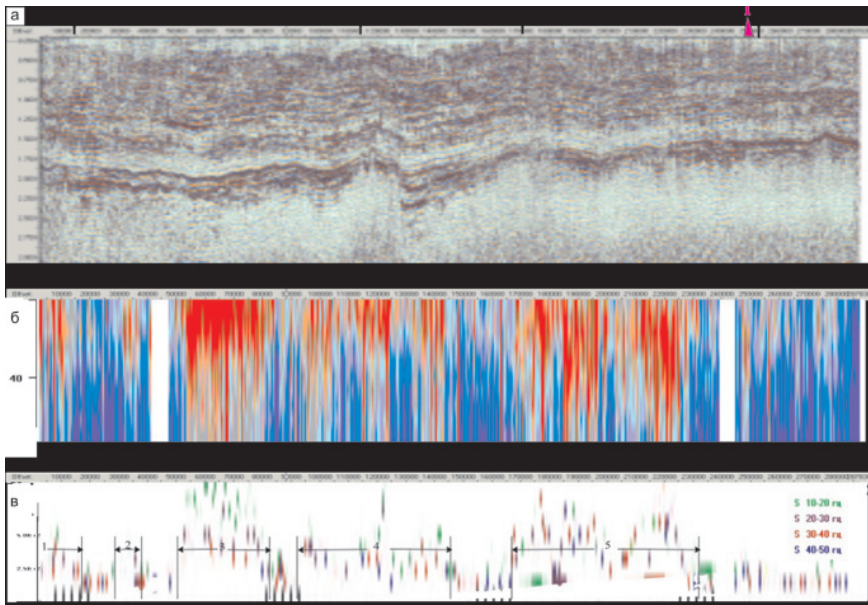
*Аномалия 3* (протяженность около 30 пог. км, ПК 52000–82000) наиболее интенсивная и однородная. Она, так же как и аномалия 14.9 (аномалия № 9, выделенная в результате предыдущих работ на профиле В-14 [3]), приурочена к южному борту Южно-Варгатской впадины и вполне может представлять собой единую достаточно обширную перспективную зону.

На временном разрезе здесь наблюдаются зона выклинивания песчаных комплексов верхней юры и локальное нарастание мощности нижнеюрских отложений, что свидетельствует об инверсионном режиме осадконакопления в юрский период.

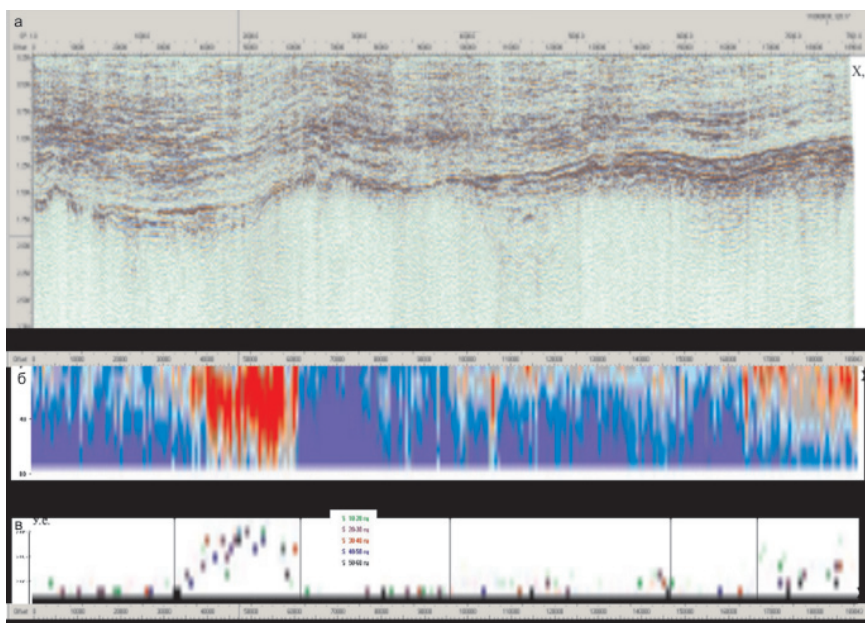
По характеру временного разреза и интенсивности геодинамических шумов эта аномалия может рассматриваться как наиболее интересное место для заложения очередной оценочной скв. 1 (ПК 250000).

*Аномалия 4* (более 50 пог. км, ПК 93000–146000) подтверждает обоснованность выделения интенсивной аномалии на южном окончании профиля В-14.

*Аномалия 5* (около 60 пог. км, ПК 166000–230000) свидетельствует о высоких перспективах зоны восточного склона Западно-Чачанского и северо-западного склона Степановского куполовидных поднятий (КП). Вполне возможно, что эта аномалия объединится с той, что выделена на профиле В-15, и это существенно расширит перспективность изучаемого участка. По характеру наблюдаемых спектров здесь можно ожидать открытия в пределах аномалии 3 нефтегазовой залежи, а в пределах аномалий 4 и 5 – преимущественно газовых.



**Рис. 2.** Сопоставление временного разреза по профилю В-13 (а) и характеристик микросейсм: спектры (б), графики интенсивности (в)



**Рис. 3.** Сопоставление временного разреза по профилю 11800820 (а) и характеристик микросейсм: спектры (б) и графики интенсивности (в)

**Профиль 20** (11800820) протяженностью 189 км является продолжением профиля В-15 на юг и освещает строение и характеристики шумов в пределах западного склона Степановского куполовидного поднятия (КП) в первой половине профиля и Зимовского мегавыступа – во второй (рис. 3). На временном разрезе здесь выделяется ряд антиклинальных перегибов и разделяющих их впадин. На рис. 4 приведены динамические преобразования временного разреза по профилю 20, на которых более наглядно, чем на стандартном временном разрезе, видно, что границы аномалий контролируются долгоживущими тектоническими нарушениями. В целом разрез нижнемеловых отложений характеризуется повышенной тектонической активностью.

В спектрах шумов выделяются три аномалии.

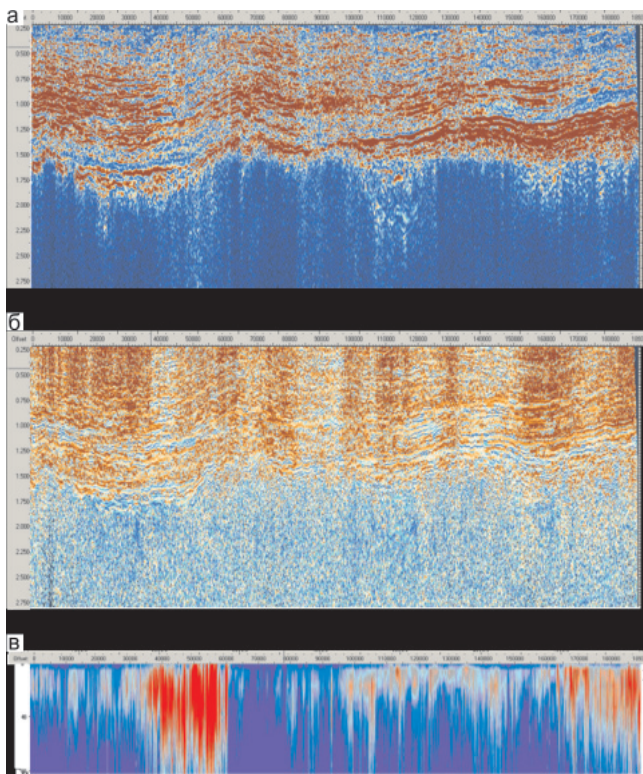
**Аномалия 1** (27 км, ПК 35000–62000) наиболее интенсивная. Она приурочена к северному склону доминирующего здесь антиклинального перегиба, являющегося, вероятно, западным отрогом Степа-

новского КМП. По характеру спектра здесь можно прогнозировать наличие высокопродуктивной нефтегазовой залежи.

Обращает на себя внимание резкий переход аномального поля шумов на северном склоне к фоновому уровню на юге непосредственно в сводовой части антиклинального перегиба. По временному разрезе видно, что здесь проходит граница между участками с существенно разным тектоническим режимом. На северном склоне, даже при наличии мелкоскладчатых проявлений и сквозных тектонических нарушений, можно предполагать более спокойное строение и благоприятные для сохранности залежей УВ условия, а вот на южном склоне все эти процессы проявились более интенсивно: амплитуда складчатости, частота и выраженность разломов приводят к вероятности того, что шансов для сохранности залежи здесь практически нет.

**Аномалия 2** более протяженная (48 км, ПК 100000–0148000), но менее интенсивная по ампли-





**Рис. 4.** Сопоставление разреза мгновенных амплитуд (а) по профилю 11800820 с разрезом частот (а) и спектрами геодинамических шумов (а)

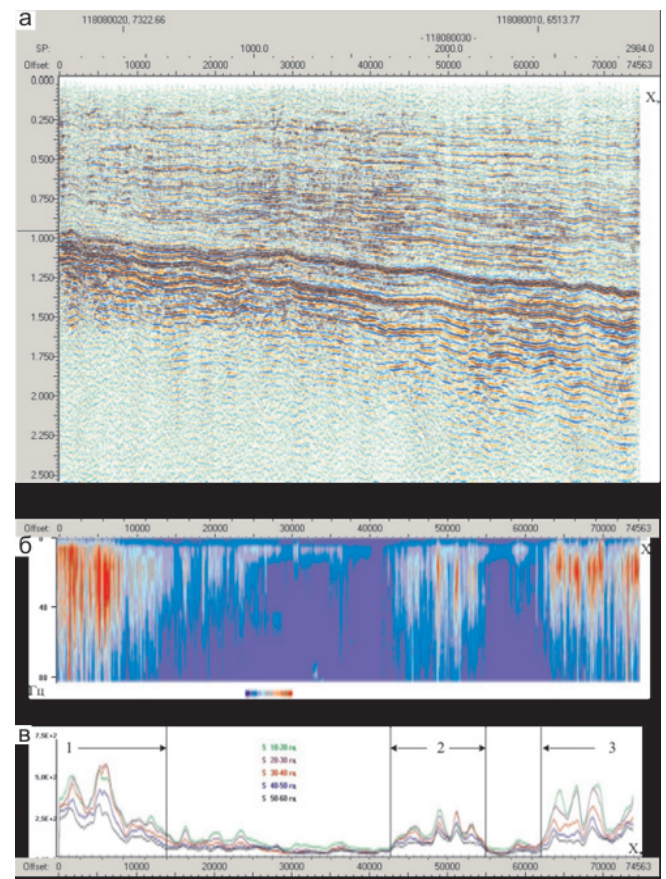
туде. Она приурочена к комбинированной ловушке и по характеру спектра позволяет прогнозировать здесь наличие преимущественно нефтяной низкопродуктивной залежи.

*Аномалия 3* отмечается начиная с ПК 167000 до конца профиля, т. е. ее протяженность в пределах изученной части составляет 22 км. По характеру наблюдаемого спектра можно прогнозировать здесь наличие преимущественно газоконденсатной залежи. Аномалия хорошо подтверждается материалами по связующему профилю 30 (11800830), где она имеет точно такой же облик и прослеживается на протяжении более 10 км к северо-востоку (см. рис. 1).

**Профиль 30** (11800830) имеет протяженность 74,5 км, и на нем, кроме вышеупомянутой аномалии 1, отмечаются еще две: аномалия 2 небольших размеров (около 9 км) и небольшой интенсивности и аномалия 3 на конце профиля с прослеженной в его пределах протяженностью около 12 км (рис. 5). Характер спектров обеих аномалий говорит о том, что они соответствуют преимущественно газовым залежам.

Совместное рассмотрение профилей 20 и 30 показывает, что наблюдаемая на их пересечении аномалия расположена в зоне крупного антиклинального перегиба, не околонтуренного с юга и запада, т. е. размеры и, соответственно, прогнозный потенциал этой аномалии могут существенно увеличиться.

**Профиль 10** (11800810) протяженностью 190 км проходит параллельно профилю 20 в 52–54 км к вос-



**Рис. 5.** Сопоставление временного разреза (а) по профилю 11800830 с характеристиками микросейсм: б – спектры; в – графики интенсивности; 1, 2, 3 – выделенные аномалии)

току, пересекая протяженную (около 120 км) приподнятую часть Степановского КМП (Чачанское КП в северной части профиля) (рис. 6, 7). Здесь наблюдается очень интересная картина геодинамических шумов этой части площади: она выделяется преимущественно красным цветом, показывая аномально высокий их уровень. Эта часть поднятия в юрских горизонтах имеет также своеобразные структурные характеристики: четкие границы, фиксируемые относительно резкими погружениями всех комплексов чехла (ПК 10000–15000, 135000–140000), спокойное (платообразное) залегание пород на своде с небольшой волнистостью и прогибанием в центральной его части, которое отделяет Чачанское КП от южного мыса Степановского КП.

Почти все это «плато» характеризуется повышенным уровнем геодинамических шумов.

*Аномалия 1* (29 км, ПК 16000–45000) отмечается в северной части структуры, в пределах Чачанского КП; *аномалия 2* (50 км, ПК 55000–105000) – в центральной его части; *аномалия 3* (24 км, ПК 116000–140000) – в южной.

По характеру наблюдаемых спектров здесь можно прогнозировать наличие газоконденсатно-нефтяной залежи.

Аномалии 2 и 3 фактически сливаются в одну протяженную (около 75 км), т. е. здесь можно пред-



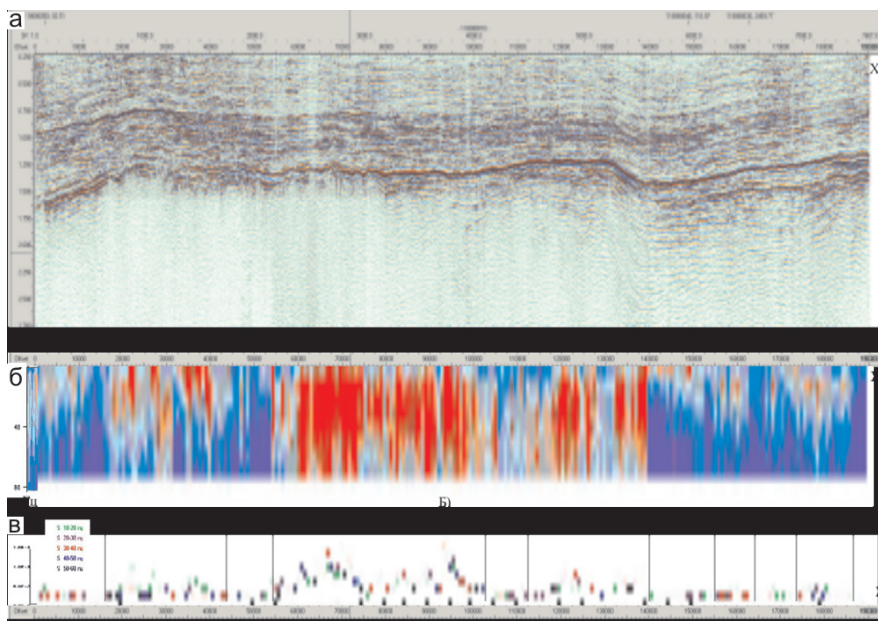


Рис. 6. Сопоставление временного разреза по профилю 1180010 (а) и характеристик микросейсм: б – спектры; в – графики интенсивности

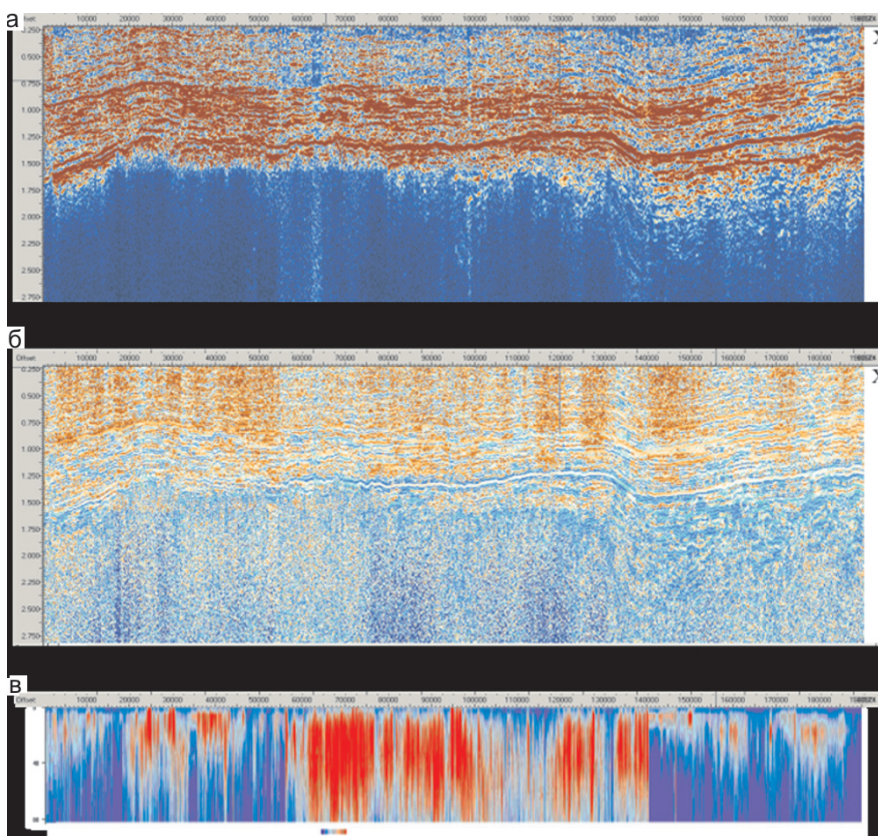


Рис. 7. Сопоставление разреза мгновенных амплитуд (а) по профилю 1180010 с разрезом частот (б) и спектрами геодинамических шумов (б)

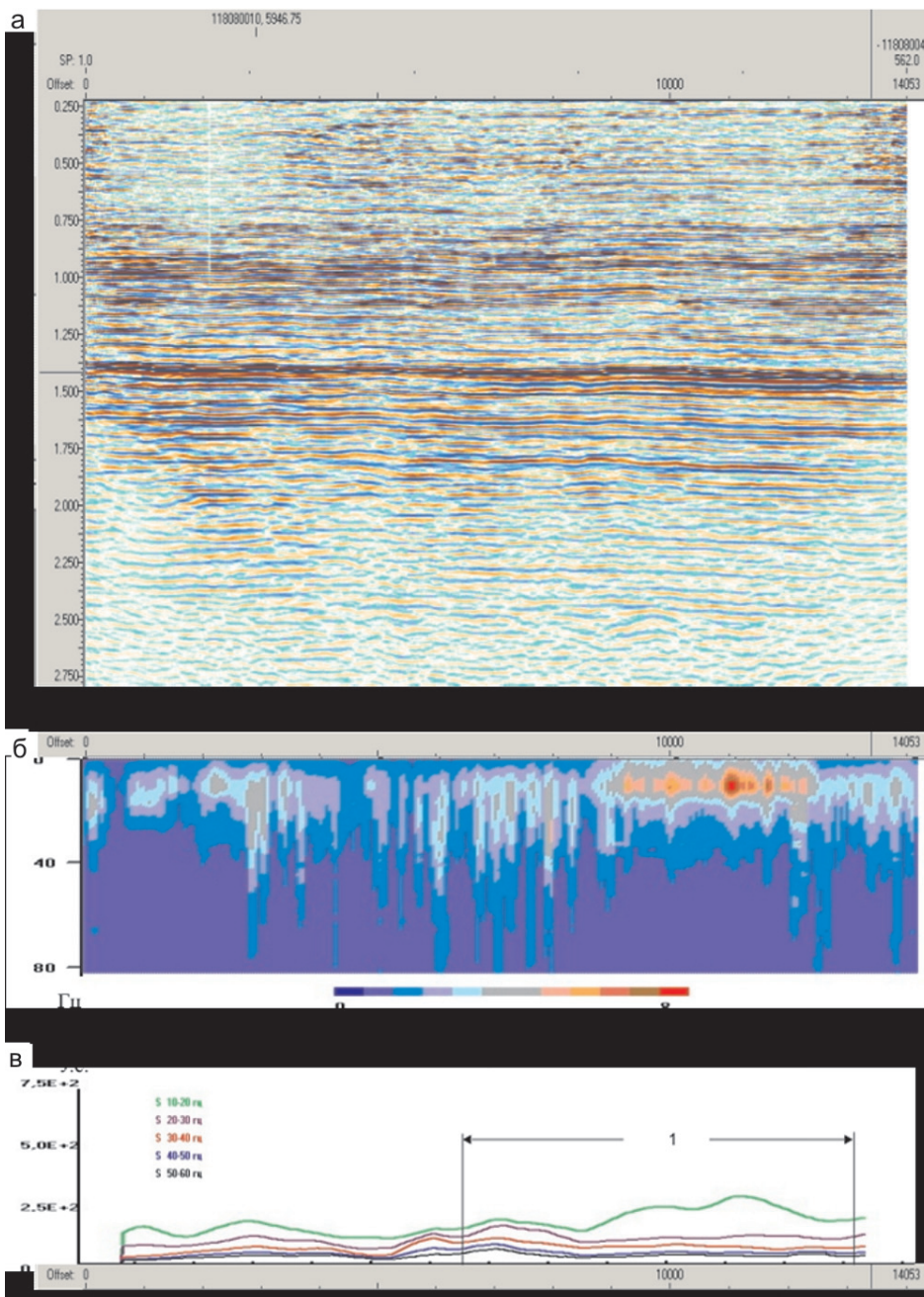
полагать наличие перспективного объекта площадью несколько тыс. км<sup>2</sup> и открытие достаточно крупного месторождения.

В этом отношении весьма интересно наличие протяженной аномалии явно нефтяного ряда на параллельном профиле 20 (см. рис. 4). Если наблюдаемые на этих двух профилях антиклинальные перегибы принадлежат к одной структуре, то вполне возможно, что профиль 20 пересекает залежь в зоне ее нефтяной оторочки.

В южной части профиль 10 проходит вблизи от Чулымской опорной скв. 1, для увязки с которой специально был отработан короткий **профиль 40**

(11800840) протяженностью 14 км (рис. 8). Во второй его половине на ПК 6500–14000 отмечается небольшая по размерам (7,5 км) малоинтенсивная аномалия. Значимость ее в том, что она имеет все признаки палеозойского (малоичского) типа с четко выраженным резонансом на очень низких частотах. Геологический разрез в этой самой южной части изучаемой площади претерпевает заметные изменения за счет увеличения толщины (полноты) юрской части и явно слабодислоцированного осадочного облика доюрских (палеозойских) отложений, что видно на южных окончаниях профилей 10 и 20 и на профиле 30. Это свидетельствует о том, что разрез





**Рис. 8.** Сопоставление временного разреза (а) по профилю 11800840 с характеристиками микросейсм: б – спектры, в – графики интенсивности (1 – выделенная аномалия)

доюрского интервала здесь также может быть потенциальным поисковым объектом, а материалы по Чулымской скв. 1 необходимо еще раз критически рассмотреть с этих позиций.

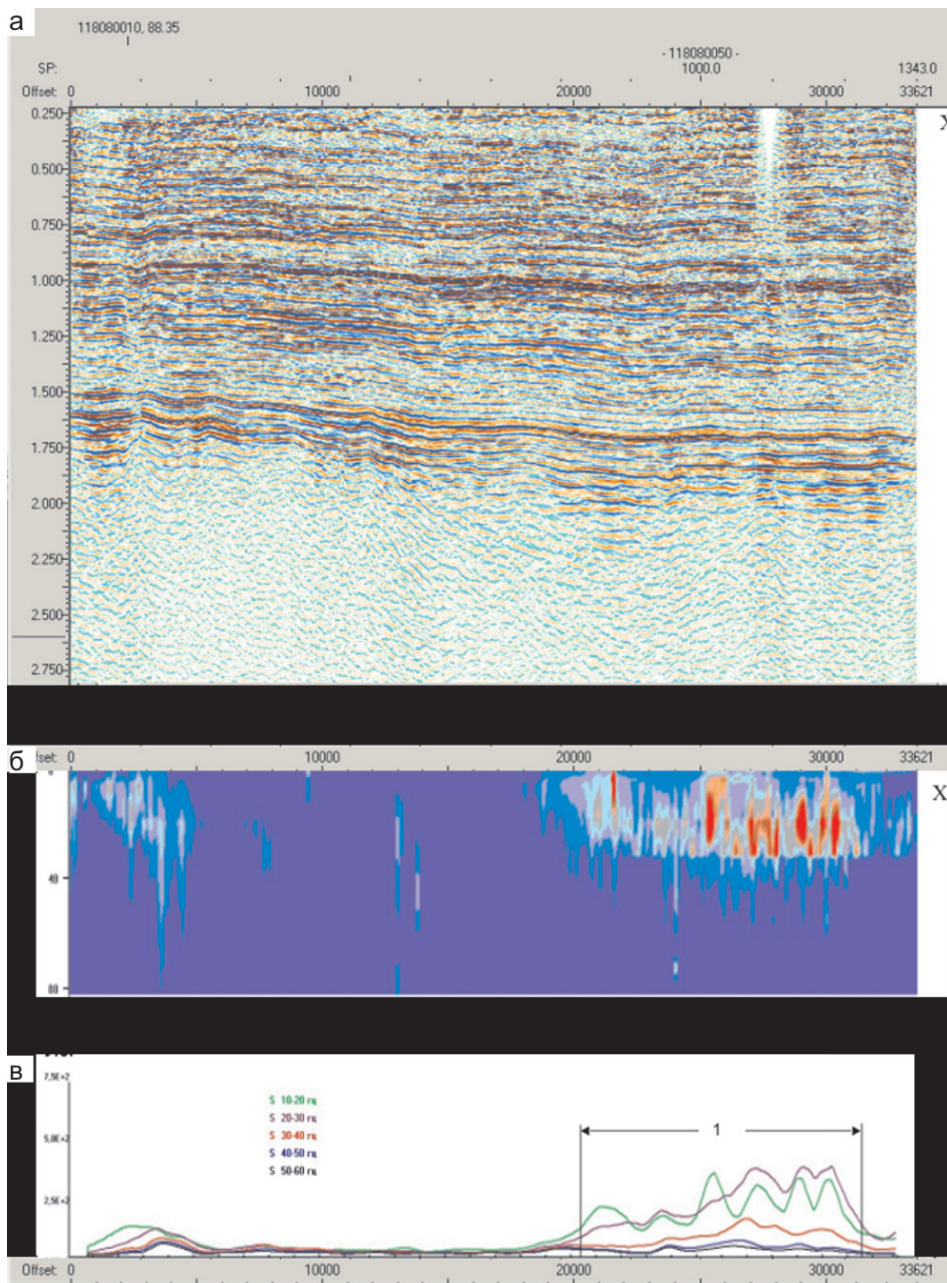
**Профиль 50** (11800850) на северном продолжении профиля 10, имеет протяженность 36 км, показывает наличие незначительной по размерам (10 км, ПК 21000–31000) и интенсивности аномалии, которая, возможно, обусловлена небольшой залежью УВ, связанной с ловушкой явно неструктурного типа (рис. 9).

Все полученные результаты вынесены на схему тектонического районирования, что дает наглядное представление об их площадном распределении (см. рис. 1). Эти результаты подтверждают сделанные в предыдущих работах [3, 11] выводы о высоких перспективах нефтегазоносности юго-восточной окраины Западно-Сибирской НГП, об особом текто-

ническом режиме данной территории и необходимости учета особенностей геологического строения при планировании и проведении ГРП.

Перспективы нефтегазоносности определяются размерами выявленных аномалий и их принадлежностью к крупным антиклинальным структурам. Так, перспективы по профилю В-13 по количеству наблюдаемых аномалий и их интенсивности выглядят более предпочтительными, чем по субпараллельному профилю В-20, которые ранее считались наиболее высокими. Принадлежность выявленных протяженных и интенсивных аномалий по профилю 11800810 в сводовой части Степановского КМП позволяют считать именно этот район первоочередным для возобновления и интенсификации ГРП в регионе.

Особый тектонический режим обусловлен принадлежностью данной территории к зоне сочленения Западно-Сибирской плиты, Сибирской платфор-



**Рис. 9.** Сопоставление временно́го разреза (а) по профилю 11800850 с характеристиками микросейсм: б – спектры; в – графики интенсивности (1 – выделенная аномалия)

мы и Алтае-Саянской складчатой системы [9]. В процессе постоянного динамического взаимодействия этих надпорядковых (планетарных) тектонических элементов возникали и возникают всевозможные структурно-тектонические коллизии. Например, колоссальные горизонтальные напряжения возникают при «напоре» геосинклинальных комплексов ЗСП в сторону Сибирской платформы. Естественно, они циклически сменяются обратными «откатами» в периоды снятия напряжений (затухания тектонической активности). Такие эффекты в постседиментационное время проявляются в формировании мелкоскладчатых и гребневидных структур в чехле в периоды сжатия и в большом количестве сквозных (т. е. молодых и долгоживущих) тектонических нарушений, которые формируются в периоды «отката».

Подобное фактически мелкоблоковое строение чехла определяет специфические условия формирования и сохранности залежей.

На этапе формирования залежи тектоническим процессам придается ведущее значение, как в теории осадочно-миграционной природы (ОМП) залежей УВ, так и в гипотезах о глубинно-миграционных источниках (ГМИ) первичных УВ. В этом отношении в геологическом развитии района работ имеется набор всех тектонических условий, требуемых указанными теориями.

Более сложными являются вопросы размещения и сохранности залежей. На этапе формирования залежей необходимо наличие ловушки (т. е. совокупность коллектора и вмещилища для залежи) и покрышки (ограничивающей миграцию залежи), а также канал гидродинамической связи ловушки с источником УВ (нефтематеринскими толщами в ОМП или глубинными комплексами в ГМИ). В процессе пликативных дислокаций, формирующих крупные структуры осадочных комплексов, мелкоблоковые элементы разреза попадают в разные





зоны формирующихся структур, объединяясь в разные ансамбли по признаку действующих напряжений. В зоне сжатия мелкие блоки консолидируются в единый блок с общей гидродинамической системой, а в зоне растяжения (уменьшения давления) существующие тектонические нарушения открыты для флюидной миграции и могут играть роль как разрушителя залежи, так и подпитки существующих залежей и формирования новых в ловушках, расположенных рядом с каналом миграции [11].

В связи с многообразием процессов в реальных (геологических) времени и пространстве системное представление пока не сформировалось, поэтому, рассматривая отдельные локальные факты и ситуации, приходится по возможности сводить их к простейшим и очевидным. В нашем случае очевидным можно считать следующее:

– необходимо искать ловушку УВ, расположенную вблизи канала миграции, т. е. должно быть благоприятное сочетание следующих факторов: консолидированный массив пород, коллектор, покрывка и канал миграции;

– такие месторождения могут иметь высокий этаж нефтеносности – от НГГЗК (нефтегазоносного горизонта зоны контакта палеозоя и мезозоя) до верхнего мела.

Учет особенностей геологического строения необходим на всех этапах ГРП в связи с характером тектонического развития территории.

На этапе подготовки месторождений к освоению необходимо детальное изучение блокового строения залежей с построением не только структурных карт и карт коллекторских свойств, но и моделей геодинамических шумов (в обязательном порядке).

На эксплуатационном этапе необходимо использовать полученные блоковые модели для определения очередности ввода блоков в разработку, для организации систем поддержания пластового давления и т. д.

На основании полученных результатов можно сделать следующие выводы и рекомендации.

1. Изученный район юго-востока Томской области характеризуется высокими перспективами нефтегазоносности.

2. Главным объектом форсированного развертывания ГРП представляется территория Степановского КМП на наиболее перспективном (по нашим данным) участке на ПК 70000 профиля 11800810 (см. рис. 6).

*Работа над данной статьей была начата в 2017 г. совместно с Г. В. Ведерниковым. Однако в связи с его болезнью и кончиной все работы были прекращены. В 2020 г. мною был подготовлен и представлен к публикации окончательный вариант рукописи, в котором сохранены основные положения первоначального варианта.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Ведерников Г. В.** Прогноз залежей углеводородов по характеристикам микросейсм: избранные

статьи. – Новосибирск: Свиныин и сыновья, 2012. – 202 с.

2. **Ведерников Г. В., Тищенко Г. И., Чернышова Т. И.** Главные особенности геологического строения Востока Томской области, способные повлиять на формирование и размещение скоплений углеводородов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2010. – № 3. – С. 44–50.

3. **Ведерников Г. В., Тищенко Г. И., Чернышова Т. И.** Модели геодинамических шумов в задачах региональной оценки нефтеносности // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2011. – № 3. – С. 31–38.

4. **Даненберг Е. Е., Белозеров В. Б., Брилина Н. А.** Геологическое строение и нефтегазоносность верхнеюрско-нижнемеловых отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. – Томск: Изд-во ТПУ, 2006. – 291 с.

5. **Жарков А. В., Максимов Л. А., Яшков Г. Н.** Способ сейсмической разведки для прямого поиска залежей углеводородов: Патент RU 2 682 135 С1. 2018. – Точка доступа: <https://findpatent.ru/patent/268/2682135.html>.

6. **Конторович В. А.** Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002. – 253 с.

7. **Методы** прямого прогнозирования залежей углеводородов: тез. докл. науч.-практ. конф. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2009. – 224 с.

8. **Ростовцев В. Н., Резник С. Н.** Юрский комплекс Чулым-Тымского междуречья – перспективный объект для поисков нефти и газа в правобережье Оби Томской области. – Томск: ТГУ, 2004. – 164 с.

9. **Сурков В. С., Жеро О. Г.** Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1981. – 143 с.

10. **Тектоническая карта** юрского структурного яруса Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, масштаб: 1:5 500 000 / Министерство природных ресурсов, Министерство энергетики РФ, СО РАН; ред. С. Ю. Беляев, А. Э. Конторович, В. А. Конторович. – Новосибирск, 2001.

11. **Трофимов В. А.** Нефтеподводящие каналы и современная подпитка нефтяных месторождений: гипотезы и факты // Георесурсы. – 2009. – № 1. – С. 46–48.

## REFERENCES

1. Vedernikov G.V. *Prognoz zalezhey uglevodorodov po kharakteristikam microseism: izbrannyye statyi* [Forecast of hydrocarbon accumulations based on microseism characteristics: selected articles]. Novosibirsk, Svinin i synovya Publ., 2012. 202 p. (In Russ.).

2. Vedernikov G.V., Tishchenko G.I., Chernyshova T.I. [Main features of geological structure of the eastern Tomsk region, which can influence on formation and distribution of hydrocarbon accumulations]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geo-*



*logy and Mineral Resources of Siberia*, 2010, no. 3, pp. 44–50. (In Russ.).

3. Vedernikov G.V., Tishchenko G.I., Chernyshova T.I. [Geodynamical noise models in tasks of regional oil-content estimation]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2011, no. 3, pp. 31–38. (In Russ.).

4. Danenberg E.E., Belozarov V.B., Brylina N.A. *Geologicheskoye stroeniye i neftegazonost verkhneyuro-nizhnemelovykh otlozheniy yugo-vostoka Zapadno-Sibirskoy plity* [Geological structure and petroleum potential of Upper Jurassic – Lower Cretaceous deposits of the south-east of the West Siberian Plate (Tomsk Region)]. Tomsk, TPU Publ. 291 p. (In Russ.).

5. Zharkov A.V., Maksimov L.A., Yashkov G.N. *Sposob seismicheskoy razvedki dlya pryamogo poiska zalezhey uglevodorodov. Patent RU 2 682 135 C1* [Seismic exploration method for direct search for hydrocarbon accumulations. Patent RU 2 682 135 C1]. Available at: <https://find-patent.ru/patent/268/2682135.html>. (In Russ.).

6. Kontorovich V.A. *Tektonika i neftegazonosnost mezozoysko-kainozoyskikh otlozheniy yugo-vostochnykh rayonov Zapadnoy Sibiri* [Tectonics and oil and gas potential of Mesozoic-Cenozoic deposits of southeastern regions of Western Siberia]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2002. 253 p. (In Russ.).

7. *Metody pryamogo prognozirovaniya zalezhey uglevodorodov. Tezisy konferentsii* [Methods of direct forecasting of hydrocarbon accumulations. Theses of conference]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2009. 224 p. (In Russ.).

8. Rostovtsev V.N., Reznik S.N. *Yurskiy kompleks porod Chulyim-Tymskogo mezhdurechya – perspektivnyy obyekt dlya poiskov nefti i gaza v pravoberezhyye Obi Tomskoy oblasti* [Jurassic rock unit of the Chulyim-Tym interfluvium as a promising target for search for oil and gas in the Ob interfluvium of Tomsk region]. Tomsk, TSU Publ., 2004. 164 p. (In Russ.).

9. Surkov V.S., Zhero O.G. *Fundament i razvitiye platformennogo chekhla Zapadno-Sibirskoy plity* [Basement and development of the West Siberian Plate sedimentary cover]. Moscow, Nedra Publ., 1981. 143 p. (In Russ.).

10. Belyaev S.Yu., Kontorovich A.E., Kontorovich V.A., eds. *Tektonicheskaya karta yurskogo struktural'nogo yarusa Zapadno-Sibirskoy neftegazonosnoy provintsii* [Tectonic map of the Jurassic structural stage of the West Siberian petroleum Province, scale 1:5500000]. Novosibirsk, 2001. (In Russ.).

11. Trofimov V.A. [Refilling channels and modern refilling of oilfields: hypothesis and facts]. *Georesursy – Georesources*, 2009, no. 1, pp. 46–48. (In Russ.).

© Л. А. Максимов, Г. В. Ведерников, 2021





УДК 551.732.2:56(571.5)

## НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОГО И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ОСИНСКОГО ГОРИЗОНТА НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (БОЛЬШЕТИРСКАЯ СКВ. 7)

Д. А. Токарев<sup>1,2</sup>, А. В. Плюснин<sup>3</sup>, А. А. Терлеев<sup>1</sup>, Н. А. Иванова<sup>4</sup>, И. В. Вараксина<sup>1</sup>, А. В. Липянина<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; <sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; <sup>3</sup>ООО «ИНК», Иркутск, Россия; <sup>4</sup>Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

Изучен разрез осинской подсвиты усольской свиты томмотского яруса нижнего кембрия, вскрытый Большешетирской скв. 7 на юге Непско-Ботубинской антеклизы. В результате литолого-фациальных исследований выделено семь литологических типов пород, закономерно сменяющих друг друга по разрезу. Диагностированы фациальные обстановки рифового комплекса: баровая отмель, тыловая часть рифа, органогенная биогермная постройка, бары тыловой части рифа, рифогенная постройка, ядро рифогенной постройки. В разрезе подсвиты вычленены три секвенсы четвертого порядка. Их границы фиксируют субэральные перерывы, представленные в керне седиментационными брекчиями и зонами карста. Наибольшее по амплитуде и продолжительности понижение уровня моря приурочено к границе второго и третьего секвенсов. Проведенный биостратиграфический анализ подтверждает нижнекембрийский возраст отложений. Обнаружены остатки известковых водорослей *Renalcis polymorphum*, *R. gelatinosum*, *R. granosum*, *Botomaella zelenovi*. Также найдена мелкораквинная фауна рода *Namacalathus* Grotzinger, Watters et Knoll., имеющая глобальное распространение в поздневендских (эдиакарских) отложениях в Намибии, Бразилии, Канаде, Омане, Испании, Китае, России и др.

**Ключевые слова:** кембрий, осинский горизонт, Восточная Сибирь, археоциаты, цианобактерии, органогенные постройки, секвенс-стратиграфический анализ.

## NEW RESULTS OF INTEGRATED LITHOFACIES AND BIOSTRATIGRAPHICAL STUDY OF THE LOWER CAMBRIAN OSA HORIZON IN THE SOUTH OF THE SIBERIAN PLATFORM (BOLSHETIRSKAYA 7 WELL)

D. A. Tokarev<sup>1,2</sup>, A. V. Plyusnin<sup>3</sup>, A. A. Terleev<sup>1</sup>, N. A. Ivanova<sup>4</sup>, I. V. Varaksina<sup>1</sup>, A. V. Lipyagina<sup>4</sup>

<sup>1</sup>A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia; <sup>2</sup>Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia; <sup>3</sup>ООО INK, Irkutsk, Russia; <sup>4</sup>Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

The section of the Osa Subformation of the Usolka Formation of the Lower Cambrian Tommotian stage penetrated by the Bolshetirskaya 7 well in the south of the Nepa-Botuoba antecline has been studied. As a result of lithological-facies investigations, seven lithological types of rocks were identified, they are regularly replaced by each other along the section. Facies environments of the reef complex were detected: bar bank, rear part of the reef, organogenic bioherm buildup, reef rear bars, reef buildup, core of reef buildup. In the section of the subformation, three fourth-order sequences are identified. The sequence boundaries are fixed by subaerial hiatuses represented in the core by sedimentation breccias, karst zones. The largest lowering of sea level, in terms of amplitude and duration, is confined to the border of the second and third sequences. The conducted biostratigraphic analysis confirms the Lower Cambrian age. Remains of calcareous algae *Renalcis polymorphum*, *R. gelatinosum*, *R. granosum*, *Botomaella zelenovi* were found. Small shell fauna of the genus *Namacalathus* Grotzinger, Watters et Knoll. also was found. It has global distribution in the Lower Vendian (Ediacaran) deposits in Namibia, Brazil, Canada, Oman, Spain, China, Russia, etc.

**Keywords:** Cambrian, Osa Horizon, East Siberia, archaeocyatha, cyanobacteriae, organogenic buildups, sequence-stratigraphic analysis.

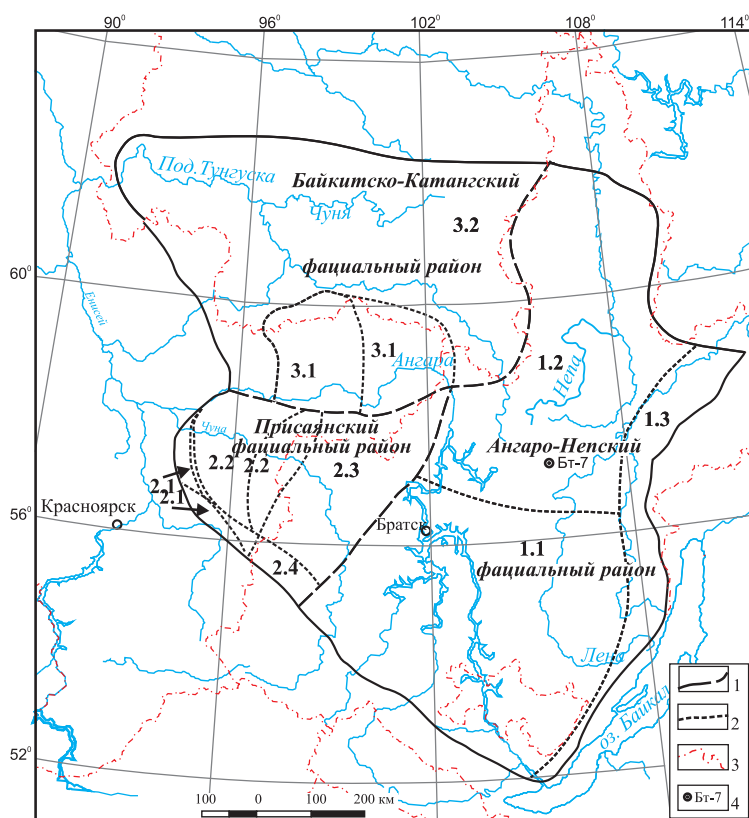
DOI 10.20403/2078-0575-2021-2-56-66

Детальный литолого-биостратиграфический анализ дает возможность изучить экологические сукцессии, вещественный состав осадочных образований, реконструировать обстановки осадконакопления и уточнить корреляцию в рамках региональной стратиграфической шкалы. Активные геологоразведочные работы, проводимые в последнее время по всей Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции, делают эти исследования особенно ак-

туальными, поскольку они позволяют установить закономерности образования ловушек углеводородов.

### Объект и методы исследований

Объект изучения – карбонатные породы средней (осинской) подсвиты усольской свиты томмотского яруса нижнего кембрия, вскрытые Большешетирской скв. 7 на юге Непско-Ботубинской антеклизы



**Рис. 1.** Местоположение изученной Большеитерской скв. 7 на карте фациального районирования Иркутско-Байкитской области [9]

Границы: 1 – районов, 2 – зон, 3 – административные; 4 – местоположение изученной скважины; структурно-фациальные зоны: 1.1 – Ангарская, 1.2 – Непская, 1.3 – Приленская; 2.1 – Тасеевская, 2.2 – Богучанская, 2.3 – Ковинская, 2.4 – Тайнинская, 3.1 – Нижнеангарская, 3.2 – Байкитская

(на севере Иркутской области в 75 км севернее пос. Верхнемарково). Согласно фациальному районированию кембрийских отложений [9], территория исследований относится к Непской зоне Ангаро-Непского фациального района Непско-Ботуобинской антеклизы юга Сибирской платформы (рис. 1). Осинская подсвита (продуктивный горизонт) в скв. БТ-7 имеет толщину 117 м и почти в полном объеме охарактеризована керновым материалом, что позволило с высокой степенью достоверности провести литологические, биостратиграфические исследования, выполнить фациальные реконструкции и секвенс-стратиграфический анализ разреза.

В основу работы легла комплексная интерпретация обширного фактического материала: комплекс ГИС, детальное литолого-седиментологическое описание 99,5 м керна, секвенс-стратиграфический анализ, петрографический анализ 59 образцов и биостратиграфическое изучение палеонтологических остатков, отобранных из четырех точек наблюдения.

При литологических исследованиях применялись общепринятые классификации по вещественному составу, структурно-генетическим признакам карбонатных пород, изложенные в работах отечественных и зарубежных авторов [1, 5, 7, 8, 12, 16, 18].

Фациальные реконструкции осуществлялись на основе седиментационных моделей, разработанных известными специалистами в области карбонатного осадконакопления [2, 3, 13, 17, 22].

Для воссоздания эволюции бассейна применен секвенс-стратиграфический анализ, направленный на выявление признаков эвстатических изменений

уровня моря. При секвенс-стратиграфическом анализе разреза авторы руководствовались работами [6, 14, 21].

### Литолого-фациальное строение осинского горизонта

В изученном разрезе выделено семь литологических типов пород (литотипов), закономерно сменяющих друг друга по разрезу снизу вверх (рис. 2) и соответствующих различным фациальным обстановкам мелководного шельфа.

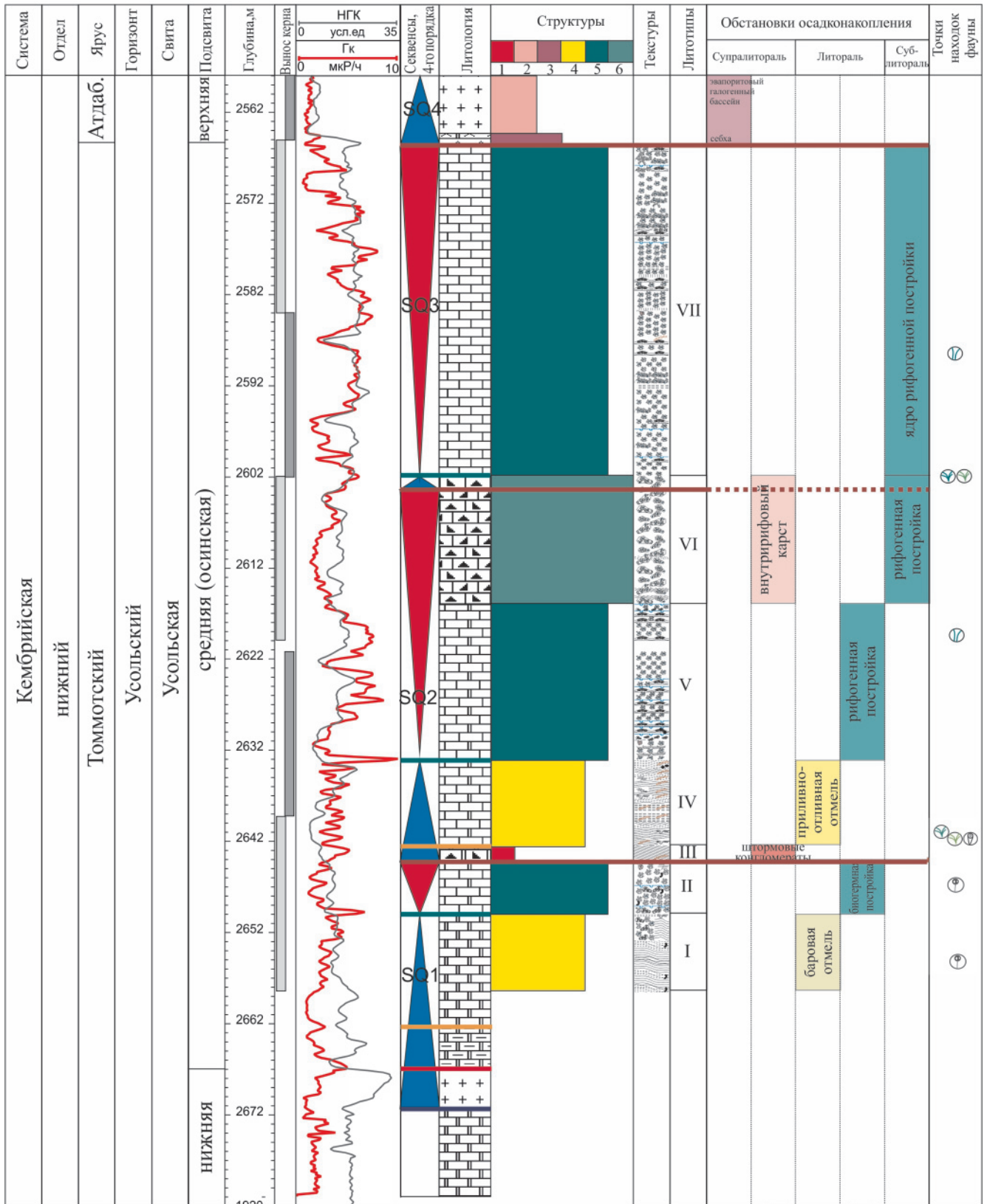
**Литотип I.** Доломиты известковистые до известняков доломитистых ангидритистые микрофитолитовые (грейнстоун). Породы коричневые до темно-коричневых, слабо волнисто-полого-слоистые, сложены микрофитолитами из группы катаграфий, пространство между которыми заполнено морским цементом типа *Drusy mosaic* и *Granular mosaic*, редко *Radiaxial*. Доломит, содержание которого варьирует от 12 до 70 %, замещает как цемент, так и микрофитолиты (рис. 3).

Интерпретация фаций: микрофитолитовые постройки барового типа в зоне нижней литорали.

**Литотип II.** Известняки доломитистые до доломитовых ангидритистые галитистые реликтово-микробияльные (баундстоун). Породы коричневые, темно-коричневые, волнисто-полого-слоистые и узорчатые, сложены цианобактериями группы *Renalcis* и др. с обильными фенестральными структурами, в разной степени доломитизированные (рис. 4).

Интерпретация фаций: микробияльные постройки, сформированные на обломочном (микро-





фитолитовом) карбонатном субстрате, предположительно одиночные и холмовидные, биогермного типа, периодически подвергавшиеся осушению. О регулярных субаэральных экспозициях свидетельствуют трещины синерезиса, выполненные галитом, а также рассеянная сульфатизация, интенсивная доломитизация и кавернозность.

*Литотип III.* Доломитовый плоскогалеchnый конгломерат (внутриформационный). Доломиты темно-коричневые, кослоистые, сложенные плоскими (от 1 до 5 см в длину) обломками микритовых и микрофитолитовых доломитов, погруженных в сильно битуминизированный доломитоглинистый матрикс. В верхней части слоя наблю-



Рис. 2. Литолого-стратиграфический разрез с точками палеонтологических находок

даются текстуры пластичного смятия и оползания (рис. 5).

Интерпретация фаций: «сбросовые» каналы течений, активизация которых происходила в периоды штормовых событий.

**Литотип IV.** Доломиты известковые до известняков доломитистых кристаллические, реликтово-мелкообломочные (грейнстоун), послойно седиментационные конгломераты и конглобрекчии. Породы от коричневато-серых до темно-коричневых, преимущественно с реликтами мелкозернистой (мелкообломочной) структуры, тонко-параллельно-слоистые, однонаправленно-косослоистые

(рис. 6). Отмечаются участки с нарушением слоистости в виде пластичной деформации и структур внедрения осадка, трещинами усыхания, слабым брекчированием литифицированных слоев. Присутствуют прослои крупноинтракластических пород. В верхней части среди грейнстоунов часто встречаются желваковидные строматолиты в виде сферических микропостроек диаметром 10–15 см.

Интерпретация фаций: приливно-отливная равнина, в пределах которой развивались мелкие барово-отмельные тела, периодически подвергавшиеся экспозиции, о чем свидетельствуют трещины усыхания и синседиментационная желваковая

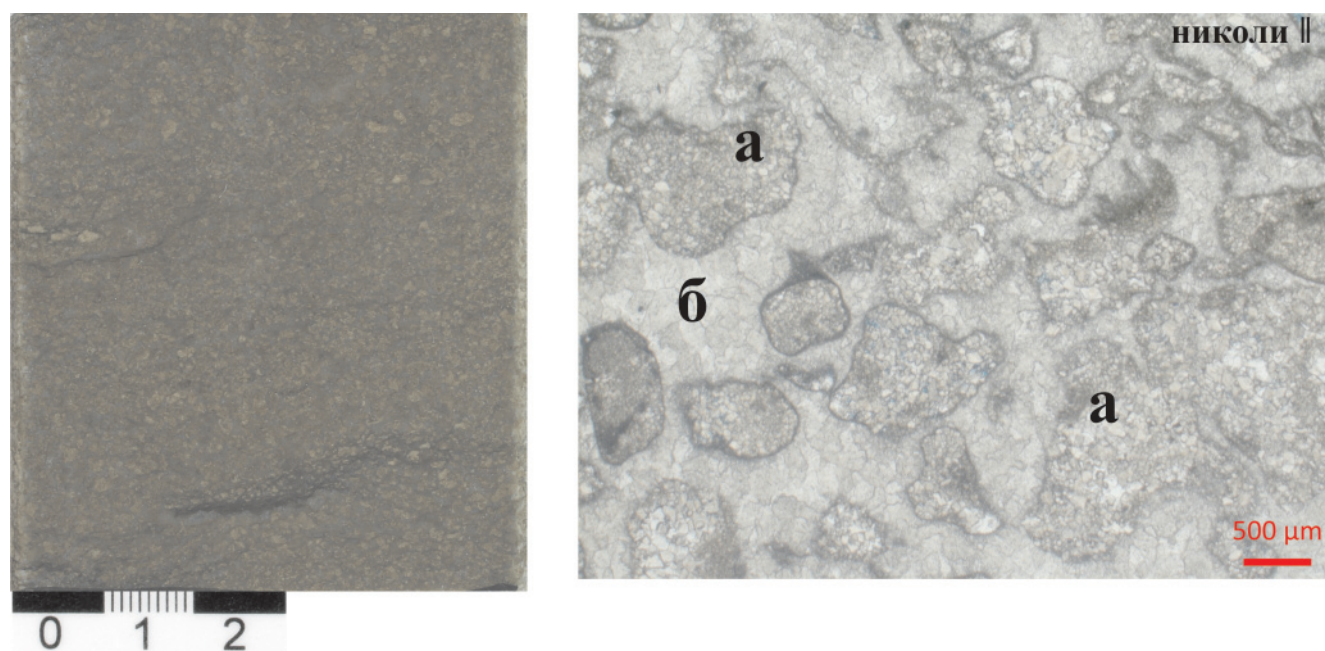
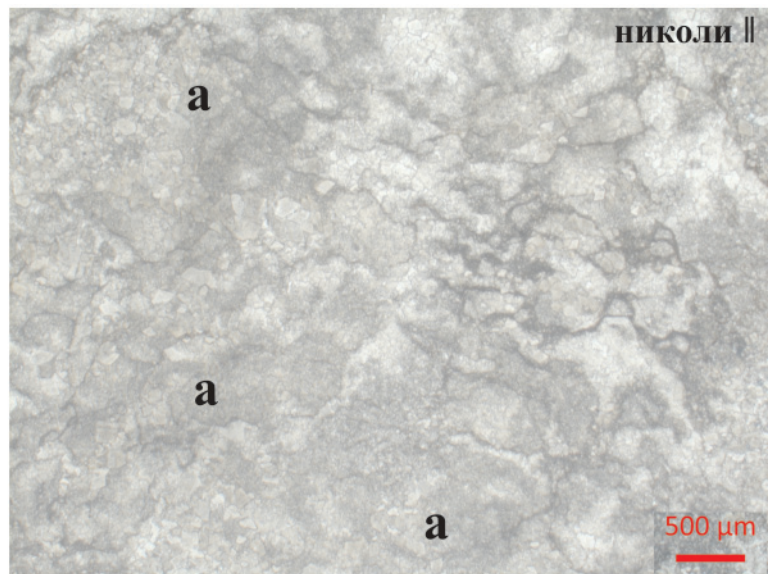
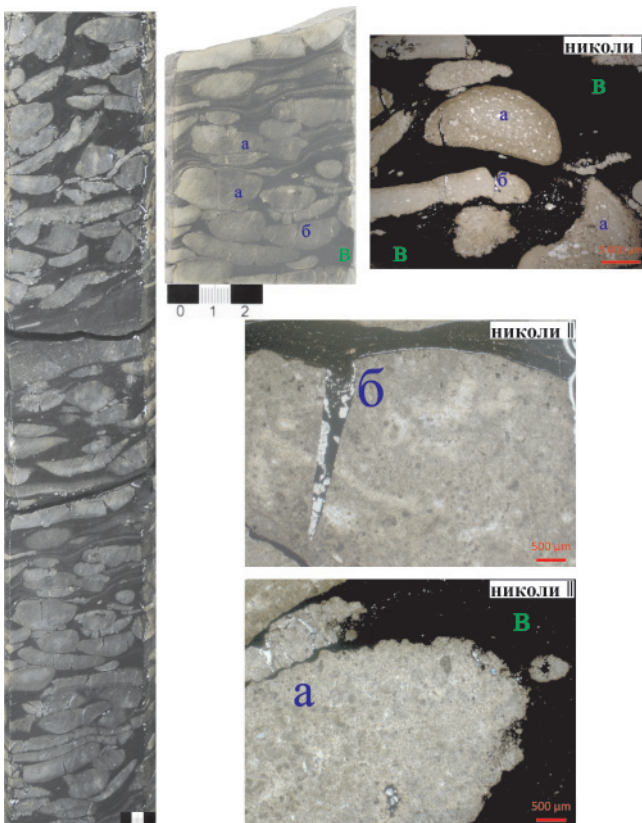


Рис. 3. Литотип I – микрофитолитовые грейнстоуны. Доломит известковистый (а – доломитизированные микрофитолиты группы катаграфий Hieroglyphites, Nubecularites; б – цемент типа Drusy mosaic)





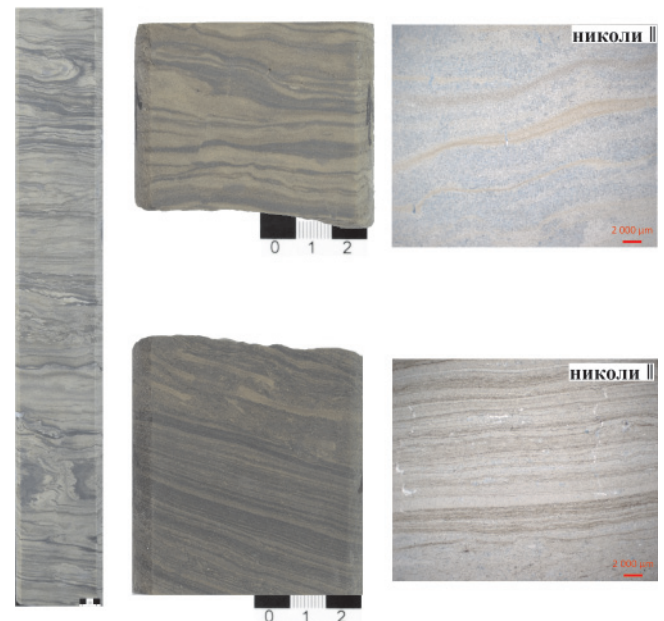
**Рис. 4.** Литотип II – реликтово-микробиальный баундстоун. Доломит известковый (а – доломитизированные реликты цианобактерий)



**Рис. 5.** Литотип III – плоскогалечный конгломерат: а – обломки (литокласты) доломитов мелкообломочных, микрофитолитовых с раковинным детритом; б – трещины растрескивания обломков, по стенкам трещин – кальцит; в – карбонатно-глинисто-битуминозный матрикс

сульфатизация. Эпизодически происходила активизация приливов и/или мелких штормовых событий с образованием прослоев конгломератов и конглобрекций.

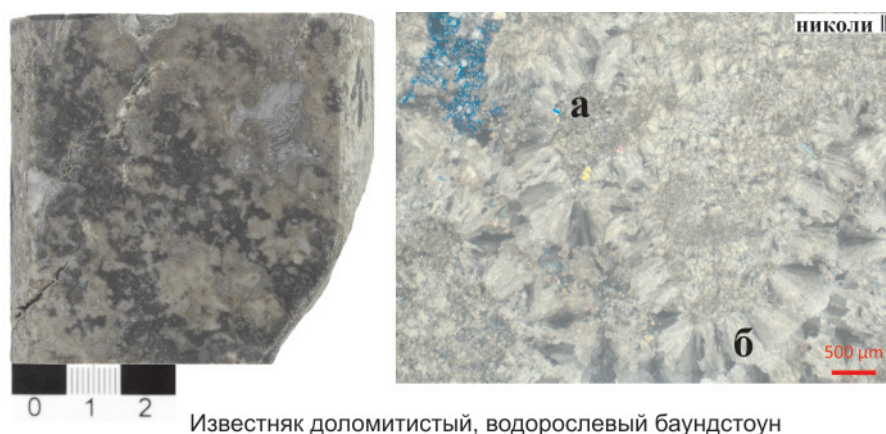
**Литотип V.** Известняки доломитистые до доломитовых галитистые микробиальные, в том числе и строматолитовые (баундстоун). Породы



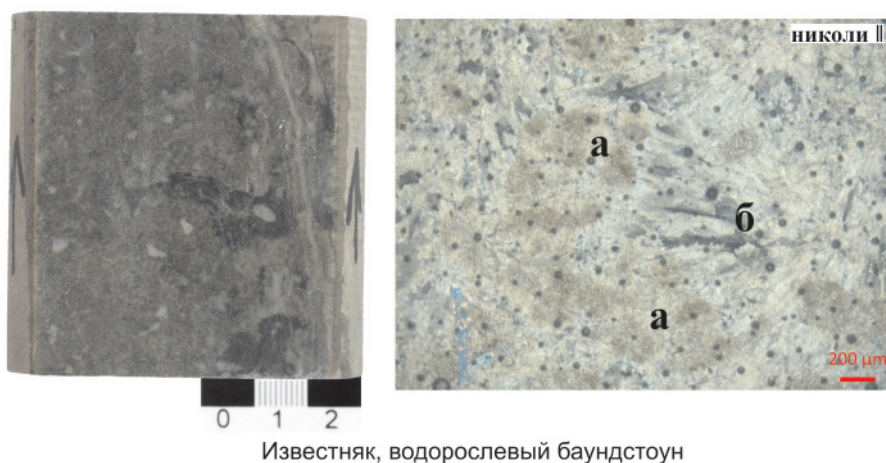
**Рис. 6.** Литотип IV – мелкообломочные грейнстоуны (реликтовые слоистые грейнстоуны)

серо-коричневые, коричневые, темно-коричневые, сложены различными цианобактериальными образованиями, формирующими серию мелкомасштабных построек биогермного типа. Основную роль в биогермах играют колонии *Renalcis* и *Botomaella*, в меньшей степени развиты столбчатобугорчатые, шаровидные и пластовые строматолиты. Последние приурочены к прикровельным частям построек, которые в целом имеют сходное строение. Отличия выражаются в распределении цианобактериальных образований различной морфологии, размера и количества фенестральных пустот, интенсивности доломитизации и выщелачивания (рис. 7).

Интерпретация фаций: рифогенная постройка, состоящая из последовательно нарастающих друг



Известняк доломитистый, водорослевый баундстоун



Известняк, водорослевый баундстоун

**Рис. 7.** Литотип V и VII – водорослевые баундстоуны (а – реликты колоний пузыревидных цианобактерий (типа *Renalcis*), б – Radial cement)

на друга биогермов видимой толщиной от 0,5–0,7 м до 1,7 м.

**Литотип VI.** Карстовая щебеночно-глыбовая брекчия известняков доломитистых галитистых микробиальных (литотипы V и VII). Породы представлены закарстованными биогермными водорослевыми известняками, интенсивно разбитыми трещинами и щелевидными каверновыми полостями (протяженностью до 30 см) на отдельные блоки. Стенки каверн инкрустированы кальцитом и доломитом, а центральные части заполнены галитом. Брекчиевые обломки угловатые, сгруженные, неориентированные (рис. 8).

Интерпретация фаций: седиментационная карстовая брекчия с элементами обрушения по микробиальным биогермным постройкам, аналогичным литотипам V и VII.

**Литотип VII.** Известняки галитистые микробиальные, в том числе и строматолитовые (баундстоун). Породы серые, темно-серые с коричневатым оттенком, послойно до темно-коричневых, почти черных, аналогичные литотипу V, но значительно менее доломитизированные.

Интерпретация фаций: рифогенный массив, состоящий из последовательно нарастающих друг на друга биогермов.

#### Секвенс-стратиграфическая последовательность

В разрезе осинской подсвиты выделены три секвенса четвертого порядка. В нижней части верх-

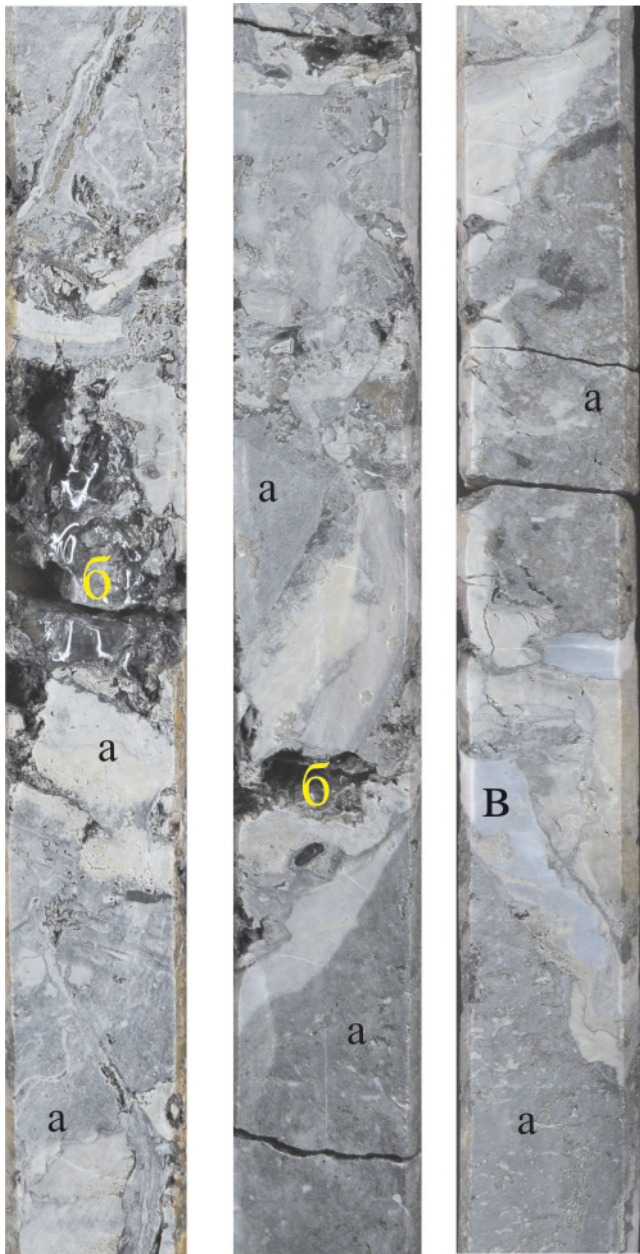
неусольской подсвиты, охарактеризованной керном, выделен четвертый секвенс (см. рис. 2).

**Секвенс первый SQ1.** Подошва секвенса проходит по подошве солей, несогласно перекрывающих нижележащие доломиты нижней подсвиты усольской свиты. Она отчетливо выделяется по ГИС резким понижением показаний гамма-каротажа (ГК) и ростом значений нейтронного каротажа (НК). Данный интервал керном не охарактеризован, в связи с чем представление о строении основывается на изучении образцов, отобранных с этого уровня в соседних скважинах. Соли приурочены к системному тракту стадии падения уровня моря (FSST), в подошве ограничены базальной поверхностью форсированной регрессии. Вышележащие доломиты глинистые, неравномерно сульфатизированные брекчиевидные приурочены к тракту низкого стояния уровня моря (LST), в подошве ограничены секвенс-стратиграфической границей.

Трансгрессивная поверхность проведена в подошве приливно-отливного комплекса по смене проградационного пакета парасеквенсов на ретроградационный. Отложения трансгрессивного тракта (TST) представлены фациями баровой отмели (литотип I).

Поверхность максимального затопления может быть проведена по пику кривой ГК по смене ретроградационного на агградационно-проградационный пакет парасеквенсов. Отложения тракта высокого стояния уровня моря (HST) представлены





**Рис. 8.** Литотип VI – карстовая щебеночно-глыбовая брекчия (а – обломки известняков угловатые, не ориентированные; б – каверны, заполненные галитом; в – ангидрит)

условиях. Далее при начальном подъеме относительного уровня моря (ОУМ) за счет притока свежей морской воды происходило постепенное рассолование. Изучаемая территория представляла собой крайне мелководный морской бассейн, в котором даже незначительные колебания ОУМ приводили к субаэральной экспозиции берегов, в результате чего происходил активный снос пелоидно-шламового и пелоидного карбонатного материала в его центральную часть. Формирование отложений происходило в мелководных подприливных условиях, временами сменяющихся на супралиторальные. Продолжающееся опускание края платформы и, вероятно, покрытие водой источников сноса привели к кратковременному существованию приливно-отливных условий и накоплению обломочных карбонатов трансгрессивного системного тракта. Продолжение подъема ОУМ и прогибание дна бассейна в этих условиях способствовали формированию органогенных построек в период высокого стояния уровня моря.

*Секвенс второй SQ2.* Подошва секвенса проходит по слабо закарстованной поверхности микробиальных карбонатов тракта высокого стояния уровня моря SQ1. Она отчетливо выделяется по керну и диагностируется по ГИС на основании повышения значений ГК и понижения значений НК. Отложения LST представлены доломитами плоскогалечными (литотип III).

Трансгрессивная поверхность может быть проведена в подошве приливно-отливного комплекса по смене проградационного пакета парасеквенсов на ретроградационный. Трансгрессивный тракт в разрезе скважины представлен отложениями приливно-отливной отмели. В керне диагностированы отдельные баровые тела (литотип IV).

Поверхность максимального затопления может быть проведена по пику кривой ГК и смене ретроградационного пакета парасеквенсов на агградационно-проградационный. На этапе высокого HST формировались довольно мощные микробиальные

одиночными органогенными постройками (литотип II) холмовидного, биогермного типа. Мощность секвенса 27 м.

В первый цикл седиментации на этапе форсированной регрессии происходило активное испарение и выпадение солей в супралиторальных

Находки фауны в керне Большетирской скв. 7

**Фиг. 1.** *Nochoroicyathus* sp., поперечное сечение кубка, шл. БТ 7Р 2642,90

**Фиг. 2.** *Nochoroicyathus* sp. поперечное сечение кубка, шл. БТ 7Р 2642,90

**Фиг. 3.** *Namacalathus*, продольное сечение, шл. БТ 7Р 2647,94

**Фиг. 4.** *Namacalathus* продольное сечение, шл. БТ 7Р 2655,06

**Фиг. 5.** *Namacalathus* продольное сечение, шл. БТ 7Р 2647,94

**Фиг. 6.** *Renalcis polymorphum*, шл. БТ 7Р 2642,26

**Фиг. 7.** *Renalcis gelatinosum*, шл. БТ 7Р 2642,90

**Фиг. 8.** *Renalcis polymorphum*, шл. БТ 7Р 2600,13

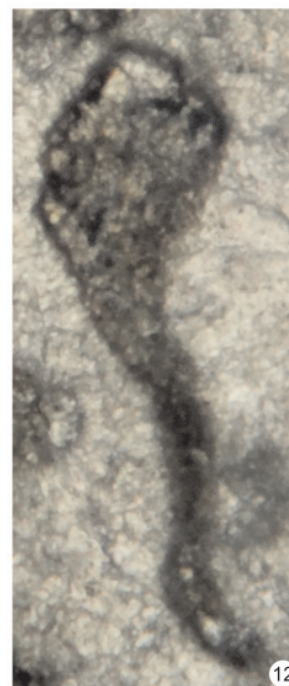
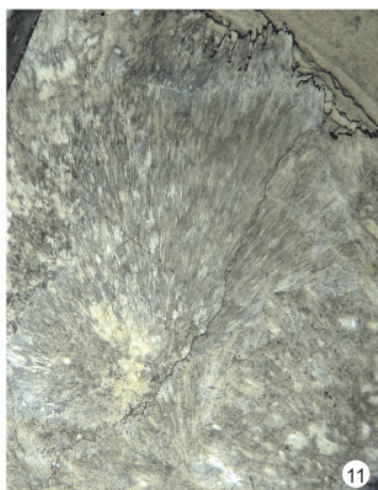
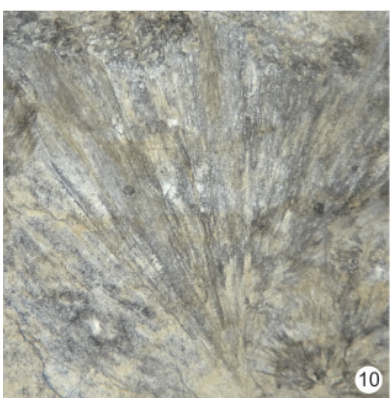
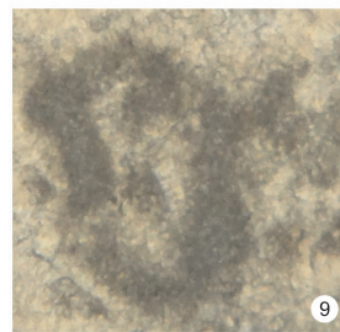
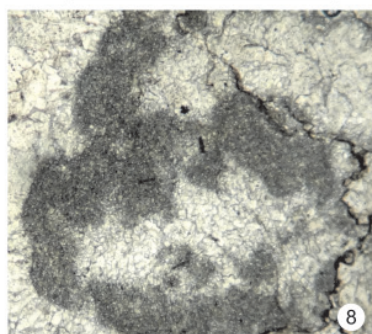
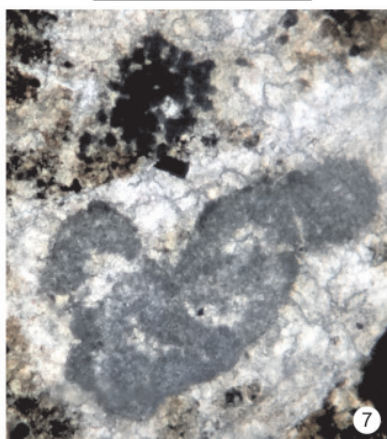
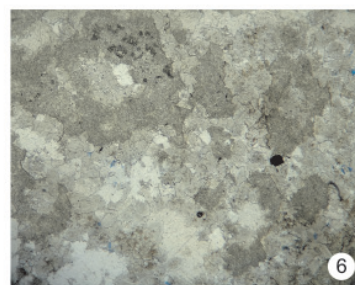
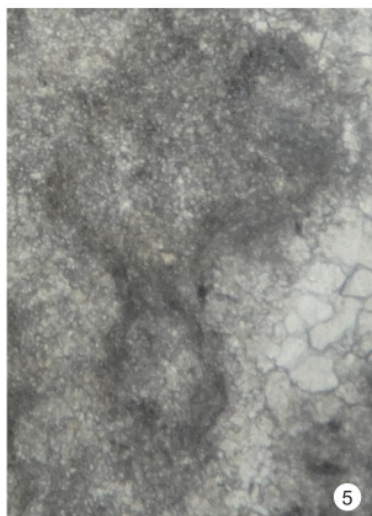
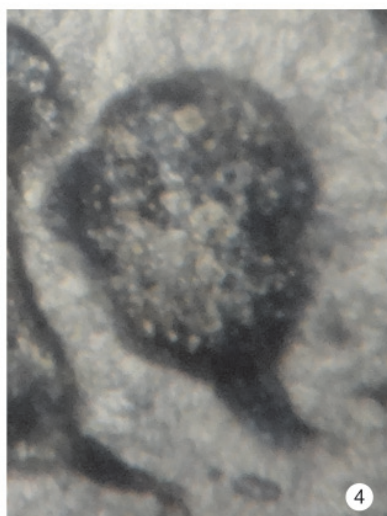
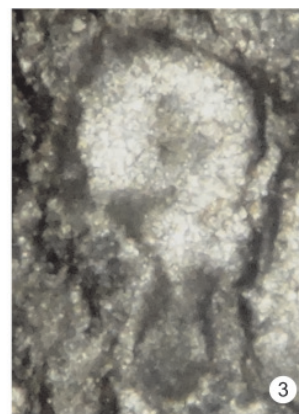
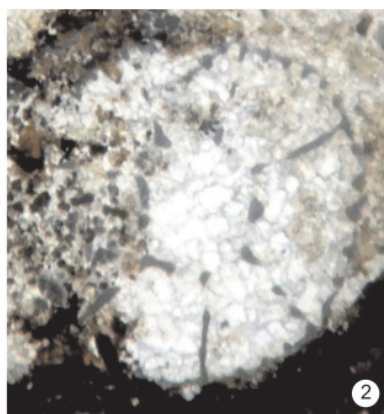
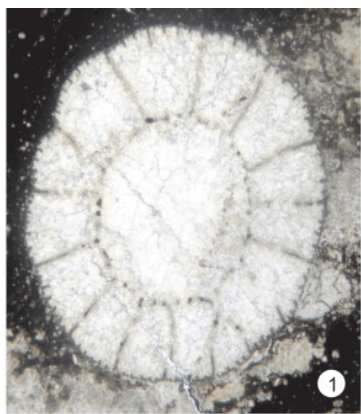
**Фиг. 9.** *Renalcis granosum*, шл. БТ 7Р 2600,13

**Фиг. 10.** *Botomaella zelenovi*, шл. БТ 7Р 2589,22

**Фиг. 11.** *Botomaella zelenovi*, шл. БТ 7Р 2619,37

**Фиг. 12.** *Namacalathus* продольное сечение, шл. БТ 7Р 2655,06









постройки (литотип V), последовательно нараставшие друг на друга, эпизодически выходявшие под уровень субаэральной экспозиции. Мощность секвенса 40 м.

Второй цикл формирования отложений начался с понижения ОУМ. Произошла смена условий осадконакопления с подприливных на супралиторальные. Это привело к частичной переработке ранее накопленных осадков в условиях субаэральной экспозиции. На трансгрессивном этапе формируется приливо-отливная отмель, постепенно заселяемая строматолитами. Дальнейшее расширение морского бассейна и перекрытие водным слоем областей сноса в условиях высокого положения ОУМ привели к образованию обширной мелководной зоны, где развивались цианобактериальные образования. Их накопление в результате быстрого роста, превышающего темп погружения дна бассейна, способствовало заполнению пространства аккомодации и частому их выходу в субаэральные условия. Этим обмелением заканчивается второй цикл седиментации.

*Секвенс третий SQ3.* Подошва секвенса проходит по карстовой полости, развитой в органогенных карбонатах тракта высокого стояния уровня моря SQ2. Она отчетливо выделяется по керну и диагностируется по ГИС по первому резкому повышению показателей ГК и НГК. Отложения тракта низкого стояния уровня моря и трансгрессивный тракт без разделения представлены карстовой щебеночно-глыбовой брекчией (литотип VI), которая образовалась в период осушения и развития карста нижежащих водорослевых известняков тракта высокого стояния уровня моря SQ2.

Поверхность максимального затопления может быть проведена по пику кривой ГК и смене ретроградационного пакета парасеквенсов на агградационно-проградационный. Последующая относительно быстрая трансгрессия привела к агградации рифа с незначительной проградацией на этапе высокого стояния уровня моря. В этот период сформировалась центральная часть рифа (литотип VII). Мощность секвенса 38 м.

Третий цикл седиментации также начинается с тракта низкого положения ОУМ. Первыми обмелению и частичному осушению могли подвергнуться краевые и более рельефно выраженные части бассейна. В результате последующей трансгрессии, повышения уровня моря возникли благоприятные условия для формирования ядра рифа.

*Секвенс четвертый SQ4* относится к верхнеусольской подсвите. Его подошва проведена по закарстованной поверхности органогенных образований тракта высокого стояния уровня моря SQ3. Здесь выделяется стратиграфическое несогласие, разделяющее галогенно-сульфатно-карбонатный и последующий карбонатно-сульфатно-галогенный этапы осадконакопления. Керном охарактеризованы только отложения тракта низкого стояния уровня

моря, сформированные в супралиторальных условиях (ангидриты и каменная соль). Наблюдаемая мощность 1,8 м.

Перед следующим этапом осадконакопления произошла существенная перестройка осадочного бассейна, регрессия морского бассейна на переходе к главной стадии усольского соленакопления.

Анализ мощности прокастованных пород может на качественном уровне свидетельствовать об амплитуде понижения уровня моря, а извилистость карстовых каналов и полостей может указать на продолжительность субаэральной экспозиции. Между первым и вторым секвенсами фиксируется малоамплитудное и кратковременное понижение уровня моря, где мощность литотипа III составляет 1,5 м. Наибольшая амплитуда понижения уровня и продолжительность субаэральной экспозиции фиксируется на границе второго и третьего секвенсов, где мощность внутририфового карста (литотип VI) составляет около 15 м. К границе третьего и четвертого секвенса приурочена слабо закарстованная поверхность литотипа VII мощностью 1 м.

#### Биостратиграфическая характеристика

В изученном разрезе осинской подсвиты находки археоциат рода *Nochoroicyathus* Zhur. (см. таблицу, фиг. 1, 2), несомненно, свидетельствуют о нижнекембрийском возрасте. Остатки известковых водорослей *Renalcis polymorphum* (фиг. 6, 8), *R. gelatinosum* (фиг. 7), *R. granosum* (фиг. 9), *Botomaella zelenovi* (фиг. 10) также хорошо известны в отложениях нижнекембрийского возраста на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении.

Совместно с описанной биотой встречена мелкораквинная фауна: бокаловидные кубки, состоящие из стебелька, переходящего в широкую сфероидальную (см. таблицу, фиг. 3–5), иногда пирамидальную (фиг. 12) чашу; в верхней части кубка иногда наблюдается выемка, соответствующая устьевому отверстию. По морфологическим признакам и размерам (высота до 1000 мк, ширина до 500 мк) они относятся к роду *Namacalathus* Grotzinger, Watters et Knoll, выделенному в 2000 г.

При обосновании возраста анализируемых осадочных образований, вскрытых Большетирской скв. 7, нужно отметить, что представители указанного рода имеют глобальное распространение в поздневендских (эдиакарских) отложениях в Намибии, Бразилии, Канаде, Омане, Испании, Китае, России и других странах. Возраст осадков, содержащих эти фоссилии, определен U-Pb-датировками по циркону из вулканических туфов в Намибии и Омане от  $547 \pm 0,31$  до  $542,37 \pm 0,28$  млн лет, что отвечает позднему венду [11, 15, 19, 20]. Большое значение сведений о новых находках палеонтологических объектов определяется еще и тем, что ранее органические остатки, аналогичные рассмотренным, прекрасной сохранности обнаружены в котоджинской



и райгинской свитах верхнего венда скв. Восток-3 в Предъенисейской субпровинции [11], в успунской свите Сибирской платформы, вскрытой Чайкинской параметрической скв. 279 [10], анастасинской свите Восточного Саяна, таржунской свите Кузнецкого Алатау, белкинской свите Горной Шории [15]. Цианобактерии родов *Renalcis Korde*, *Botomaella Voropova* широко развиты как в поздневендских, так и в нижнекембрийских отложениях Сибирской платформы, Алтае-Саянской складчатой области и других регионов мира [4].

## Выводы

Литолого-фациальные исследования позволили определить семь литологических типов пород, характеризующих различные обстановки мелководного шельфа осинского палеобассейна: от приливо-отливных карбонатных отмелей литорали до органогенной постройки на сублиторали. В строении разреза выделены три секвенса четвертого порядка. Активный рост микробиальных построек приводил к быстрому заполнению пространства аккомодации, вследствие чего постройки выходили под субаэральные экспозиции. Наибольшее по амплитуде и продолжительности понижение уровня моря установлено на границе между вторым и третьем секвенсами. На этом уровне можно прогнозировать высокоемкие коллекторы, связанные с зонами внутририфового карста.

В нижнем кембрии цианобактерии и археоцитаты являлись основными эдификаторами в органогенных постройках (биостромы, биогермы, биогермные массивы, рифогенные образования). Биостратиграфический анализ подтверждает нижнекембрийский возраст разреза. Обнаружены остатки известковых водорослей *Renalcis polymorphum*, *R. gelatinosum*, *R. granosum*, *Botomaella zelenovi*. Впервые на нижнекембрийском уровне (томмотский ярус) в ассоциации с совместными находками с археоцитат обнаружена мелкораквинная фауна *Namacalathus Grotzinger*, *Watters et Knoll*.

Разрез осинского горизонта в Большетирской скв. 7 может использоваться в качестве типового при изучении нижнекембрийских рифовых массивов Непско-Ботубинской НГО.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Вишняков С. Г.** Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы // Тр. ГИН АН СССР. – 1956. – Вып. 4. – С. 209–225.
2. **Древние** карбонатные толщи Восточной Сибири и их нефтегазоносность / Л. Н. Илюхин, О. В. Постникова, В. В. Бакина и др. – М.: Научный мир, 2000. – 104 с.
3. **Жемчугова В. А.** Практическое применение резервуарной седиментологии при моделировании углеводородных систем. – М.: РГУНГ им. И. М. Губкина, 2014. – 342 с.

4. **Известковые** водоросли и строматолиты: Систематика, биостратиграфия, фациальный анализ: сб. науч. тр. ИГиГ СО АН СССР / отв. ред. В. Н. Дубатов, Т. А. Москаленко. – Новосибирск: Наука, 1988. – 228 с.

5. **Киркинская В. Н., Смехов Е. М.** Карбонатные породы – коллекторы нефти и газа. – Л.: Недра, 1981. – 255 с.

6. **Ковалевский О. П., Маргулис Л. С.** Дополнение 1. Секвенс-стратиграфические подразделения // Дополнения к стратиграфическому кодексу России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. – С. 59–66.

7. **Кузнецов В. Г.** Литология. Основы общей (теоретической) литологии. – М.: Научный мир, 2011. – 360 с.

8. **Маслов А. В.** Осадочные породы: методы изучения и интерпретация полученных данных. – Екатеринбург: УГГУ, 2005. – 289 с.

9. **Мельников Н. В.** Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – 148 с.

10. **Особенности** строения разреза вендско-нижнекембрийских отложения Сибирской платформы, вскрытых Чайкинской параметрической скважиной 279 / Г. Г. Шемин, А. А. Терлеев, А. А. Постников и др. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2011. – № 4 (8). – С. 21–29.

11. **Разрез** переходных венд-кембрийских отложений восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3) / А. Э. Конторович, А. И. Варламов, Д. В. Гражданкин и др. // Геология и геофизика. – 2008. – № 12. – С. 1238–1247.

12. **Теодорович Г. И.** Аутигенные минералы осадочных пород. – М.: Гостоптехиздат, 1958. – 572 с.

13. **Уилсон Дж. Л.** Карбонатные фации в геологической истории. – М.: Недра, 1980. – 463 с.

14. **Catuneanu O.** Principles of sequence stratigraphy. – Amsterdam: Elsevier, 2006. – 375 p.

15. **Cloudina–Namacalathus–Kolophyton** association in the Vendian of Altai-Sayan Foldbelt (Siberia) / A. A. Terleev, A. A. Postnikov, D. A. Tokarev et al. // Neoproterozoic sedimentary basins. stratigraphy, geodynamics and petroleum potential: Intern. conf. – Novosibirsk: IPGG SB RAS, 2011. – P. 96–98.

16. **Danham R. J.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture Classification of carbonate rocks // Simp. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. – 1962. – Vol. 1. – P. 108–121.

17. **Einsele G.** Sedimentary basins: Evolution, facies, and sediment budget. – Berlin: Springer-Verlag, 2000. – 792 p.

18. **Flügel E.** Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. – Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag Inc., 2004. – 976 p.

19. **Grotzinger J. P., Watters W. A., Knoll A. H.** Calicified metazoonas in thrombolite-stromatolite reefs in





the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia // *Paleobiology*. – 2000. – Vol. 26. – P. 334–359.

20. Hofmann H. J., Mountjoy E. W. Namacalathus–Cloudina assemblage in Neoproterozoic Miette Group (Byng Formation), British Columbia: Canadas oldest shelly fossils // *Geology*. – 2001. – Vol. 29. – P. 1091–1094.

21. Sequence Stratigraphy: methodology and nomenclature // *Newsletters on Stratigraphy*. – 2011. – Vol. 44, no. 3. – P. 173–245.

22. Stanley G. The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems. – New York, 2001. – 458 p.

## REFERENCES

1. Vishnyakov S.G. [Genetic types of dolomitic rocks in the north-western margin of the Russian Platform]. *Trudy Geologicheskogo instituta AN SSSR*, 1956, iss. 4, pp. 209–225. (In Russ.).

2. Kuznetsov V.G., Ilyukhin L.N., Postnikova O.V., et al. *Drevniye karbonatnyye tolshchi Vostochnoy Sibiri i ikh neftegazonosnost* [Ancient carbonate rocks of Eastern Siberia and their oil-and-gas bearing capacity]. Moscow, Nauchnyy Mir Publ., 2000. 104 p. (In Russ.).

3. Zhemchugova V.A. *Prakticheskoye primeneniye rezervuarной sedimentologii pri modelirovaniy uglevodorodnykh system* [Practical application of reservoir sedimentology in modeling of hydrocarbon systems]. Moscow, Gubkin Russian State University of Oil and Gas Publ., 2014. 342 p. (In Russ.).

4. Dubatolov V.N., Moskalenko T.A., eds. *Izvestkovyye vodorosli i stromatolity: sistematika, biostratigrafiya, fatsialnyy analiz* [Calcareous algae and stromatolites: systematics, biostratigraphy, facies analysis]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1988. 228 p. (In Russ.).

5. Kirkinskaya V.N., Smekhov E.M. *Karbonatnyye porody – kollektory nefti i gaza* [Carbonate rocks-petroleum and gas reservoirs]. Leningrad, Nedra Publ., 1981. 255 p. (In Russ.).

6. Kovalevskiy O.P., Margulis L.S. [Additions 1. Sequence-stratigraphic subdivisions]. *Dopolneniya k stratigraficheskomu kodeksu Rossii* [Additions to the Stratigraphic Code of Russia]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 2000, pp. 59–66. (In Russ.).

7. Kuznetsov V.G. *Litologiya – osnovy obshchey (teoreticheskoy) litologii* [Lithology – basic principles for general (theoretical) lithology]. Moscow, Nauchnyy Mir Publ., 2011. 360 p. (In Russ.).

8. Maslov A.V. *Osadochnyye porody: metody izucheniya i interpretatsiya poluchennykh dannykh* [Sedimentary rocks: research methods and interpretation of acquired data]. Ekaterinburg, UGGU Publ., 2005. 289 p. (In Russ.).

9. Melnikov N.V. *Vend-kembriyskiy solerodnyy basseyn Sibirskoy platformy (Stratigrafiya, istoriya razvitiya)* [Vendian-Cambrian salt basin of the Siberian Platform (Stratigraphy, history of development)]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2009. 148 p. (In Russ.).

10. Shemin G.G., Terleev A.A., Postnikov A.A., et al. [Structure features of the Vendian-Lower Cambrian section on the Siberian Platform, intersected by Chaykinskaya 279 parametric well]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2011, no. 4 (8), pp. 21–29. (In Russ.).

11. Kontorovich A.E., Varlamov A.I., Grazhdankin D.V., et al. [A section of Vendian in the east of West Siberian Plate (based on data from the borehole Vostok 3)]. *Russian Geology and Geophysics*, 2008, no. 12, pp. 932–939.

12. Teodorovich G.I. *Autigennyye mineraly osadochnykh porod* [Authigenic minerals of sedimentary rocks]. Moscow, Gostoptekhizdat Publ., 1958. 572 p. (In Russ.).

13. Wilson J.L. *Karbonatnyye fatsii v geologicheskoy istorii* [Carbonate facies in geological history]. Moscow, Nedra Publ., 1980. 463 p. (In Russ.).

14. Catuneanu O. Principles of sequence stratigraphy. Amsterdam, Elsevier, 2006. 375 p.

15. Terleev A.A., Postnikov A.A., Tokarev D.A., et al. Cloudina–Namacalathus–Kolophyton association in the Vendian of Altai-Sayan Foldbelt (Siberia). *Neoproterozoic sedimentary basins. stratigraphy, geodynamics and petroleum potential: Intern. conf.* Novosibirsk, IPGG SB RAS Publ., 2011, pp. 96–98.

16. Danham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture Classification of carbonate rocks. *Simp. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1962, vol. 1, pp. 108–121.

17. Einsele G. Sedimentary basins: Evolution, facies, and sediment budget. Berlin, Springer-Verlag, 2000. 792 p.

18. Flugel E. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin, Heidelberg, New York. Springer-Verlag Inc., 2004. 976 p.

19. Grotzinger J.P., Watters W.A., Knoll A.H. Calcified metazonas in thrombolite-stromatolite reefs in the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia. *Paleobiology*, 2000, vol. 26, pp. 334–359.

20. Hofmann H.J., Mountjoy E.W. Namacalathus–Cloudina assemblage in Neoproterozoic Miette Group (Byng Formation), British Columbia: Canadas oldest shelly fossils. *Geology*, 2001, vol. 29, pp. 1091–1094.

21. Sequence Stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, 2011, vol. 44, no. 3, pp. 173–245.

22. Stanley G. The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems. New York, 2001. 458 p.

© Д. А. Токарев, А. В. Плюсин, А. А. Терлеев, Н. А. Иванова, И. В. Вараксина, А. В. Липянина, 2021



## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ НА УЧАСТКЕ МУХОР-ТАРХАТА ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ НЕСТАЦИОНАРНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТРЕХМЕРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

А. М. Санчаа<sup>1</sup>, Н. Н. Неведрова<sup>1</sup>, Н. В. Штабель<sup>1,2</sup><sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН; <sup>2</sup>Новосибирской государственной технической университет; Новосибирск, Россия

Представлены результаты трехмерного моделирования разломной структуры в центральной части Чуйской впадины (Горный Алтай) на участке Мухор-Тархата. Здесь с 2004 г. по настоящее время сотрудниками ИНГГ СО РАН проводятся регулярные ежегодные наблюдения методом электромагнитного зондирования становлением поля для наблюдения за процессом восстановления геологической среды после катастрофического Чуйского землетрясения с магнитудой 7,3 в 2003 г. Одним из последствий разрушительного землетрясения являются зоны трещиноватости, выраженные на поверхности. В районе пос. Мухор-Тархата отмечены многочисленные деформации поверхности и хозяйственных объектов. Выделенная на участке по геологическим и электромагнитным данным разломная зона с субвертикальной трещиноватостью была активизирована после землетрясения. Для интерпретации и анализа данных мониторинга необходимы детальные данные о геоэлектрическом строении. На основе интерпретации данных ЗСБ получено глубинное строение разломной зоны. Для верификации и уточнения структурных особенностей геоэлектрической модели выполнено трехмерное моделирование.

**Ключевые слова:** Чуйская впадина, Горный Алтай, Мухор-Тархата, нестационарное электромагнитное зондирование, геоэлектрические модели, сейсмоопасный район, трехмерное математическое моделирование.

## DEEP STRUCTURE OF THE FAULT ZONE IN THE MUKHOR-TARKATA SITE OF THE CHUYA DEPRESSION ACCORDING TO NON-STATIONARY ELECTROMAGNETIC SOUNDING DATA USING THREE-DIMENSIONAL MODELING

А. М. Sanchaa<sup>1</sup>, N. N. Nevedrova<sup>1</sup>, N. V. Shtabel<sup>1,2</sup><sup>1</sup>A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS; <sup>2</sup>Novosibirsk State Technical University; Novosibirsk, Russia

The paper presents the results of three-dimensional modeling of the fault structure in the central part of the Chuya depression in Gornyi Altai within the Mukhor-Tarkhata plot. On this site, from 2004 to the present, researchers of the IPGG SB RAS have been conducting regular annual observations by the method of near-field time-domain electromagnetic sounding (TSB) to observe the process of restoration of the geological environment after the catastrophic Chuya earthquake with a magnitude of 7.3 in 2003. One of the aftereffects of the destructive earthquake is fracture zones expressed on the surface. Numerous deformations of the surface and industrial objects are observed in the area of the Mukhor-Tarkhata village. The fault zone with sub-vertical fracturing, identified at the site by geological and electromagnetic data, was activated after the earthquake. Detailed data on the geoelectric structure are required for the interpretation and analysis of monitoring data. Based on the interpretation of the near-field time-domain electromagnetic sounding data, the deep structure of the fault zone was obtained. To verify and clarify structural features of the geoelectric model, three-dimensional modeling was performed.

**Keywords:** Chuya depression of Gornyi Altai, Mukhor-Tarkhata, non-stationary electromagnetic sounding, geoelectric models, earthquake-prone region, three-dimensional mathematical modeling.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-2-67-73

На территории Горного Алтая проводятся регулярные наблюдения электромагнитными методами на нескольких участках эпицентральной зоны катастрофического Чуйского землетрясения 2003 г. ( $M = 7,3$ ) [13]. Работы были начаты в 2004 г. и продолжаются в настоящее время. Для интерпретации и анализа данных мониторинга необходимы детальные сведения о геоэлектрическом строении, поэтому для его уточнения каждый полевой сезон выполняются новые измерения методами электроразведки.

Участок данного исследования – Мухор-Тархата, расположенный в эпицентральной зоне, на-

ходится в центральной части Чуйской впадины в районе одноименного поселка (рис. 1). Здесь развернуты экспериментальные регулярные наблюдения комплексом методов нестационарного электромагнитного зондирования с гальваническим и индуктивным источниками, а также выполняются площадные измерения, направленные на определение глубинного строения.

Для Чуйской впадины в целом характерна сложная система разломов, заложенных еще в палеозое и активизирующихся в результате воздействия сейсмических событий [2, 13]. Одним из по-





Рис. 1. Обзорная карта Чуйской впадины

следствий разрушительного Чуйского землетрясения являются зоны трещиноватости, выраженные на поверхности. В районе пос. Мухор-Тархата также наблюдаются многочисленные деформации земной поверхности и хозяйственных объектов [3]. Выделенная на участке по геологическим и электромагнитным данным разломная зона с субвертикальной трещиноватостью была активизирована после землетрясения, что подтверждается данными электромагнитного мониторинга [11].

Цель представленной работы заключалась в уточнении геоэлектрической модели разломной зоны на участке Мухор-Тархата с помощью численного трехмерного моделирования. Изначально присутствие разлома было обосновано комплексом уникальных данных. На основе анализа цифровой модели рельефа по данным радарной съемки (SRTM) и космоснимков LANDSAT известный геолог д. г.-м. н. И. Д. Зольников разделил территорию Чуйской впадины на несколько крупных геоморфологических сегментов и установил: граница между двумя из них простирается с юга на север проходит непосредственно через участок Мухор-Тархата примерно по течению р. Мухор, что свидетельствует о наличии разломной структуры [4].

### Система измерений и интерпретация электромагнитных данных

Для построения геоэлектрической модели разломной структуры на участке Мухор-Тархата были привлечены все имеющиеся полевые данные. Система наблюдений начала формироваться с 2007 г. Вначале были поставлены пункты электромагнитного мониторинга, измерения в которых регулярно повторяются. Эти измерения выполняются тремя модификациями электромагнитных зондирований становлением поля (ЗСБ) с установками Q, q (соосные петли) со стороны генераторного контура (Q) 200 м, приемного (q) 100 м; установкой АВ–q с приемным одновитковым контуром квадратной формы со стороны 200 м; установкой АВ–MN с заземленной приемной линией MN 200 м, длиной линии АВ 910 м. Использование трех модификаций ЗСБ позволяет получить более

полную информацию об электрофизических параметрах разреза.

В последующие годы к имеющимся регулярным пунктам последовательно были добавлены четырнадцать зондирований соосными петлями для получения относительно равномерной сети. Все дополнительные измерения реализованы с установкой Q, q. Размеры установки такие же, как для регулярных наблюдений [6, 11]. На рис. 2 показана система электромагнитных измерений на участке исследования.

Первый этап интерпретации полевых данных ЗСБ с индуктивными и комбинированными установками (Q, q и АВ–q) выполняется с использованием интерактивных комплексов ЭРА, EMS [9]. Данные с заземленными установками АВ–MN обработаны с помощью программных средств Rubai [5]. Во всех трех комплексах используется горизонтально-слоистая модель среды и несколько способов визуализации. В результате интерпретации всего объема электромагнитных данных с помощью этих программных средств были построены разрезы, карты распределения удельного электрического сопротивления (УЭС) и трехмерные модели участка [6]. В полученных объемных моделях разломная зона хорошо выделяется в подошве осадочных слоев, а также в рельефе фундамента цепочкой погруженных блоков практически в центральной части участка простирается с юга на север [11, 13].

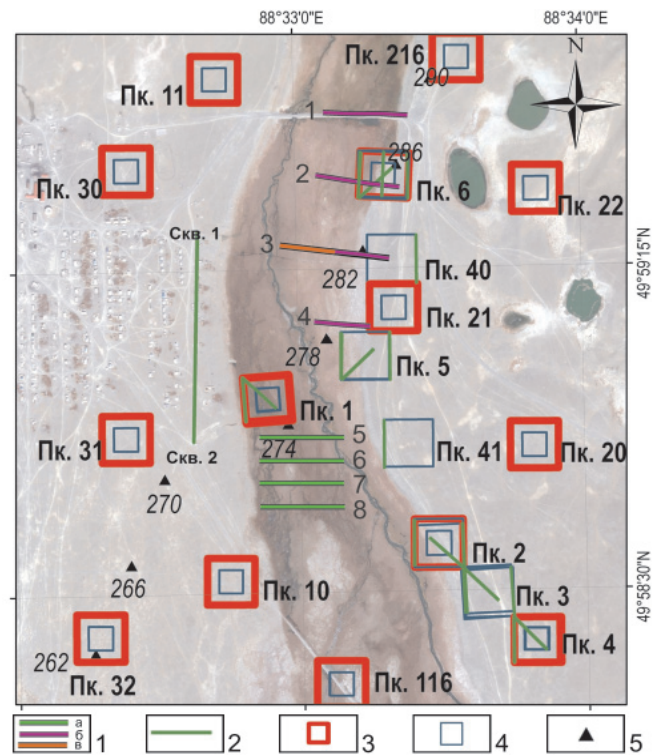


Рис. 2. Система измерений электромагнитными методами на участке Мухор-Тархата в Чуйской впадине (на подложке Google Earths)

1 – профили ЭТ (а – 2016 г., б – 2015 г., в – 2014 г.); 2 – линия АВ и приемные линии MN; 3 – генераторные контуры ЗСБ; 4 – приемные петли ЗСБ; 5 – архивные пункты ЗСБ



Внутренняя структура разломной зоны сложная, так как в нее входят блоки разных размеров, которые перемещались относительно друг друга по локальным сейсмодислокациям с разным сдвигом по сместителям. Границы разломной структуры можно выделить по самым значительным амплитудам вертикальных перемещений отдельных блоков.

На втором этапе интерпретации для верификации и уточнении результатов, полученных с горизонтально-слоистой моделью было решено выполнить численное трехмерное моделирование. Для начала была выбрана южная часть участка. В базовую стартовую несколько упрощенную геоэлектрическую модель было включено восемь блоков. Поверхность опорного горизонта стартовой модели наглядно иллюстрирует особенности строения и существенно разные перепады высот между разломными блоками (рис. 3).

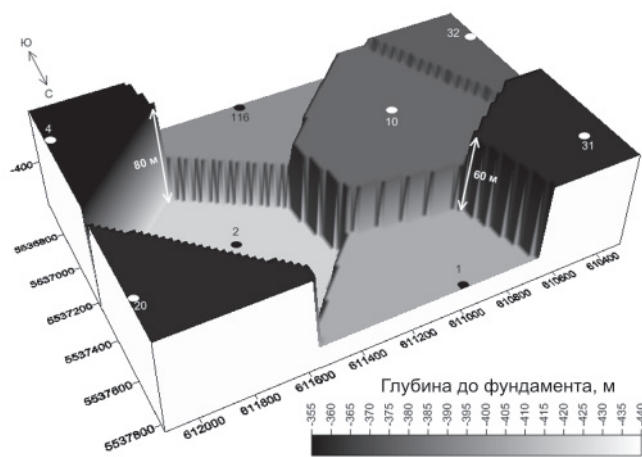


Рис. 3. Поверхность опорного горизонта стартовой модели, построенная по результатам инверсии с использованием горизонтально-слоистой среды

Моделирование сигналов ЭДС в приемных петлях ЗСБ выполнено Н. В. Штабель (ИНГГ СО РАН) с использованием программы ImpSound3D.

### Математическая постановка трехмерного моделирования

В программе реализована следующая вычислительная схема. Электрическое поле, возбуждаемое в среде, описывается волновым уравнением второго порядка

$$\text{rot}\mu^{-1}\text{rot}E + \varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} + \sigma \frac{\partial E}{\partial t} = -\frac{\partial J}{\partial t}$$

с начальными и граничными условиями

$$E|_{t=t_0} = E_0, \quad \frac{\partial E}{\partial t}|_{t=t_1} = E_1, \quad E \times n|_{\partial\Omega} = 0,$$

где  $E$  – напряженность электрического поля (В/м);  $J$  – плотность электрического тока (А/м);  $\sigma$  – электропроводность (См/м);  $\mu$  – магнитная проницаемость (Гн/м);  $\varepsilon$  – электрическая проницаемость (Ф/м).

Для численного моделирования электрического поля использован векторный метод конечных элементов. Вариационная формулировка в форме Галеркина для волнового уравнения имеет следующий вид.

Для заданного  $J \in C^1(0, T; L^2(\text{rot}, \Omega))$  найти  $E \in C^2(0, T; H_0(\text{rot}, \Omega))$  такое, что для  $\forall W \in H_0(\text{rot}, \Omega)$  выполняется для всех  $t$ :

$$(\text{rot}\mu^{-1}\text{rot}E, W) + \left( \varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2}, W \right) + \left( \sigma \frac{\partial E}{\partial t}, W \right) = - \left( \frac{\partial J}{\partial t}, W \right).$$

Дискретизация вариационной постановки в пространстве роторно свободных функций  $H_0(\text{rot}, \Omega)$  проводилась на ребрах тетраэдральной сетки с помощью функций Неделека первого порядка  $N_i = \lambda_i \nabla \lambda_j - \nabla \lambda_i \lambda_j$  [9, 10]. Для аппроксимации по времени использовалась трехслойная неявная схема [7, 8]. С учетом представления решения в виде разложения по базису и временной схемы постановка может быть представлена в виде системы линейных алгебраических уравнений:

$$\left( A + \frac{C^\sigma}{\Delta t} + \frac{C^\varepsilon}{\Delta t^2} \right) e^{n+1} = \frac{C^\sigma}{\Delta t} e^n + 2 \frac{C^\varepsilon}{\Delta t^2} e^n - \frac{C^\varepsilon}{\Delta t^2} e^{n-1} - \frac{1}{\Delta t} (J^{n+1} - J^n),$$

где  $[A]_{i,j} = \int \Omega \mu^{-1} \text{rot} N_i \cdot \text{rot} N_j \partial \Omega$ ;

$$[C^\sigma]_{i,j} = \int \Omega \sigma N_i \cdot N_j \partial \Omega$$

$$[C^\varepsilon]_{i,j} = \int \Omega \varepsilon N_i \cdot N_j \partial \Omega$$

$i, j = 1, N_e$ .

Поскольку кривые ЭДС, измеренные в процессе становления поля, имеют достаточную протяженность во времени, то при моделировании возникает необходимость в модификации временной схемы для увеличения размера шага по времени в процессе решения задачи. Схемы с геометриче-

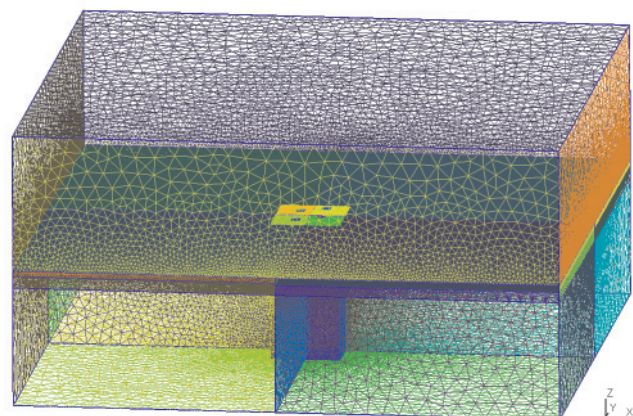


Рис. 4. Тетраэдральное разбиение области трехмерного моделирования при расчетах моделей участка Мухор-Тархата (Горный Алтай)



ски увеличивающимся шагом по времени приводят к накоплению погрешности на поздних временах. В работе использована схема постепенного равномерного увеличения размера шага по времени через фиксированное число итераций. Такой подход позволяет сократить число выполняемых итераций по времени, сохранить точность решения на всем диапазоне времен моделирования [14, 15]. Тетраэдральное разбиение области трехмерного моделирования при расчетах одной из моделей впадин Горного Алтая показано на рис. 4.

### Обсуждение результатов трехмерного моделирования

Конкретными задачами 3D моделирования были заверка блокового строения участка с оценкой вертикальных сдвигов отдельных блоков и верификация границ разломной зоны.

В ходе расчетов опробованы несколько вариантов трехмерных моделей, построенных с использова-

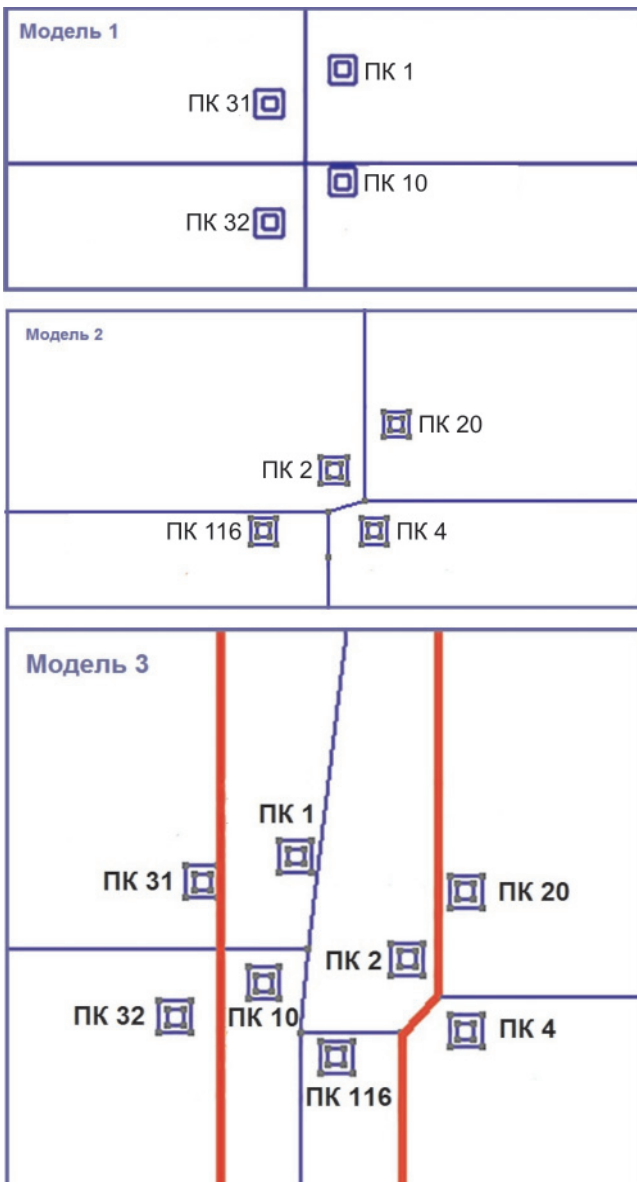


Рис. 5. Разбиение области трехмерного моделирования на блоки для трех моделей

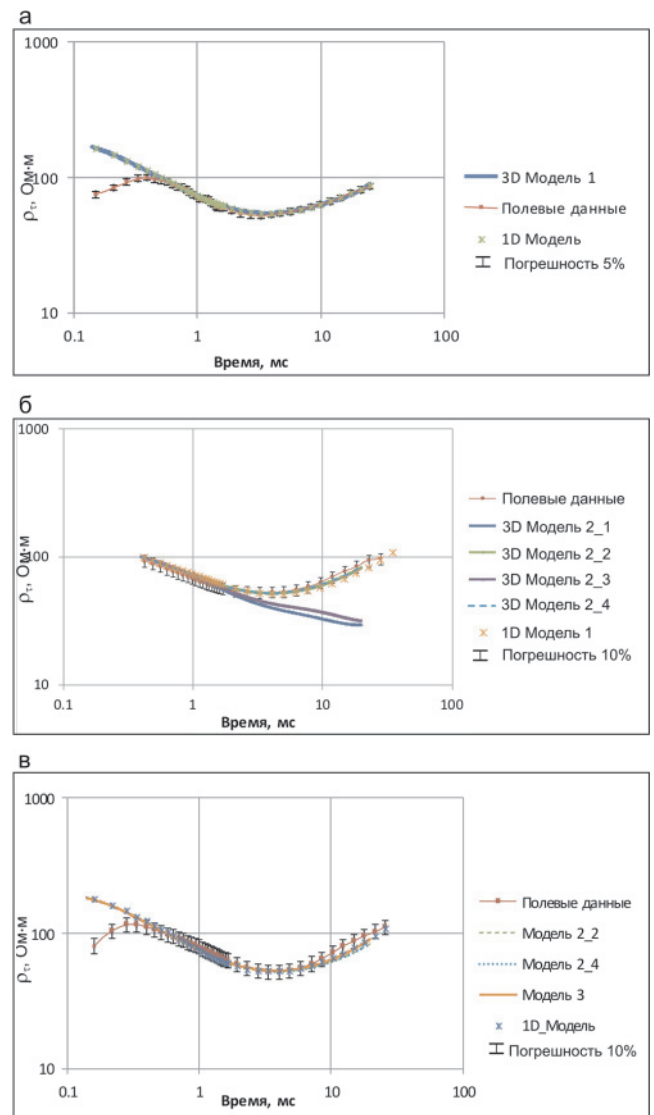


Рис. 6. Сопоставление полевых данных с теоретическими кривыми: а – для ЗСБ 31 (модель 1); б – для четырех вариантов модели 2, на примере ЗСБ 2; в – ЗСБ 4 по результатам моделирования (модель 3)

нием результатов интерпретации в рамках горизонтально-слоистой среды. Все они фактически являются фрагментами, сформированными на основе стартовой блоковой модели, представленной на рис. 3.

Моделирование выполнено с последовательным усложнением расчетной модели. Первые две более простые модели были составлены из четырех блоков, а третья модель содержала восемь. Конфигурация всех трех моделей в плане в области моделирования показаны на рис. 5.

Рассмотрим ситуацию подробнее. Для первого расчета была выбрана модель 1, включающая блоки с пунктами ЗСБ 1, 10, 31, 32, расположенными в западной части разломной зоны (см. рис. 5). В этом случае проверялся сдвиг блока (ЗСБ 31) относительно блока (ЗСБ 1) по сместителю размером 60 м (см. рис. 3). В результате выполненных расчетов для модели 1 были сопоставлены теоретические и полевые кривые. В качестве примера на рис. 6, а представлены теоретические (1D и 3D) и полевая кривые

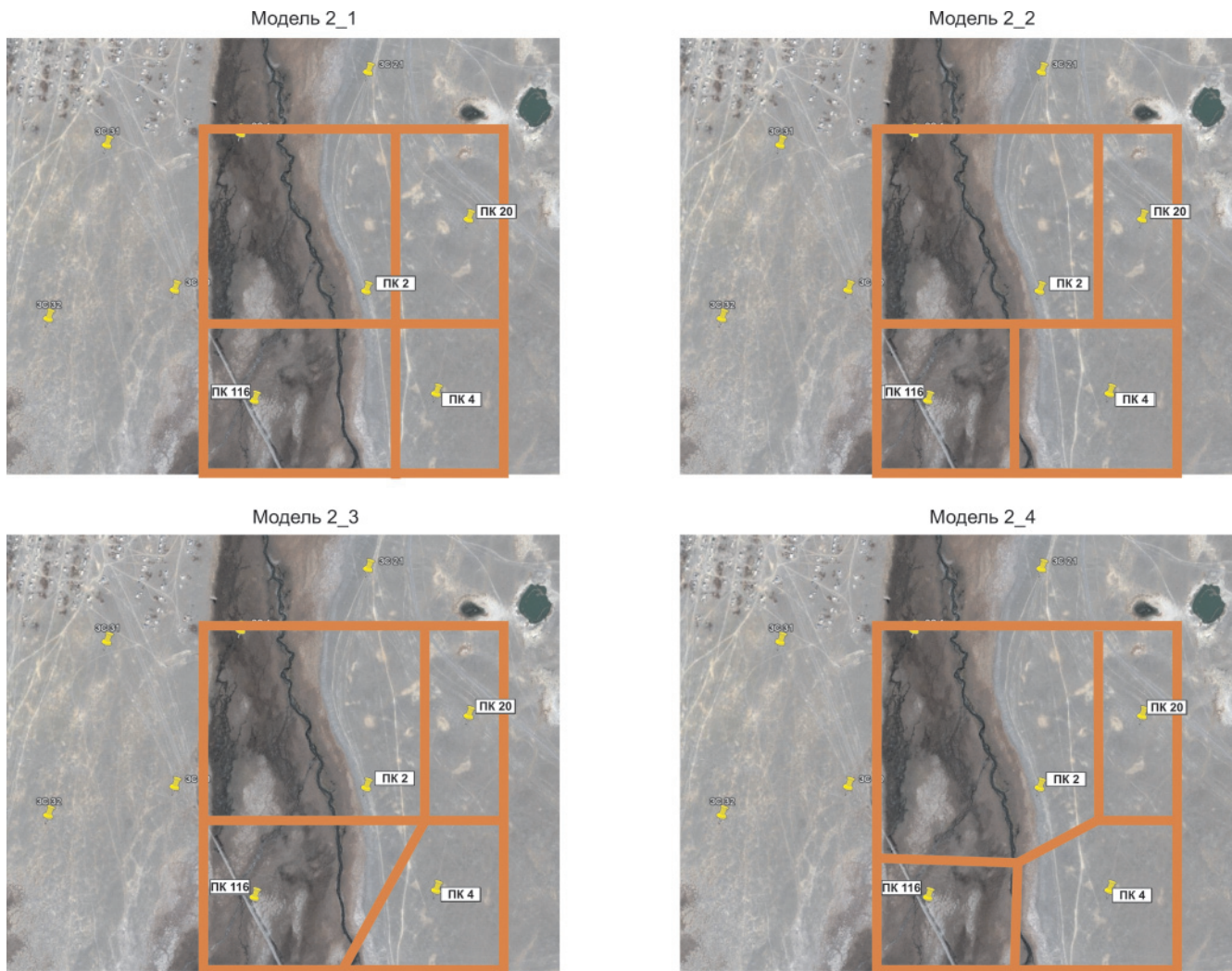


Рис. 7. Варианты разбиения на блоки модели 2 для трехмерных расчетов (на подложке Google Earth)

ЗСБ для пункта 31. Расхождение между полевой и теоретической кривыми получено в пределах 5 %, без учета самых ранних времен, где наблюдается искажение полевых данных, типичное для этого интервала времен, что связано с аппаратными помехами. Можно сделать вывод: для западной части разлома строение соответствует результатам интерпретации с использованием горизонтально-слоистой модели.

Для следующего расчета была взята модель участка из четырех блоков с пунктами ЗСБ 2, 4, 20, 116, где сдвиг по сместителю между блоками ЗСБ 4 и ЗСБ 2 достигает 80 м (модель 2 на рис. 5). Модель 2 отражает строение восточного борта разломной зоны. С востока разлом оконтуривают приподнятые относительно его западного ограничения блоки горных пород, выделенные по данным ЗСБ 20 и ЗСБ 4. Для этой модели выполнены четыре расчета, с изменением конфигурации блоков с пунктами ЗСБ 2 и ЗСБ 4. Таким образом, фактически изменялись геометрические размеры этих двух блоков и уточнялось положение восточной границы разлома. На рис. 7 приведены варианты разбиения на блоки модели 2, для которых выполнено моделирование. Сопоставление полученных расчетов представлено на рис. 6, б: показаны полевые данные и результаты

3D моделирования для четырех вариантов модели 2 на примере ЗСБ 2. Анализ показал, что наиболее приемлемые результаты получены при рассмотрении вариантов трехмерных моделей 2\_2 и 2\_4; расхождение теоретических и полевых кривых для них составляет менее 10 %.

На третьем этапе моделирования модель 1 и лучший вариант модели 2 были объединены в одну (модель 3). Для нее окончательно верифицировалось положение восточной границы разломной зоны (см. рис. 6, в).

Оптимальная модель была выбрана по результатам сопоставления и анализа полевых и модельных данных. Расчеты для наиболее сложной модели 3 согласуются с полевыми данными, расхождение между кривыми не превышает 12 %. Считаем, что для сложной разломной структуры участка Мухор-Тархата это неплохой результат.

### Выводы

Современное развитие способов интерпретации электромагнитных методов заключается в повышении достоверности и информативности результатов. Основные трудности интерпретации полевых данных, полученных в сейсмоактивных районах,





связаны с особенностями строения участков исследования. Все межгорные впадины Горного Алтая выполнены мощной толщей осадочных отложений, образовавшихся в озерных, а затем континентальных условиях [2]. Последующие тектонические движения сформировали блоковое строение осадочной толщи и фундамента. В настоящее время во впадинах присутствуют участки как с горизонтально-слоистым залеганием горных пород, так и пересеченные разломами, для которых строение значительно усложняется. В связи с этим в ходе интерпретации данных для обоснования глубинных геоэлектрических моделей с присутствием разломов и получения реалистичных результатов необходимо привлекать двумерные и трехмерные программные средства.

Для участка Мухор-Тархата в Чуйской впадине по данным ЗСБ вначале была построена его глубинная блоковая модель на основе 1D интерпретации полевых данных. Далее с помощью численного трехмерного моделирования было уточнено строение этой очень сложной активной разломной структуры, перекрытой сверху современными осадками. Наличие разлома было обосновано ранее по комплексу геологических и электромагнитных данных. По итогам 3D моделирования подтверждено блоковое строение и уточнена конфигурация восточной границы разломной зоны, а также верифицированы размеры сдвигов по межблоковым сместителям.

Полученные результаты необходимы для интерпретации и анализа данных электромагнитного мониторинга за изменением геоэлектрических параметров под воздействием геодинамических процессов в районе Горного Алтая. Они важны для разработки прогнозных критериев сейсмических активизаций для разных сейсмоактивных регионов [1] и, кроме того, могут быть интересны для специалистов по структурной геологии, геотектонике, геодинамике.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта ИНГГ СО РАН № 0331-2019-0015.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Баталева Е. А., Баталев В. Ю., Рыбин А. К.** Взаимосвязь аномалий электропроводности, скоростных характеристик и режима сейсмичности литосферы Центрального Тянь-Шаня // Литосфера. – 2015. – № 5. – С. 81–89.
2. **Девяткин Е. В.** Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). – М.: Наука, 1981. – 196 с.
3. **Достовалова М. С.** Развитие сейсмодислокаций в эпицентральной зоне Алтайского землетрясения 2003 г. // Алтайское (Чуйское) землетрясение: прогнозы, характеристики, последствия. Матер. науч.-практ. конф. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2004. – 182 с.
4. **Зольников И. Д.** Роль оледенений и гляциальных суперпаводков в геологическом строении осадочных комплексов верхней половины неоплейстоцена Горного Алтая и Приалтайской равнины: автореф. дис. ... д. г.-м. н. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. – 32 с.

5. **Неведрова Н. Н., Дашевский О. Ю.** Программно-алгоритмические средства интерпретации данных гальванических и индукционных электромагнитных зондирований в анизотропных моделях сред // Методы решения прямых и обратных задач сейсмологии, электромагнетизма и экспериментальные исследования в проблемах изучения геодинамических процессов в коре верхней мантии Земли. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2010. – С. 271–277.

6. **Неведрова Н. Н., Шалагинов А. Е.** Мониторинг электромагнитных параметров в зоне сейсмической активизации Горного Алтая // Геофизика. – 2015. – № 1. – С. 31–40.

7. **Самарский А. А.** Теория разностных схем. – М.: Наука, 1977. – 656 с.

8. **Санчаа А. М., Неведрова Н. Н., Штабель Н. В.** Трехмерное моделирование разломных структур в Чуйской впадине по данным метода становления электромагнитного поля // Марчуровские научные чтения – 2018: тез. Междунар. конф. «Вычислительная математика и математическая геофизика», посвящ. 90-летию со дня рождения акад. А. С. Алексеева. – Новосибирск, 2018. – С. 106–107.

9. **Система** интерпретации данных зондирования методом переходных процессов EMS / О. Г. Хабинов, И. А. Чалов, А. А. Власов, Е. Ю. Антонов // ГЕО-Сибирь-2009. – Новосибирск, 2009. – С. 108–113.

10. **Трехмерное** моделирование импульсных зондирований с использованием быстрого преобразования Фурье / М. И. Эпов, Э. П. Шурина, Е. П. Штабель, Н. В. Штабель // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 2. – С. 411–420.

11. **Шалагинов А. Е., Неведрова Н. Н., Шапаренко И. О.** Вариации электрофизических параметров по данным электромагнитного мониторинга как индикатор активности разломных зон // Geodynamics and Tectonophysics – Геодинамика и тектонофизика: электронный журнал. – 2018. – Т. 9, № 1. – С. 93–107.

12. **Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia / D. Delvaux, S. Cloetingh, F. Beekman, et al.** // Tectonophysics. – 2013. – Vol. 602. – P. 194–222.

13. **Electromagnetic monitoring in the region of seismic activation (on the Gorny Altai (Russia) example) / N. N. Nevedrova, A. M. Sanchaa, A. E. Shalaginov, S. M. Babushkin** // Geodesy and Geodynamics. – 2019. – Vol. 10, no. 6. – P. 460–470.

14. **Nedelec J. C.** A New Family of Mixed Finite Elements in R3 // Numerische Mathematik. – 1986. – Vol. 50. – P. 57–81.

15. **Nedelec J. C.** Mixed Finite Elements in R3 // Numerische Mathematik. – 1980. – Vol. 35, no. 3. – P. 315–341.

## REFERENCES

1. Bataleva E.A., Batalev V.Yu., Rybin A.K. [Interpretation of conductivity, seismic velocities and



the seismicity for Central Tien Shan lithosphere]. *Litosfera – Lithosphere*, 2015, no. 5, pp. 81–89. (In Russ.).

2. Devyatkin E.V. *Kainozoy vnutrenney Azii (stratigrafiya, geokhronologiya, korrelyatsiya)* [Cenozoic of Inner Asia (stratigraphy, geochronology, correlation)]. Moscow, Nauka Publ., 1981. 196 p. (In Russ.).

3. Dostovalova M.S. [Development of seismodislocation in the epicentral zone of the 2003 Altai earthquake]. *Altaiskoe (Chuyskoe) zemletryasenie: prognozy, kharakteristiki, posledstviya: Materialy nauchno-prakticheskoy konferentsii* [Altai (Chuya) Earthquake: forecasts, characteristics, consequences: Proc. of scientific and pract. conf.]. Gorno-Altai, RIO GAGU Publ., 2004, pp. 92–101. (In Russ.).

4. Zolnikov I.D. *Rol oledeneniy i glyatsialnykh superpavodkov v geologicheskom stroenii osadochnykh kompleksov verkhney poloviny neopleystotsena Gornogo Altaia i Prialtayskoy ravniny. Avtoref. dokt. dis.* [Role of glaciations and torrential superfloods in geological structure of sedimentary complexes of the Upper half of the Neopleistocene of Gorny Altai and Near-Altai Plain. Author's abstract of DSc thesis]. Novosibirsk, IPGG SB RAS Publ., 2010. 32 p. (In Russ.).

5. Nevedrova N.N., Dashevskiy O.Yu. [Software tool for interpreting data of galvanic and induction electromagnetic soundings in anisotropic models of media] *Metody resheniya pryamykh i obratnykh zadach seismologii, elektromagnetizma i eksperimentalnyye issledovaniya v problemakh izucheniya geodinamicheskikh protsessov v kore verkhnei mantii Zemli* [Methods for direct and inverse problems of seismology, electromagnetism, and experimental investigations in problems of studying geodynamic processes in the Earth's crust and upper mantle]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2010, pp. 271–277. (In Russ.).

6. Nevedrova N.N., Shalaginov A.E. [Monitoring of electromagnetic parameters in the seismic activity zone of Gorny Altai]. *Geofizika – Russian Geophysics*, 2015, no. 1, pp. 31–40. (In Russ.).

7. Samarskiy A.A. *Teoriya raznostnykh skhem* [Theory of difference schemes]. Moscow, Nauka Publ., 1977. 656 p. (In Russ.).

8. Sanchaa A.M. [Three-dimensional modeling of fault structures in the Chuya depression using the data of transient electromagnetic method]. *Marchukovskiy nauchnyye chteniya-2018: Tezisy Mezhdunarodnoy konferentsii “Vychislitel'naya matematika i matematicheskaya geofizika”* [Marchuk Scientific Readings-2018: “Computational mathematics and mathematical geophysics in honor of academician A.Alekseev's 90<sup>th</sup> birthday]. Novosibirsk, 2018, pp. 106–107. (In Russ.).

9. Khabinov O.G., Chalov I.A., Vlasov A.A., Antonov E.Yu. [EMS transient sounding data interpretation system]. *GEO-Sibir-2009* [GEO-Sibir-2009]. Novosibirsk, 2009, pp. 108–113. (In Russ.).

10. Eпов M.I., Shurina E.P., Shtabel E.P., Shtabel N.V. [Three-dimensional modeling of pulsed soundings using a fast Fourier transform]. *Russian Geology and Geophysics*, 2016, vol. 57, no. 2, pp. 329–336.

11. Shalaginov A.E., Nevedrova N.N., Shaparenko I.O. [Variations in electrophysical parameters estimated from electromagnetic monitoring data as an indicator of fault activity] *Geodinamika i tektonofizika – Geodynamics and Tectonophysics*, 2018, vol. 9, no. 1, pp. 93–107. (In Russ.).

12. Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., et al. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia. *Tectonophysics*, 2013, vol. 602, pp. 194–222.

13. Nevedrova N.N., Sanchaa A.M., Shalaginov A.E., Babushkin S.M. Electromagnetic monitoring in the region of seismic activation (on the Gorny Altai (Russia) example). *Geodesy and Geodynamics*, 2019, vol. 10, no. 6, pp. 460–470.

14. Nedelec J.C. A New Family of Mixed Finite Elements in R3. *Numerische Mathematik*, 1986, vol. 50, pp. 57–81.

15. Nedelec J.C. Mixed Finite Elements in R3. *Numerische Mathematik*, 1980, vol. 35, no. 3, pp. 315–341.

© A. M. Санчаа, Н. Н. Неведрова, Н. В. Штабель, 2021





УДК 550.834.05(571.5)

## ПРИМЕР ПОСТРОЕНИЯ И УТОЧНЕНИЯ ГЛУБИННО-СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ С ПРИМЕНЕНИЕМ МИГРАЦИОННЫХ И ТОМОГРАФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

А. С. Юнашева, Б. Н. Недомовный, Е. В. Мосягин, М. Н. Шапорина

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

Приводится обзор основных методов построения применяемых в настоящее время глубинно-скоростных моделей (ГСМ) и эффективности их использования в сложных сейсмогеологических условиях. Наряду с широко известными и общепринятыми алгоритмами рассматривается методика интегрированного подхода, основанная на комбинации двух методов построения ГСМ и позволяющая объединить положительные стороны комбинируемых методов, при этом нивелируя их недостатки. На примере современных данных, полученных в Восточной Сибири вблизи зоны складчато-надвиговых дислокаций Предпатомского регионального прогиба, демонстрируется возможность повышения качества сейсмического изображения благодаря использованию интегрированного подхода и томографических преобразований, для сложно построенных сред в процессе глубинной миграции.

**Ключевые слова:** Восточная Сибирь, сложно построенные среды, глубинно-скоростная модель, интегрированный подход, сеточная томография, количественный контроль качества, интерпретация результатов.

## THE EXAMPLE OF CONSTRUCTION AND REFINEMENT OF VELOCITY-DEPTH MODEL USING MIGRATION AND TOMOGRAPHIC TRANSFORMATIONS

A. S. Yunasheva, B. N. Nedomovnyy, E. V. Mosyagin, M. N. Shaporina

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

The article is devoted to the overview of the main methods for constructing velocity-depth models (VDM), applied today and the effectiveness of their use in complicated seismic and geological conditions. In the present work, the method of integrated approach is considered along with well-known and generally accepted algorithms. The method of integrated approach is based on a combination of two model-building techniques while leveling their disadvantages. Using the example of real modern data obtained on the territory of East Siberia near fold-thrust dislocations of the Cis-Patom regional trough, the possibility of improving the quality of seismic image is demonstrated due to the use of the integrated approach and tomographic transformations for complexly constructed environments in the process of deep migration.

**Keywords:** East Siberia, complexly constructed environments, velocity-deep model, integrated approach, grid-based tomography, quantitative control of quality, interpretation of results.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-2-74-83

За последнее время процедура миграции, как временная, так и глубинная, стала неотъемлемой частью этапа интерпретационной обработки сейсмических данных [5]. Как правило, временная миграция до суммирования дает возможность достаточно качественно учитывать сейсмический снос и восстанавливать правильное (истинное) положение сейсмического горизонта. Однако в районах со сложными сейсмогеологическими условиями, где разрез представляет собой множество блоков с различными сейсмоакустическими характеристиками, изменяющимися в вертикальном и латеральном направлениях, временная миграция не всегда позволяет получить качественный результат [6]. В таких случаях для улучшения фокусировки отраженных волн и повышения детализации сейсмического изображения среды возникает необходимость использования глубинной миграции до суммирования [9].

Существует большое количество алгоритмов глубинной миграции до суммирования, отличаю-

щихся друг от друга не только математическим аппаратом, но и методикой построения сейсмического изображения. Выбор алгоритма осуществляется на основании качества данных и поставленной задачи [4]. Рассмотрение алгоритмов миграции и их сравнение с математической точки зрения выходит за рамки данной статьи. Целью авторов является знакомство читателя с используемыми методами построения и повышения точности глубинно-скоростной модели с применением миграционных преобразований, а также изучение возможностей их использования для повышения точности изображения сложно построенных сред на примере участка в Восточной Сибири.

Технология глубинной миграции заключается в построении сейсмического изображения в рамках заданной глубинно-скоростной модели. Для получения качественного сейсмического изображения, позволяющего решать сложные геологические задачи, необходимо подробное описание латераль-

ного и вертикального распределения скоростей в изучаемой геологической среде. Как следствие, наибольшая часть временных затрат, отводимых на глубинную миграцию, приходится на построение ГСМ. Использование оптимальной методики построения ГСМ среды позволило бы не только существенно сократить время, но и получить наиболее достоверные изображения в результате глубинной миграции [2].

В данной работе рассматривается методика интегрированного подхода. Она подразумевает интеграцию (встраивание) верхней части скоростной модели, полученной структурно независимым методом ограниченной скоростной инверсии (ОСИ), в пластовую модель, полученную структурно зависимым методом когерентной инверсии (КИ). Полученная исходная ГСМ уточняется за несколько итераций методом сеточной томографии. Такой подход позволяет в полной мере использовать преимущества объединенных методов, нивелируя их недостатки.

Все этапы настоящей работы по построению и уточнению глубинно-скоростной модели были выполнены в пакете Geodepth (продукт компании Paradigm). Это один из наиболее широко распространенных пакетов, направленный на построение и уточнение ГСМ, а также на выполнение временной и глубинной миграции [3]. Данный пакет поддерживает два типа представления ГСМ, а именно: структурно зависимую и структурно независимую скоростные модели.

**Исходные данные и применяемые программные средства**

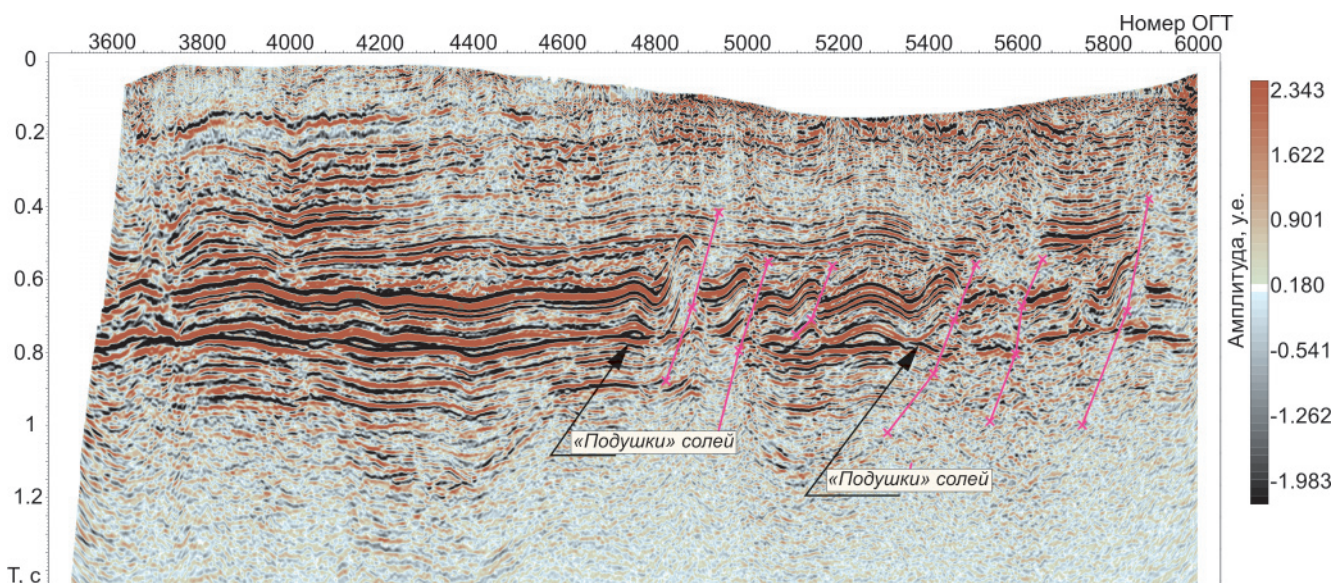
Объектом исследования в данной работе является площадь в Иркутской области (Восточная Сибирь) вблизи зоны складчато-надвиговых дислокаций Предпатомского регионального прогиба. Рельеф характеризуется достаточно неоднород-

ным строением как по вертикали, так и по латерали (рис. 1).

Широко развитая разломная тектоника в целевой части разреза (венд-нижнекембрийский комплекс) и наличие солевых подушек обуславливают недоучет скоростных аномалий (изменений) при построении глубинно-скоростной модели. Также ситуацию усугубляет и то, что изученность исследуемой территории скважинными методами крайне мала. Пробурены всего три скважины, причем неравномерно распределенные по площади. В связи с этим ориентироваться на интервальные скорости, полученные при изучении скважин, не представляется возможным. Точность построения ГСМ в таких непростых геологических условиях напрямую будет зависеть от правильности выбора методики.

Исходя из геологической обстановки площади, в пакете Geodepth используется тот или иной тип построения модели. Структурно зависимый подход предполагает послойное определение скорости, в то время как структурно независимый – нахождение исходной скорости из сглаженных скоростей суммирования с помощью контролируемого преобразования Урупова – Дикса. Мы использовали оба подхода для построения исходной ГСМ (рис. 2).

Для сложно построенных сред наиболее распространенным подходом определения скоростей является когерентная инверсия [7]. Но в большинстве случаев она не дает точных результатов. Нами был использован комплексный интегрированный подход, учитывающий все сложности среды. Построение ГСМ принято выполнять от плавающего уровня приведения; в нашем случае был выбран уровень 600 м для учета неоднородной верхней части разреза (ВЧР). В качестве входных данных для построения ГСМ использованы временные сейсмограммы на финальном этапе (после процедур шу-



**Рис. 1.** Временной мигрированный разрез (PSTM) (розовые линии – разломные нарушения)





**Рис. 2.** Схема работы в рамках этапа глубинной миграции

моподавления) на плавающем уровне и временные опорные горизонты.

С полученной скоростной моделью выполнялась миграция по алгоритму Кирхгофа на основе решения уравнения эйконала. Уточнение ГСМ осуществлялось в несколько итераций методом сеточной томографии, в ходе которой рассчитывались структурные атрибуты для учета остаточной кривизны годографов. С обновленной скоростной моделью вновь выполнялась глубинная миграция, где по недоспрямлениям годографов на мигрированных

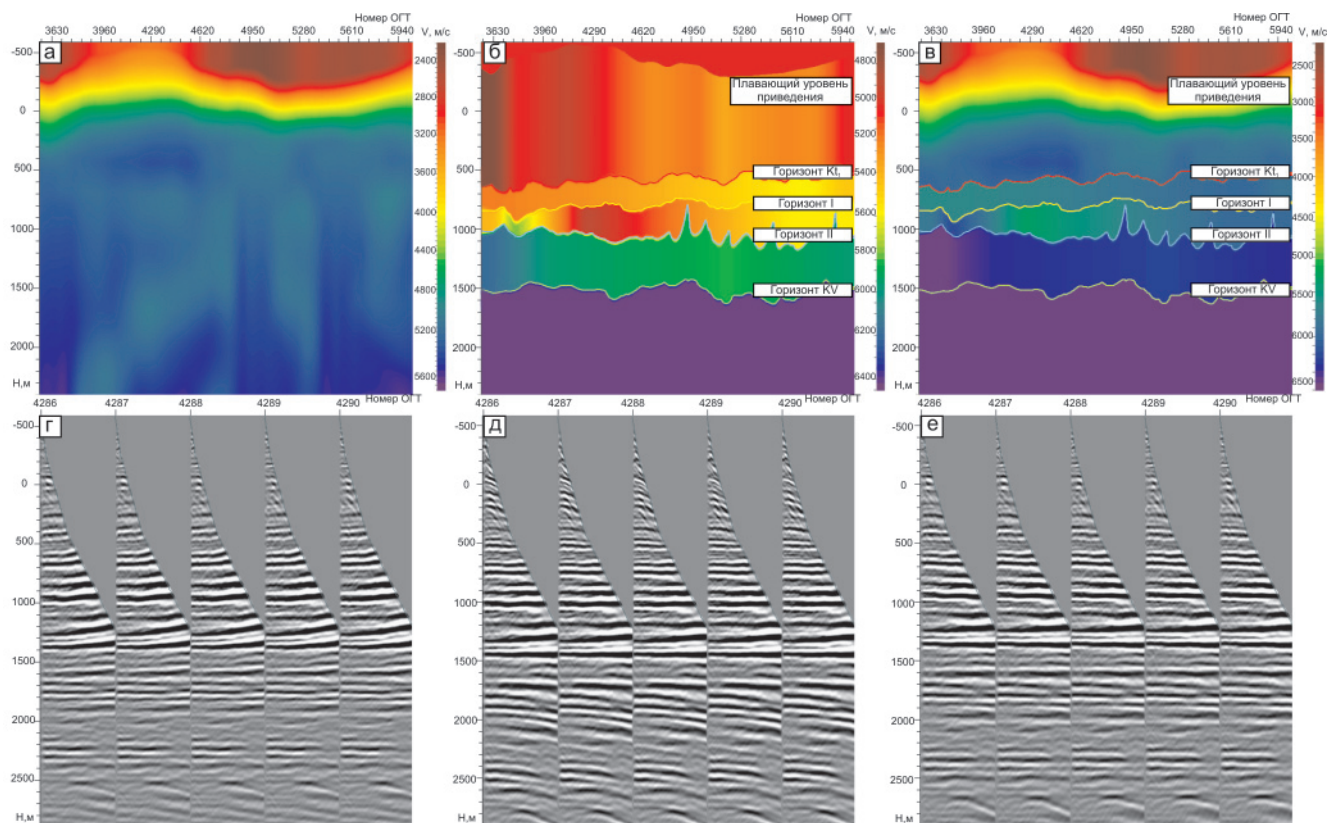
сейсмограммах принималось решение повторного уточнения ГСМ. Были выполнены четыре итерации уточнения, и после четвертой годографы стали обладать более спрямленными осями синфазности, а также улучшилась прослеживаемость отражений на разрезах.

### Особенности построения ГСМ

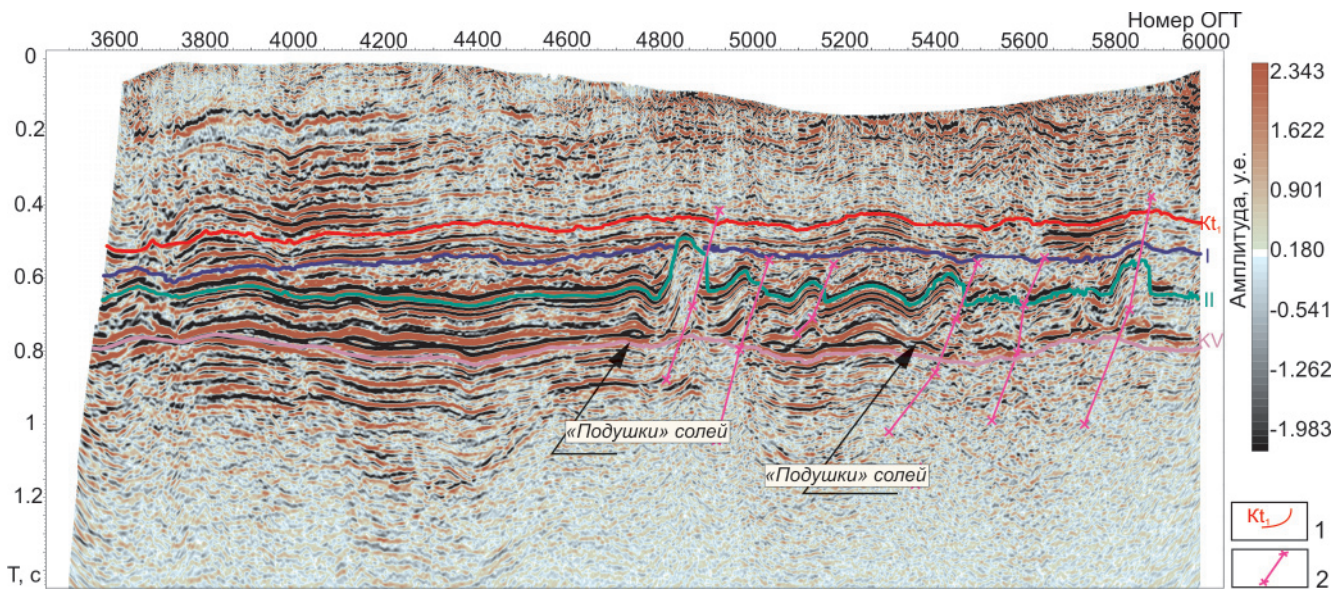
Для построения начальной (или фоновой) глубинно-скоростной модели использовались три метода: 1) ограниченной скоростной инверсии, позволяющий построить ГСМ путем пересчета скоростей суммирования в интервальные скорости, используя уравнение Урупова–Дикса, 2) когерентной инверсии, 3) комбинированный метод, объединяющий два первых.

Первым способом построения исходной ГСМ был метод ограниченной скоростной инверсии, подразумевающий пересчет сглаженных окончательных скоростей суммирования через уравнение Урупова–Дикса (рис. 3, а). Основные недостатки указанного метода заключаются в том, что он не учитывает эффекты преломления лучей на отражающих границах и неправильно восстанавливает структурный план для сложных сред.

Второй способ построения ГСМ – метод когерентной инверсии. Как известно, его суть заключается в послойном определении скоростей и геометрии границ начиная с поверхности [7]. В процессе



**Рис. 3.** Глубинно-скоростные модели и соответствующие им сейсмограммы общей глубинной точки (ОГТ), полученные в результате глубинной миграции: а – модель интервальных скоростей, построенная по Диксу; б – изотропная толстослойная ГСМ, построенная методом когерентной инверсии; в – комбинированная скоростная модель; г–е – сейсмограммы общей точки изображения, построенные по соответствующим ГСМ



**Рис. 4.** Временной мигрированный разрез (PSTM) с корреляцией опорных горизонтов  
1 – отражающий горизонт; 2 – разломные нарушения

работы были использованы четыре целевых горизонта, выбранные по результатам интерпретации на временных окончательных разрезах. Критерием выбора горизонтов послужила их акустическая контрастность и практически повсеместная прослеживаемость по площади работ (рис. 4). К сожалению, верхние горизонты прослеживаются по площади спорадически и не могут быть привлечены к когерентной инверсии.

На рис. 4 показано расположение горизонтов на временном мигрированном разрезе (PSTM): горизонт  $Kt_1$  – в кровле нижнетолбачанской подсвиты; горизонт I – в кровле юрегинской свиты; горизонт II – в кровле билирской свиты; горизонт KV – в кровле терригенных отложений венда.

Для каждого горизонта по методу когерентной инверсии был рассчитан горизонтальный спектр интервальных скоростей по сейсмограммам общей средней точки (ОСТ). На основе этих скоростей определялось расположение горизонтов в глубине. Далее строилась толстослоистая предварительная ГСМ (см. рис. 3, б). Скорость в нижней части модели была определена постоянной и равной 6500 м/с. Это обеспечило наилучшую спрямленность годографов в области ниже горизонта KV

Следует отметить, что метод когерентной инверсии по ряду причин не является точным для определения скорости. Плохая прослеживаемость горизонтов, различные неоднородности ВЧР, мешающие корректному определению интервальной скорости по спектру, и человеческий фактор – все это вносит погрешности в построение ГСМ. Кроме того, существенный недостаток – невозможность изменения вышележащей части модели после ее построения.

Третий метод построения ГСМ объединяет два предыдущих (см. рис. 3, в). При попытке нивелировать недостатки первых двух методов возникла

идея их объединения. Толстослоистая модель, полученная методом когерентной инверсии, имеет ряд мощных пластов, ограниченных наиболее выраженными акустически жесткими границами. Такая модель в основном описывает латеральное изменение скоростей. Вертикальная составляющая скорости внутри толщи, ограниченной двумя горизонтами, описывается константой. Из-за наличия более молодых, рыхлых пород и других аномалий, не позволяющих провести надежную и непрерывную корреляцию отражающих горизонтов, возникают ограничения, связанные с неспособностью данной модели охарактеризовать верхнюю часть разреза. Скоростная модель, полученная методом ОСИ, в отличие от когерентной инверсии позволяет охарактеризовать изменение скоростей как в латеральном, так и в вертикальном направлении. При отсутствии непрерывной корреляции горизонтов и наличии резких изменений скоростей вдоль вертикальной оси метод ОСИ имеет преимущество над методом КИ, несмотря на отсутствие у него прямой связи со структурным планом.

Таким образом, для учета скоростей в интервале выше горизонта  $Kt_1$  была использована модель, полученная методом ОСИ и интегрированная в толстослоистую пластовую модель КИ на основании карты глубинной поверхности  $Kt_1$ .

С полученными ГСМ выполнялась изотропная глубинная миграция до суммирования по алгоритму Кирхгофа в модуле 2D Kirchhoff Pre-Stack Depth Migration. При этом использовались следующие параметры: пространственная апертура 5000 м, максимальная частота 110 Гц. Для расчета времен пробега волн применялся метод Wavefront.

Выполнение миграции происходило на плавающем уровне, что позволило лучше учесть неоднородности верхней части разреза и избежать искажений годографов отраженных волн, т. е. вер-



тикального смещения годографа на значительные временные сдвиги, которые могли бы внести существенные ошибки при оценке скоростей и глубин.

Как видно из рис. 4, скоростные модели, построенные с использованием методов КИ и ОСИ, не обеспечивают полного горизонтального спрямления годографов на сейсмограммах. Модель, построенная по методу ОСИ, не учитывает геологического строения, что сказывается на недоспрямлении годографов, однако позволяет более качественно учесть скорости в ВЧР, чем послойная пластовая модель. В пластовой модели точнее определены скорости вдоль опорных горизонтов, но не учтены лучепреломления выше первого опорного горизонта  $Kt_1$ , где резко изменяются акустические характеристики волнового поля, связанные со сложными структурно-тектоническими обстановками, развитием горстов, разломов и зональным мозаичным выщелачиванием пластов каменной соли. Для сложно построенных сред эти два способа по отдельности непригодны. В качестве исходной ГСМ было решено использовать модель, полученную комбинированным способом, что подразумевает интеграцию (встраивание) верхней части модели ОСИ в пластовую модель КИ. В данной работе используется комплексный подход к получению окончательной скоростной модели, который выражается в построении ГСМ комбинированным способом и последующем ее уточнении методом сеточной томографии.

В качестве входных данных для сеточной томографии использовались сейсмограммы после глубинной миграции, полученная комбинированным методом скоростная модель, а также структурные

атрибуты (углы наклона и непрерывность границ). Эти атрибуты представляют собой информацию, извлеченную из суммарного мигрированного разреза и являются важнейшими компонентами, по которым можно оценивать характеристики отражающих границ. Алгоритмом Plane Wave Destructor («разрушитель плоских волн»), который может быть использован для оценки наклона между двумя соседними трассами, в каждой глубинной точке наших двумерных данных рассчитывались атрибуты наклона и непрерывности границы [8].

Принцип сейсмической томографии основывается на оценках кривизны годографов по сейсмограммам после глубинной миграции [1]. В процессе выполнения томографии осуществлялся автоматический анализ остаточной кинематики с использованием структурных атрибутов.

Толстослоистая скоростная модель, заданная в качестве исходной скоростной модели, контролировала томографическую инверсию, не давая параметрам модели (глубине и скорости) существенно отклоняться от начальных параметров.

Особое внимание уделялось горизонтальным функциям (moveout), построенным на основе структурных атрибутов и моделей горизонтов (рис. 5). Расчетные параметры для них (окна настройки, порог непрерывности, окна сглаживания) подбирались таким образом, чтобы они повторяли недоспрямления или переспрямления годографов отраженных волн.

Правильная технология уточнения ГСМ подразумевает спрямление годографов сначала в верхней части разреза, далее в нижней с ограничением

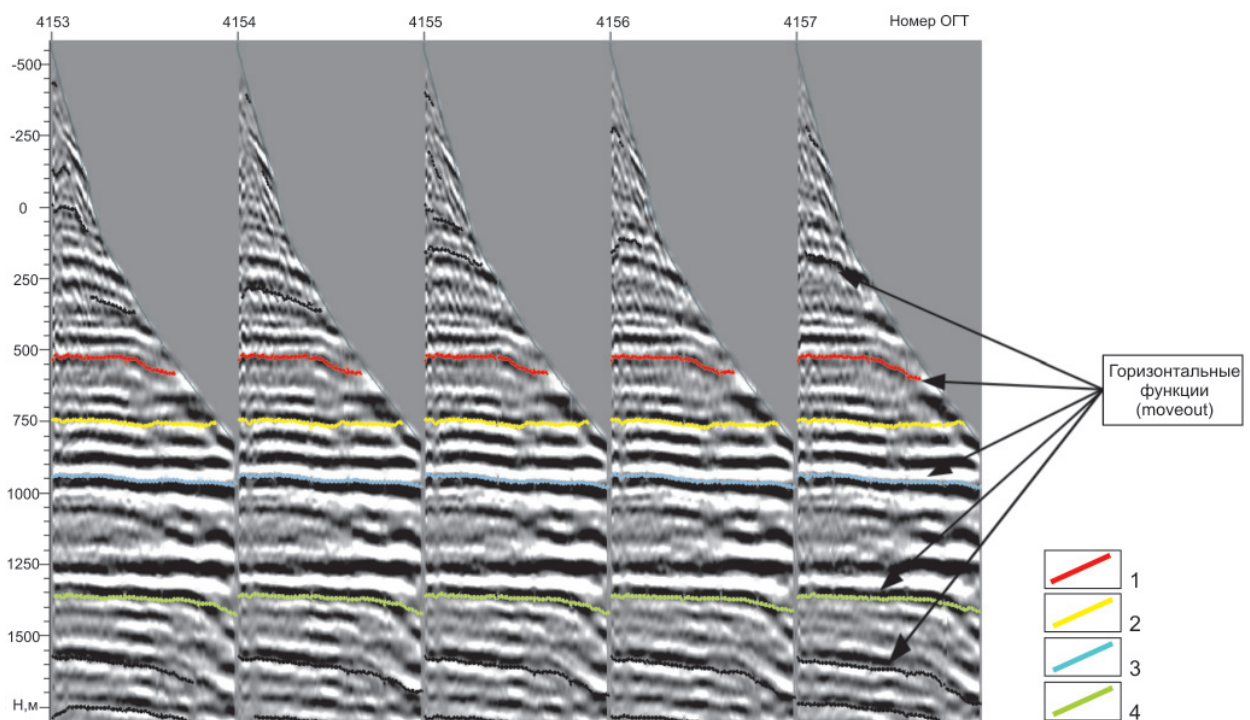


Рис. 5. Сейсмограмма ОГТ и нанесенные на нее структурные атрибуты (moveout)  
Горизонты: 1 –  $Kt_1$ , 2 – I, 3 – II, 4 – KV

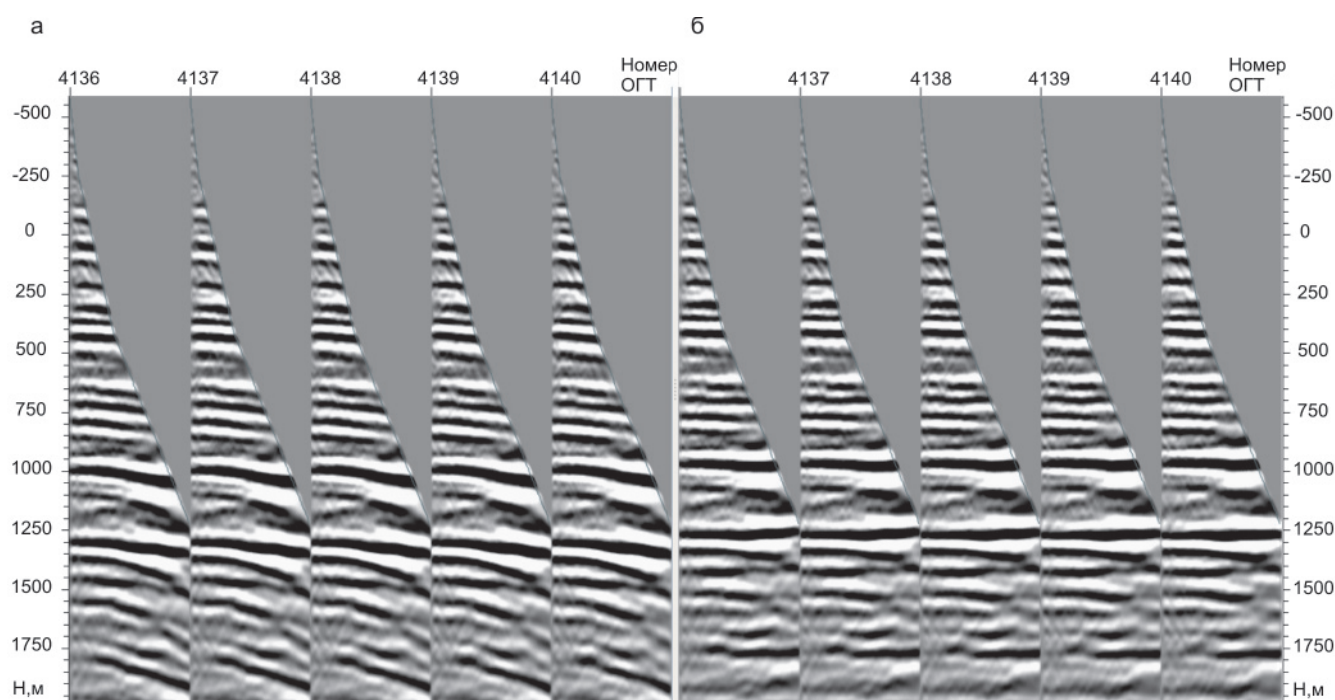


Рис. 6. Сейсмограммы ОГТ после первой (а) и четвертой (б) итераций уточнения

верхних слоев. Первая итерация уточнения выполнялась по угловым сейсмограммам, полученным на основе пересчета сейсмограмм ОГТ и привлечения первого опорного горизонта  $K_1$  для учета зоны ближних удалений. Последующие итерации уточнения включали нижележащие горизонты.

Были проведены четыре этапа уточнения скоростной модели. На каждом строились новые структурные атрибуты с учетом нового мигрированного глубинного разреза, полученного по обновленной уточненной модели (рис. 6).

В итоге после выполнения сеточной томографии была получена обновленная уточненная ГСМ, с которой выполнялась глубинная миграция до суммирования по алгоритму Кирхгофа.

В случае корректно подобранной скоростной модели глубинные сейсмограммы будут обладать нулевой остаточной кривизной; если же скоростная модель подобрана неверно, то в сейсмограммах будут присутствовать недоспрямления годографов.

Сейсмограммы после четвертой итерации уточнения обладают более спрямленными осями синфазности, что говорит о минимизации остаточной кинематики и более корректном учете преломления лучей. Последующие итерации не приводят к каким-либо заметным улучшениям. В результате глубинная миграция работает с более точными годографами, что ведет к повышению качества сейсмического изображения.

#### Полученные результаты и их геологическая значимость

В результате выполненной работы окончательная ГСМ позволила наиболее точно описать распределение интервальных скоростей в среде. Это помогло получить более достоверные геологические

результаты после глубинной миграции. Скорость в районах залежей соли изначально была завышенной, после процедуры глубинной миграции и уточнения она стала примерно 5400 м/с, что характерно для данного геологического разреза (рис. 7).

Для анализа качества полученных результатов было проведено визуальное и количественное сравнение окончательных разрезов после временной миграции (PSTM) и после глубинной миграции (PSDM) во временном масштабе. На рис. 8 видно, что качество изображения солевых тел значительно выше в случае использования интегрированного подхода с последующим уточнением. Также отражения стали более сфокусированы, стали заметны мелкомасштабные нарушения в ВЧР. Это свидетельствует о том, что глубинно-скоростная модель подобрана более точно. Улучшение точности и детальности разреза обеспечивает хорошие предпосылки для дальнейшей интерпретации и выявления отдельных геологических строений. На рис. 9 представлены количественная оценка амплитудных спектров, вертикальная разрешающая способность и соотношение сигнал/помеха по фрагментам окончательных разрезов PSTM и PSDM во временном масштабе. Вычисление атрибутов качества проводилось в 400-миллисекундной области прослеживания сигнала, где присутствуют солевые подушки. По результатам оценки видно, что окончательный разрез во временном масштабе, полученный после глубинной миграции, превосходит разрез, полученный после временной миграции.

В тектоническом плане описываемая территория характеризуется развитием зоны надвиговых дислокаций в толще верхневендских – нижнекембрийских отложений. Надвиговая структура, имеющая шарьяжное строение, развита на большой



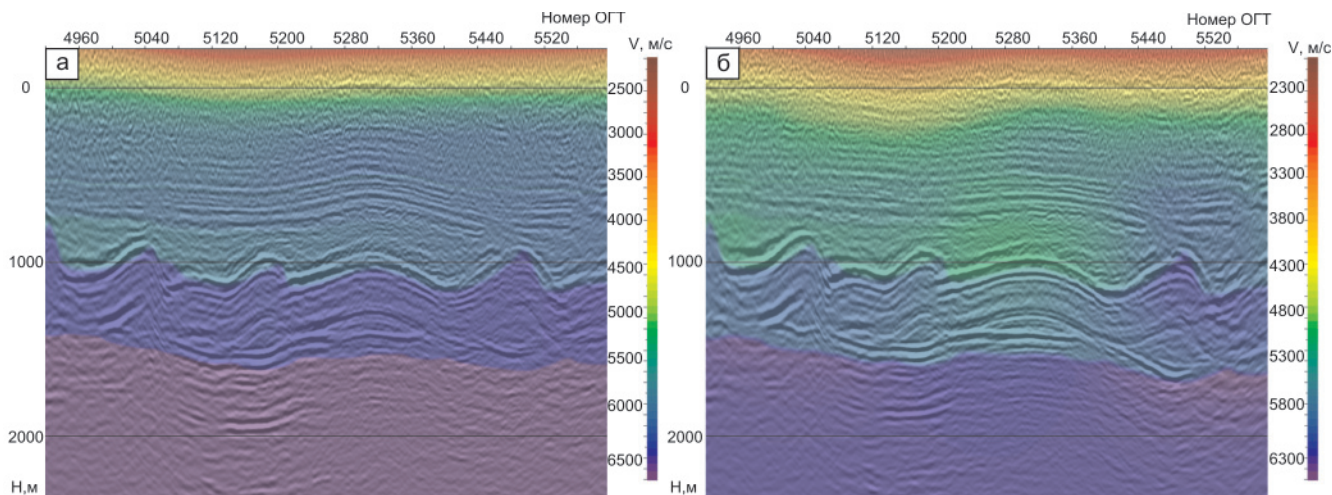


Рис. 7. Фрагмент глубинного разреза с совмещенной ГСМ: а – начальная, б – окончательная уточненная

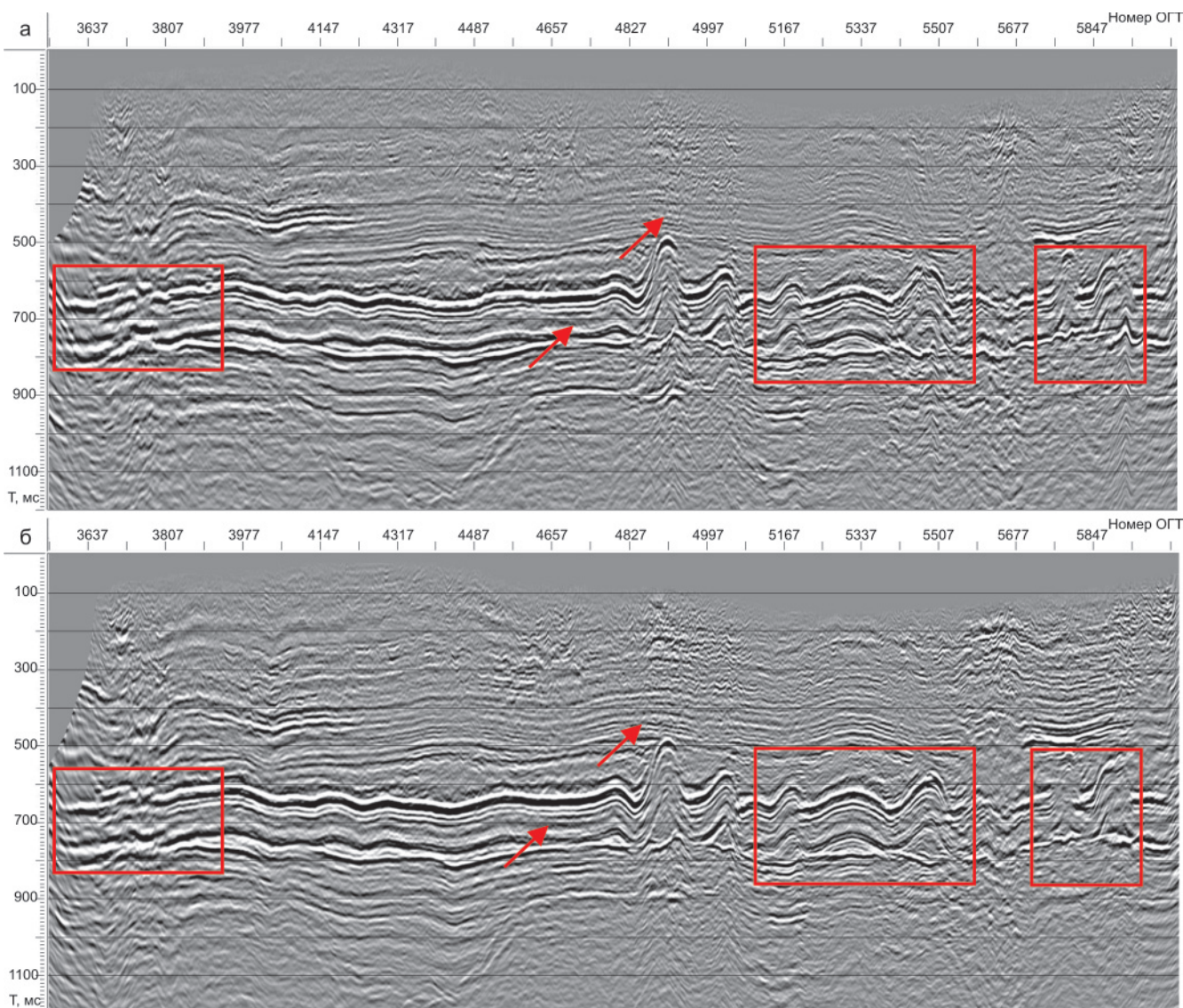
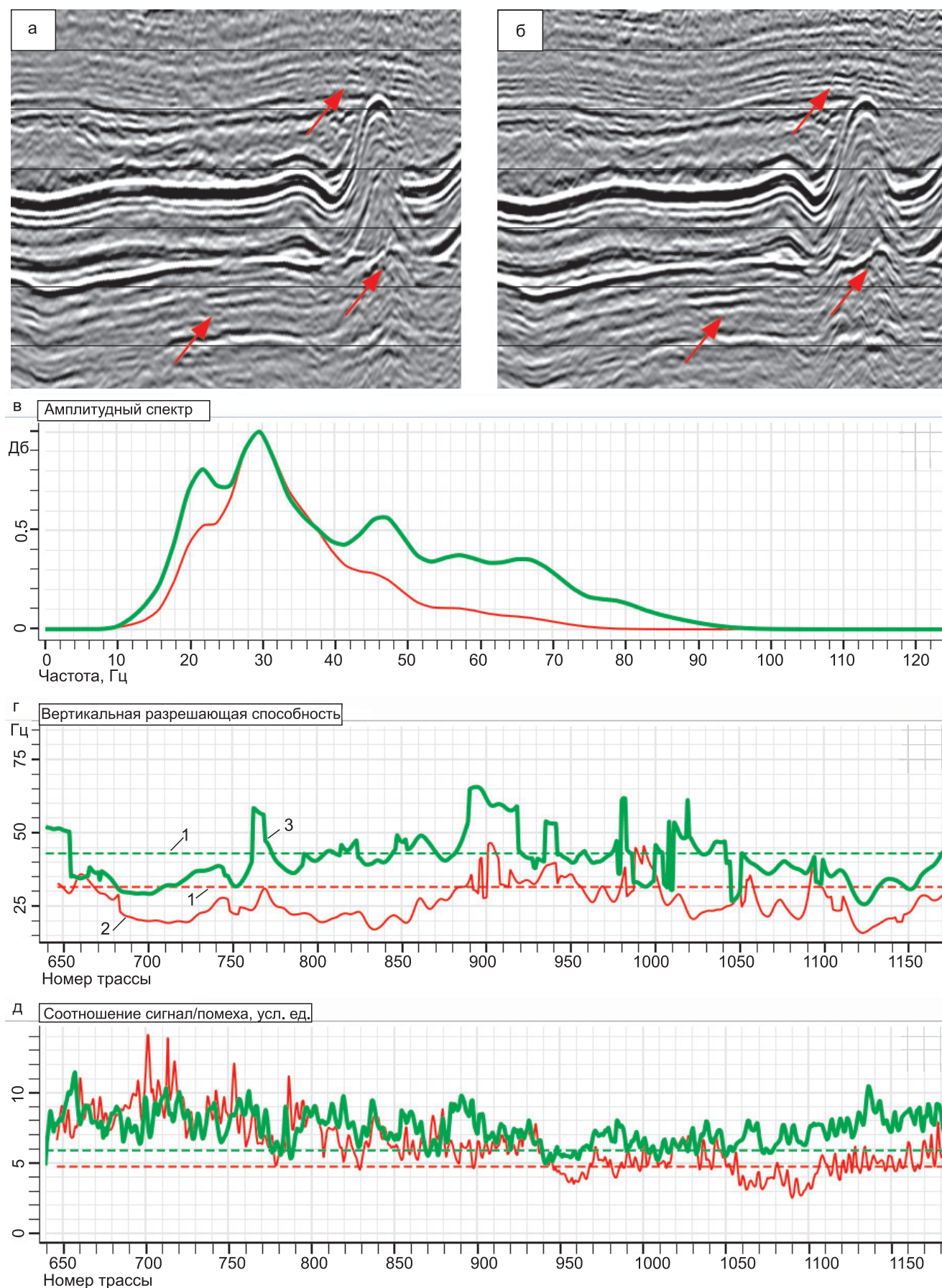


Рис. 8. Окончательные сейсмические разрезы после временной и глубинной миграции во временном масштабе (а – PSTM, б – PSDM во временном масштабе)

площади и протягивается с юго-запада на северо-восток более чем на 100 км. На юго-западе зона развития шарьяжной структуры постепенно затухает и переходит в зону развития слепого чешуйчатого веера.

На разрезе представлен интересный случай галогенеза в условиях надвиговой тектоники (рис. 10). Наблюдаемая на профиле надвиговая структура субмеридионального простирания представляет собой зону развития взбросо-складок – зону разви-





**Рис. 9.** Сравнение фрагментов временного разреза после PSTM (а) и PSDM (б) во временном масштабе и соответствующая оценка их качества: амплитудные спектры (в); вертикальная разрешенность, Гц (г); соотношение сигнал/помеха (д)

1 – среднее значение, 2 – временная миграция, 3 – глубинная миграция



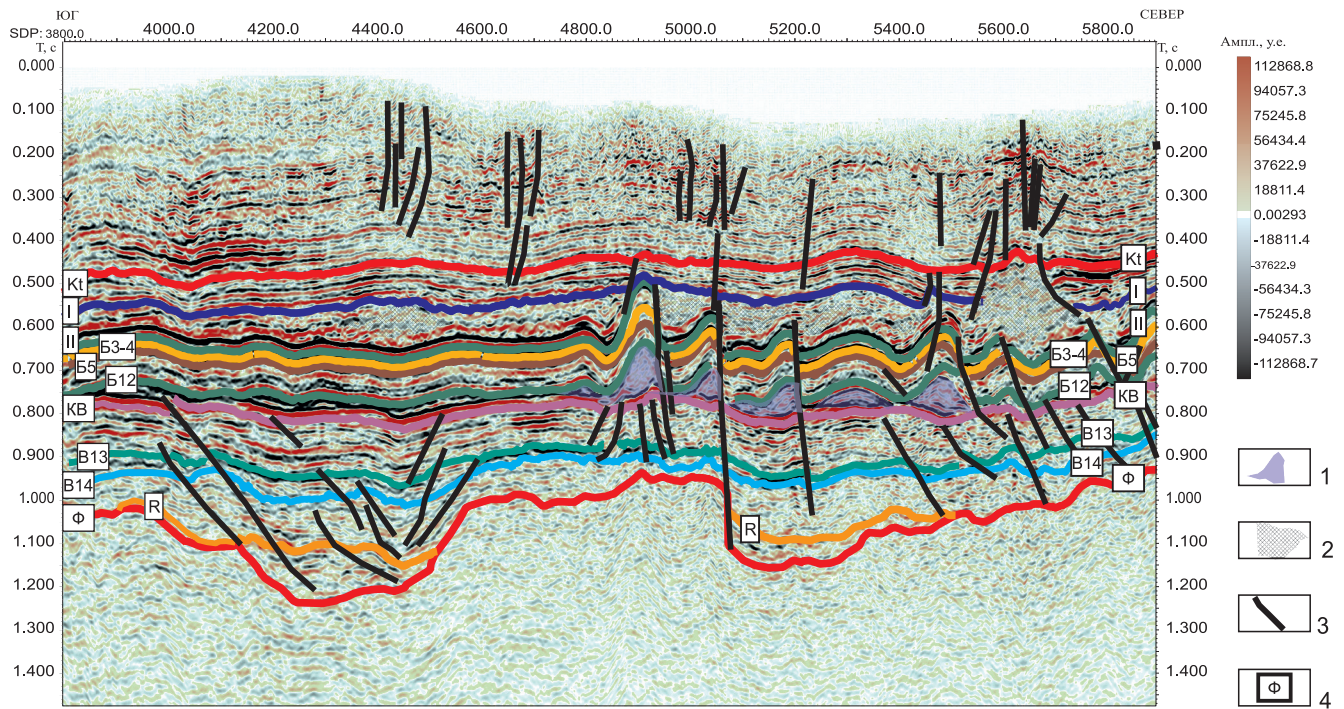


Рис. 10. Сейсмический разрез с корреляцией отражающих горизонтов

1 – «подушки» торсальских солей; 2 – «подушки» и линзы юрегинских солей; 3 – разрывные нарушения; 4 – отражающие горизонты (Ф – кровля кристаллического фундамента, кровли отложений: R – рифея, B14 – вилючанского горизонта, B13 – талахской свиты, KB – терригенного венда, B12 – преобразенского горизонта, B5 – юряхского III горизонта, B3-4 – юряхских I–II горизонтов, II – билирской свиты, I – юрегинской свиты, Kt – нижней подсвиты толбачанской свиты)

тия антиклинальных складок продольного изгиба со срывами вдоль осевых поверхностей, в результате которых образуются взбросы той же вергентности. Складки, не осложненные взбросами, относятся к складкам срыва и формируются при наличии пластичных слоев солей, по которым трассируется детачмент. На представленном сейсмическом разрезе такие складки отражены наиболее ярко.

Отражающий горизонт (ОГ) Ф прослежен по кровле кристаллического фундамента, рельеф которого характеризуется блоковым строением: центральная часть разреза представлена поднятием с крутыми склонами, осложненными разрывными нарушениями. Наиболее погруженные области заполнены конгломератовыми отложениями рифея (ОГ R). Кровлю фундамента и рифейских отложений с перерывом перекрывает вендский подсолевой терригенный комплекс, для которого не характерны пластические деформации, но свойственно преобладание разрывных нарушений взбросового характера. Терригенные отложения в погруженном блоке в южной части разреза нарушены комплексом веерных разломов с признаками «выдавливания» отложений, что отчетливо интерпретируется на отражающих горизонтах B14 и B13. Кровля терригенного комплекса (ОГ KB) частично деформирована малоамплитудными разрывными нарушениями взбросово-надвигового характера.

Карбонатный подсолевой комплекс (ОГ KB-II) на представленном разрезе в большей мере под-

вержен пластическим деформациям за счет тектонической активизации, северо-восточнее вызвавшей надвиговые дислокации шарьяжного типа. В условиях сжатия карбонатный комплекс, в основании которого залегает пласт торсальских солей, а в кровле в составе юрегинской свиты (ОГ I–II) также присутствуют мощные соляные отложения, формирует взбросо-складки. В замках антиклинальных складок отчетливо интерпретируются раздувы – «подушки» торсальских солей, которые образовались за счет перераспределения соляной толщи в условиях сжатия. Сходная картина наблюдается в толще юрегинской свиты, где массы солей также претерпевали пластическое перераспределение и накапливались в виде «подушек» и линз в замках синклинальных складок. В северной части представленного разреза наблюдается исключительный случай прорыва солей в вышележащие отложения (выше ОГ I).

## Выводы

Применение комбинированного подхода с последующим уточнением глубинно-скоростной модели методом сеточной томографии повысило качество фокусировки сейсмического изображения в сложно построенных средах.

Интегрированный подход позволил существенно сократить затраты времени на исследования и вычисления за счет меньшего числа итераций уточнения исходной ГСМ, потребовавшихся для спрямления годографов отраженных волн.



Методы когерентной инверсии и ограниченной инверсии скорости не смогли обеспечить спрямления годографов, поскольку геологическая среда исследуемой площади сложная, количество горизонтов по площади слишком мало, кроме того, они не охватывают всей толщи и прослеживаются мозаично, что подчеркивает необходимость применения интегрированного метода построения ГСМ.

Проведенные работы позволили с большей уверенностью трассировать разрывные нарушения, в том числе и мелкомасштабные. Повышенная детальность разреза позволяет уверенно проследить кровлю кристаллического фундамента, развитие и поведение пластичных тел в условиях надвиговой тектоники. Кроме того, они дали возможность впервые интерпретировать и описать тектонические изменения в терригенном комплексе, считавшимся ранее недеформированным.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Воскресенский Ю. Н.** Построение сейсмических изображений: учебное пособие для вузов. – М.: РГУ НГ, 2006. – С. 55–77.
2. **Ильин С. Н., Воцалевская И. А., Романенко М. Ю.** Построение глубинно-скоростных моделей в стратиграфической сетке // Технологии сейсморазведки. – 2012. – № 4. – С. 51–59.
3. **Половников С. С., Табрин В. Л., Шабалин С. В.** Кинематическая обработка сейсморазведочных данных, полученных в сложных сейсмогеологических условиях // Вести газовой науки. – 2018. – № 3(35). – С. 315–321.
4. **Применение** технологии полноазимутальной угловой миграции для исследований терригенных коллекторов на примере одного из месторождений Восточной Сибири / А. Н. Иноземцев, А. С. Сорокин, П. П. Емельянов, Л. Н. Шакирзянов // Геофизика. – 2017. – № 4. – С. 26–32.
5. **Степанов А. В.** Обработка сейсмических данных: учебно-методическое пособие к курсам повышения квалификации «Петрофизика и геофизика в нефтяной геологии». – Казань: КазГУ, 2013. – 4 с.
6. **Технология** уточнения глубинно-скоростной модели неоднородной земной среды и получение высокоразрешенного изображения по сейсмическим данным с применением суперкомпьютера «Ломоносов» / О. Б. Адамович, Г. Н. Гогоненков, А. П. Жуков, А. Л. Плешкевич // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2012. – Т. 40, № 2. – С. 37–45.
7. **Complex** salt model building using a combination of interactive imaging and layer stripping RTM /

Bin Wang, Chuck Mason, Kwangjin Yoon, et al. // First Break. – 2011. – Vol. 29. – P. 47–54.

8. **Fomel S.** Applications of plane-wave destruction filters // Geophysics. – 2001. – No. 67 (10). – Available at: <https://doi.org/10.1190/1.1527095>.

9. **Robein E.** Velocities, time-imaging and depth imaging in reflection seismics principles and methods. – EAGE Publication, 2003. – 464 p.

#### REFERENCES

1. Voskresenskiy Yu.N. *Postroeniye seismicheskikh izobrazheniy. Uchebnoye posobiye dlya vuzov* [Seismic imaging. Study guide]. Moscow, Gubkin University of Oil and Gas Publ., 2006, pp. 55–77. (In Russ.).
2. Ilyin S.N., Votsalevskaya I.A., Romanenko M.Yu. [Velocity modeling in a stratigraphic grid]. *Tekhnologii seismorazvedki – Seismic Technologies*, 2012, no. 4, pp. 51–59. (In Russ.).
3. Polovnikov S.S., Tabrin V.L., Shabalin S.V. [Kinematic processing of seismic data obtained in complex seismic and geological conditions]. *Vesti gazovoy nauki*, 2018, no. 3(35), pp. 315–321. (In Russ.).
4. Inozemtsev A.N., Sorokin A.S., Emelyanov P.P., Shakirzyanov L.N. [Application full-azimuth angle domain migration technology in the study of terrigenous reservoir for example of the fields in Eastern Siberia, case study]. *Geofizika – Russian Geophysics*, 2017, no. 4, pp. 26–32. (In Russ.).
5. Stepanov A.V. *Obrabotka seymicheskikh danykh: uchebno-metodicheskoye posobiye k kursam povysheniya kvalifikatsii “Petrofizika i geofizika v neftyanoy geologii”* [Seismic data processing: Text-book to the extension course “Petrophysics and geophysics in oil geology”]. Kazan, Kazan University Publ., 2013, 4 p. (In Russ.).
6. Adamovich O.B., Gogenkov G.N., Zhukov A.P., et al. [Technology for refining the velocity-depth model of inhomogeneous earth environment and obtaining a high-resolution image from seismic data using a supercomputer]. *Pribory i sistemy razvedochnoy geofiziki – Devices and Systems of Exploration Geophysics*, 2012, vol. 40, no. 2, pp. 37–45. (In Russ.).
7. Bin Wang, Mason Ch., Kwangjin Yoon, et al. Complex salt model building using a combination of interactive imaging and layer stripping RTM. *First Break*, 2011, vol. 29, pp. 47–54.
8. Fomel S. Applications of plane-wave destruction filters. *Geophysics*, 2002, No. 67(10). Available at: <https://doi.org/10.1190/1.1527095>.
9. Robein E. Velocities, time-imaging and depth imaging in reflection seismics principles and methods. EAGE Publication, 2003. 464 p.

© А. С. Юнашева, Б. Н. Недомовный, Е. В. Мосягин, М. Н. Шапорина, 2021





УДК 552.11:552.3

## РОЛЬ РУДНЫХ МАГМ В ОБРАЗОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С. С. Долгушин<sup>1</sup>, А. П. Долгушин<sup>1,2</sup><sup>1</sup>Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск Россия; <sup>2</sup>Березовгеология, Новосибирск, Россия

Обосновываются представления о том, что определяющее значение в формировании группы так называемых гидротермальных месторождений имеют не истинные малоконцентрированные гидротермальные растворы (в том числе и их более концентрированные производные – коллоиды), а высококонцентрированные магматические системы (рудные магмы, образующие месторождения интрузивным путем). В то же время одновременно сосуществующие с ними гидротермальные (в том числе и газо-гидротермальные) растворы, как более подвижные и химически активные, производят лишь метасоматические изменения вмещающих пород и околорудную вкрапленность, маскируя магматическую природу месторождений.

**Ключевые слова:** рудная магма, гидротермальный раствор, коллоиды, растворимость, рудное вещество.

## ROLE OF ORE MAGMAS IN THE FORMATION OF DEPOSITS

S. S. Dolgushin<sup>1</sup>, A. P. Dolgushin<sup>1,2</sup><sup>1</sup>Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia; <sup>2</sup>Berezovgeologia, Novosibirsk, Russia

Notions are substantiated that for a certain group of so-called hydrothermal deposits, not regular low-concentration hydrothermal solutions, including their more concentrated derivatives, colloids, are not of decisive importance in their formation, but highly concentrated magmatic systems – ore magmas forming deposits by intrusive way, at a time when hydrothermal (including gas-hydrothermal) solutions coexisting with them, being more mobile and chemically active, produce only metasomatic changes in the host rocks and wallrock dissemination, masking the magmatic nature of deposits.

**Keywords:** ore magma, hydrothermal solution, colloids, solubility, ore matter.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-2-84-91

Основой учения о рудных месторождениях является признание их генетических связей с магматическим очагом, в пределах которого в результате эволюционного развития тем или иным способом (термостатирование, кристаллизационная дифференциация, ликвация и др.) образуется так называемый рудный остаток – рудный флюид, раствор-расплав, гидротермальный раствор, концентрированный раствор, рудная рапа, коллоид и т. д. При всей неясности его физического состояния, как правило, предполагается, что это гидрозоль, т. е. гидротермальный раствор, основой которого является вода, как стехиометрический остаток в результате кристаллизации магматического очага с растворенным рудным веществом, образующим месторождение. При этом под рудным веществом понимается вся масса привнесенных из очага металлогенных и петрогенных элементов, составляющих рудное тело.

Однако многие исследователи [3, 4, 6, 8–10, 13, 15, 17] расходятся в представлениях об источниках и процессах формирования рудных тел месторождений, особенно крупных с богатыми, массивными рудами. Наряду с классическими гипотезами образования руд из гидротермальных высококонцентрированных растворов и коллоидов предполагается формирование богатых рудных тел из рудосодержащих расплавов или рудных магм, которые являются своеобразными выплавками магматических очагов, самостоятельно внедряющимися в окружающие породы.

Разные способы формирования месторождений предполагают разные геолого-структурные особенности локализации рудных тел и разную методику их поиска, что требует обоснованного исследования особенностей их рудообразования с целью исключения ошибок при проектировании видов и методик геолого-разведочных работ.

### Гидротермальный раствор

Проблема роли водного (гидротермального) раствора при рудообразовании заключается в степени концентрации рудного вещества, определяющего его физическое состояние: от малоконцентрированного раствора в ионной форме до высококонцентрированного коллоида. Именно степень концентрации рудного вещества в гидротермальном растворе определяет главное противоречие гидротермальной теории: ничтожно малая растворимость рудного вещества (тысячные доли процента) в ионной форме в месте его генерации при высокой концентрации (вплоть до 100 %) в коллоидной форме на месте локализации рудных тел месторождения.

По экспериментальным данным (А. А. Маракушев [9], В. Н. Фирсов [14], В. И. Смирнов [16], Д. С. Белянкин, А. В. Бетехтин, В. И. Воробьев, И. Д. Рябчиков, Ф. В. Чухров и др.) установлено, что растворимость рудных металлов в водных растворах даже при экстремальных условиях не превышает долей процента. Согласно Ф. В. Чухрову [17, с. 141] растворимость в воде (мг/л) серебра  $2 \cdot 10^{-7}$ ,



свинца  $5 \cdot 10^{-4}$ , цинка  $5 \cdot 10^{-5}$ , меди  $5 \cdot 10^{-4}$ , сурьмы  $10^{-5}$ , в то время как растворимость сернистых соединений (моль/л) для перечисленных им 13 сульфидов (PbS, CuS, ZnS, FeS и др.) составляет  $(3-7) \cdot 10^{-6} \dots 10^{-10}$  [17, с. 131], а по J. C. Branner, даже до  $n \cdot 10^{-20} \dots 10^{-27}$ . Крайне низка растворимость в воде петрогенных элементов рудных ассоциаций, в первую очередь кремния, при  $T = 150^\circ \text{C}$  и  $P = 399 \text{ атм}$  –  $203 \text{ мг/л}$ , при  $T = 300^\circ \text{C}$  – всего  $100 \text{ мг/л}$ . В. И. Вернадский еще в 1927 г. изучал растворимость кремния как главного компонента месторождений и отмечал, что она слишком низка и это вообще исключает возможность выделения жильного кварца из обычных водных растворов. Академик Ф. В. Чухров [17, с. 141], как и многие другие исследователи, отталкиваясь от экспериментальных данных по растворимости рудных и петрогенных элементов, сделал вывод о том, что «главнейшим препятствием теории переноса минералообразующих веществ истинными растворами является малая ионная или молекулярная растворимость ряда металлов».

Малая растворимость ионно-молекулярного рудного вещества в противоположность концентрированным растворам (коллоидам) определяет как малую концентрацию гидротермального раствора, так и его устойчивость при изменении физико-химических условий существования, неизбежных при перемещении к месту формирования месторождения. Именно поэтому в гидротермальной теории истинные ионно-молекулярные растворы считаются основными транспортантами рудного вещества от места генерации до места локализации в виде месторождения.

В связи с малой растворимостью рудного вещества в водном растворе предполагается, что для образования месторождения истинными гидротермальными растворами малой концентрации требуется очень большое количество воды.

К. В. Краускопф в 1970 г. подсчитал, что для образования всего 1 т киновари исходя из ее растворимости в воде требуется 100 мировых океанов. С. С. Смирнов, критически оценивая возможности гидротермального генезиса месторождений, писал, что для образования только одной кварцевой жилы с 5 % галенита необходимо четыре годовых стока р. Волга. Н. П. Ермаков в 1960 г., рассматривая проблему растворимости кремния в гидротермальных растворах, показал, что для образования всего лишь шести наиболее крупных жил в Каибском плутоне Казахстана (а их там больше) потребовалось бы пропустить через трещины воды в объеме крупного моря. Ф. В. Чухров в 1950 г. писал, что для образования только одной свинцовой рудной кварцевой жилы потребовалось бы около 1500 млрд т воды, что сравнимо с Аральским морем.

Даже эти весьма приблизительные расчеты показывают, что для образования только одного рудного тела (жилы), составляющего лишь ничтожно малую часть месторождения, требуются объемы

воды океанических масштабов. Однако, по данным Г. Горансона (1931), максимально возможное содержание воды в гранитоидном массиве не более 8–10 %, что предполагает невозможность появления больших объемов воды (гидротерм) из массива для образования месторождения. Участие больших объемов воды в формировании месторождений подразумевает наличие очень крупных ореолов гидротермально измененных пород вокруг рудных тел, которые на месторождениях незначительны и фактически не превышают размеры месторождений.

Малая растворимость рудного вещества в гидротермальных растворах, определяет невозможность формирования месторождений этими растворами. Поэтому сторонники гидротермальной гипотезы, учитывая малую вероятность образования месторождений малоцентрированными растворами, вынуждены обращаться к высокоцентрированным системам коллоидного типа, которые способны формировать рудные тела месторождений.

### Коллоиды

Коллоиды представляют собой микрогетерогенные системы. Дисперсная среда в них – вода; дисперсная фаза представлена микромерными (доли микронов) агрегатами рудного вещества, способными обеспечить высокие его концентрации, а не ионами и молекулами элементов (как в истинных растворах), которые этого не могут. Установлено, однако, что и истинные растворы с малой концентрацией рудного вещества в определенных условиях при потере дисперсной воды могут переходить в более концентрированные растворы – коллоиды. В свою очередь, последние в результате коагуляции (свертывания) густеют и переходят в гидрогель – тестообразную массу, которая при синерезисе (уплотнении с потерей воды) образует густые рудные массы. В гидротермальной теории предполагается, что месторождения образуются именно так.

На образование руд из густых тестообразных масс на месторождениях указывает наличие колломорфных текстур руд (кружевные, петельчатые, рябчиковые, вихревые, обтекания), сохранность которых зависит от степени их перекристаллизации, а также резкие контакты интрузивного типа с вмещающими породами [4, 6, 8, 10, 15, 20].

Образование рудных тел месторождений из густых высокоцентрированных коллоидов отмечают разные исследователи. А. Н. Заварицкий (1941) считал, что колчеданные месторождения Урала образовались из коллоидных систем. Этой же точки зрения придерживался и П. Ф. Иванкин [6] в отношении алтайских полиметаллических месторождений. В. П. Панов (1951) отмечал, что свинцово-цинковые месторождения Южной Осетии образовались из концентрированных коллоидных систем. Ю. С. Париллов [12], рассматривая проблему формирования месторождений цветных металлов, писал, что многие из них образовались из густых концентрирован-





ных систем. О. Д. Левицкий (1955) и Е. А. Руткевич (1952) считали, что колчеданные и оловянные руды месторождений Дальнего Востока являются продуктами кристаллизации высококонцентрированных коллоидных систем. Г. В. Холмов (1929) к тому же типу отнес вольфрамовые руды Шерловогорского месторождения Забайкалья. Н. В. Петровская (1961), Г. А. Юргенсон и Г. В. Грабеликс (1995) утверждают, что жилы Балецкого золоторудного месторождения образовались из золотоносного кремнеземного геля; то же самое доказывал В. Линдгрэн (1933) применительно к золоторудным месторождениям Невады. Подобные способы, по мнению Ю. Г. Юргенсона (1997), характерны для золоторудных месторождений Забайкалья. Д. Е. Кодди и М. Х. Хэнкокку (1959) доказали, что урановые месторождения Большого Медвежьего озера в Канаде образовались при раскristализации коллоидных растворов. В. С. Кормилицын (1973) предполагал, что месторождения золота, олова, вольфрама, молибдена, флюорита и др. сформировались из высококонцентрированных гелеобразных систем типа рудных магм.

Ф. В. Чухров, один из сторонников существования коллоидов, на основании многочисленных наблюдений вынужден был признать, что «заполнение жильного пространства вязкими массами можно рассматривать как акт инъекции» [17, с. 60]. Именно инъекционный путь становления рудной магмы отличает ее от медленного, многовекового просачивания гидротермальных растворов, в том числе коллоидов.

Фактические данные об образовании месторождений из высококонцентрированных систем, считающихся коллоидами, предполагают превращение изначально малоцентрированного раствора в высококонцентрированный коллоид.

По этому поводу имеются разные представления, но господствует мнение о загустевании малоцентрированного раствора по мере его обезвоживания. Так, например, А. В. Бетехтин полагает, что «коллоидные растворы (гидрозоли) могут образовываться из истинных растворов как в результате резкого пересыщения или переохлаждения растворов, так и в процессе химических реакций, особенно разложения» [10, с. 136]. Ф. В. Чухров относительно возникновения коллоидов не на месте генерации раствора (т. е. в магматическом очаге), а по пути следования к месторождению пишет: «предполагается, что коллоидные растворы возникают позже, причем перенос рудообразующих веществ в них осуществляется на сравнительно небольшие расстояния» [17, с. 149]. При превращении малоцентрированного раствора в высококонцентрированный (до состояния геля) с изменением физико-химических условий (пересыщение, переохлаждение, химические реакции, потеря газовой фазы, влияние катализаторов и т. д.) резко изменяется объем гидротермальной системы из-за ее обез-

воживания. Так, например, Л. В. Фирсов [16], исходя из малой растворимости в воде кремния, подсчитал, что объем гидротермальной системы при обезвоживании в связи с превращением ее в кремнеземный гель, формирующий золотоносные кварцевые жилы, уменьшился в 263 раза. Даже с учетом приближенности расчетов возникает проблема высвобождения океанических объемов воды при превращении истинных растворов в коллоиды. Для многих месторождений это утверждение опровергается малым распространением гидротермально измененных пород.

Как отмечал А. В. Бетехтин [10], транспортировка рудного вещества гидротермальными растворами осуществляется в истинных малоцентрированных растворах в ионно-дисперсной форме и концентрированными растворами в коллоидном состоянии в виде зелей с последующим их превращением в гели. По данным Ф. В. Чухрова [17] и А. В. Бетехтина [10], представления о коллоидах как о транспортерах рудного вещества на большие расстояния противоречат главному свойству коллоидов – их неустойчивости при изменении внешних условий среды и внутреннего состояния коллоидов; это существенно затрудняет и даже, возможно, исключает транспортировку рудного вещества с последующим формированием месторождений.

Обоснование освобождающихся объемов воды при превращении истинных растворов в коллоиды предполагает формирование коллоидов изначально в магматическом очаге в форме некоторых соединений – сульфатов, галоидов или других образований. Так считают некоторые авторы [10]. К. Н. Фенер (1937) и А. В. Бетехтин [10] предположили не ионную, а галоидную форму переноса металлов в гидротермальном растворе, что увеличило их возможную концентрацию на несколько порядков, однако и это не позволяет создать гелеобразные рудные массы месторождений. Кроме того, выяснилось, что галоидная форма переноса металлов применима только к сульфидам, но не к другим рудным и петрогенным элементам, составляющим руды месторождений.

Таким образом, неустойчивость коллоидов как транспортантов рудного вещества, часто фиксируемые особенности интрузивной формы залегания рудных тел и их четкие контакты с вмещающими породами, слабое метасоматическое воздействие на них – все это позволяет сделать вывод о невозможности образования богатых крупных рудных тел месторождений подобным способом. В то же время существует альтернативная гипотеза их формирования из рудных магм.

### Рудные магмы

Рудные магмы, в противоположность гетерогенным дисперсным водным растворам (гидрозолям) – коллоидам с дисперсной средой, представленной водой, являются гомогенными расплавленными



магматическими системами, лишь содержащими рудные элементы в промышленно значимых количествах. По сравнению с гетерогенными дисперсными водными коллоидами магматические расплавы устойчивы к изменению условий среды. Рудные магмы способны аккумулировать и транспортировать рудное вещество на большие расстояния от места генерации до места локализации [17], что отличает их от неустойчивых водных растворов-коллоидов и позволяет формировать любые концентрации рудного вещества до 100 %, как, например, в магнетитовых лавах (Лако в Чили).

Источником рудных магм является очаг гранитоидной магмы, где по мере раскристаллизации происходит образование остаточных локальных магматических выплавов, обогащенных металлогенными элементами, водой, щелочами и летучими компонентами, которые образуют так называемый *рудный остаток* [20].

По современным представлениям, основанным на экспериментальных данных [1, 2, 8, 9, 11, 12, 15, 18–20 и др.] и обобщенных А. А. Маракушевым [8, 9], в определенных условиях под воздействием ликвации происходит дифференциация рудного остатка на две совместно существующие фазы – газовой-гидротермальную и флюидный силикатный расплав. При этом наиболее существенно адсорбирует рудные элементы силикатный расплав, представляющий собой рудную магму, которая может интрузивным путем образовывать богатые рудные тела месторождений. При этом газовой-термальная фаза, обогащенная рудными элементами, только производит метасоматическую проработку вмещающей среды и формирует рассеянную рудную вкрапленность. Соотношение в остаточном очаге этих фаз и определяет тип руд конкретного месторождения [8, 9]. Именно влияние газовой-гидротермальной фазы, сопутствующей интрузии рудной магмы, затухивает магматический облик месторождения, позволяя классифицировать руды как гидротермальные.

При использовании термина «рудная магма» как рудоносного магматического расплава особенности его физического состояния, в том числе совместно существующего с ним гидротермального раствора, рассматриваются с разных точек зрения.

При использовании этого термина Дж. Сперр [15, 20] и Ч. Парк [11, с. 31] писали, что «магмы или магматические фракции, которые при затвердевании оказываются рудами, называются рудными магмами». В соответствии с этим к рудным магмам следует относить как магматические расплавы с высоким (до 100 %) содержанием рудного компонента (рудные порфиры, магнетитовые лавы типа Локо или сульфидные расплавы норильско-седберевского типа), так и силикатные расплавы (магмы) с низким (доли процента), но промышленным его содержанием типа золоторудных диоритовых даек Колымы или золотоносных кварцевых жил [1].

Основоположником представлений о формировании рудных месторождений из рудоносных магматических расплавов, получивших название рудных магм, был Дж. Хеттен (1800). Его представления развивали Д. Плейфер (1802), Т. Бельт (1861), Ж. Фурье (1835), В. Линдгрэн (1933) и др. По данным Т. Бельта (1861), многие богатые золоторудные месторождения Австралии и Южной Америки были сформированы из золотоносных кварцевых расплавов, т. е. рудных силикатных магм. Теорию рудных силикатных магм поддерживали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, С. С. Смирнов, Ф. В. Чухров, А. А. Маракушев [8, 9], Н. П. Ермаков, Г. А. Юргенсон и др. С. С. Смирнов, допуская возможность магматического генезиса кварцево-рудных жил, писал, что не подлежит сомнению, что в ряде случаев мы встречаемся с результатом деятельности растворов весьма близких по своей природе к рудным магмам Сперра (1955). Ю. А. Билибин допускал возможность существования золотоносных диоритовых магм, как первоисточника металла [2]. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1981), разделял магмы на силикатные и несиликатные и среди первых выделял карбонатитовую, апатитолитовую, сульфидолитовую и кварцолитовую разновидности магматических расплавов. А. Н. Заварицкий (1926) относил колчеданные месторождения Урала к образованиям из рудной магмы. В. А. Обручев (1929) в учебнике «Рудные месторождения» поместил колчеданные месторождения в раздел «инъекционные образования». Ю. С. Париков [12] обосновал магматическую природу ряда сульфидных месторождений. В. Н. Румянцев [13] с физико-химических позиций обосновал магматическую природу ряда кварцево-жильных месторождений. Наличие рудных магм убедительно подтверждается четвертичными лавовыми магнетитовыми потоками вулкана Локо (Чили) с ресурсами железа 70 млн т [11], гигантскими сульфидными месторождениями норильско-седберевского типа, современными карбонатитовыми лавами Танганьики и Ирана, гигантскими магнетитовыми месторождениями Кируна в Швеции, рудными порфирами Анзасского и Холзунского месторождений Сибири [3] и др.

Признание проявления рудных магм как ведущего процесса при образовании рудных месторождений принципиально решает проблемы, абсолютного тупиковые для гидротермального процесса.

Во-первых, растворимость рудного вещества в гидротермальном растворе ничтожно мала и не может обеспечить формирование месторождения в его реальном объеме. В то же время рудная магма, как изначально высококонцентрированная система, образует месторождение путем одноактной инъекции.

Во-вторых, снимается вопрос об участии гигантских (океанических) объемов воды, необходимых для гидротермального рудообразования, так как рудные магмы являются безводными системами.



В-третьих, объясняется природа кварцевых рудовмещающих пород не как образований осадочного генезиса, а как эндогенных производных магматического расплава (силикатной выплавки).

В-четвертых, это позволяет объяснить отсутствие крупных месторождений золота в архейском фундаменте, при разрушении которых формировались протяженные рифы с золотоносными конгломератами, так как источником золота могла быть рудная силикатная магма как продукт дифференциации материнского расплава.

Объясняются и многие другие вопросы: четкие интрузивного типа контакты руд при маломощных ореолах измененных пород, образование руд из густых высокоплотных ( $2,6-2,7 \text{ г/см}^3$ ) масс, наличие взвешенных обломков пород в рудной массе и ряд других фактов, противоречащих образованию руд из водных растворов.

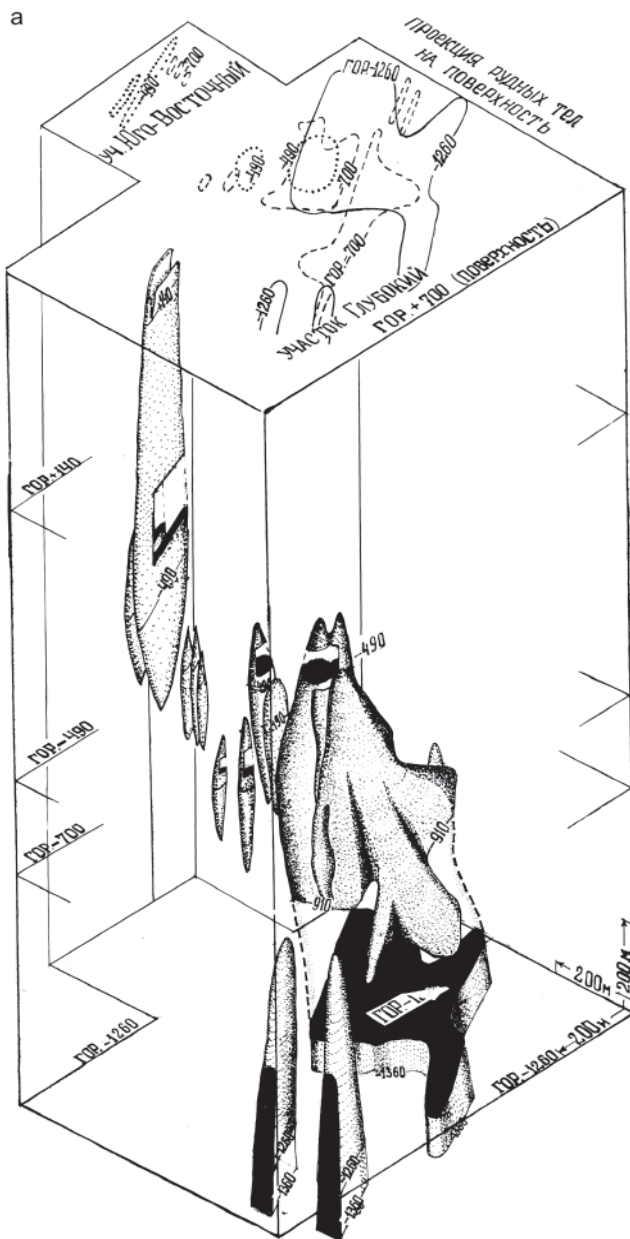
Для иллюстрации изложенного приведем данные по одному из крупнейших месторождений не

только Сибири, но и мира – Таштагольскому, традиционно считающемуся гидротермальным, но, по нашему мнению, образованному рудной магмой.

### Таштагольское железорудное месторождение

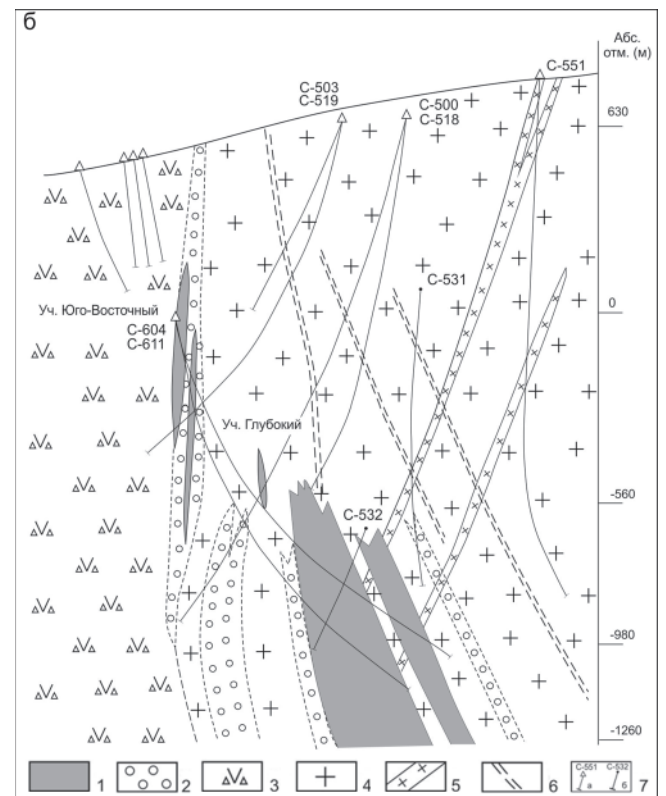
Таштагольское месторождение (рис. 1) находится в Кемеровской области в пределах Горно-Шорского железорудного района и по имеющимся данным имеет гидротермальное генезис [4, 5]. Запасы железных руд на 1982 г. составляли около 250 млн т.

В 1982 г. на юго-восточном фланге было выявлено новое глубоко залегающее (более 700 м), рудное тело участка Глубокий с запасами 550 млн т. Вмещающие породы – среднекембрийские вулканогенно-осадочные отложения с массивами сиенитов, в контактах которых или непосредственно в них локализованы железорудные тела. Вдоль контактов рудных тел присутствуют взрывчатые брекчии, сторонниками осадочного генезиса руд часто принимаемые за туфы [7]. Месторождение представлено рудной зоной протяженностью 900 м, включающей сближенные, кулисообразно расположенные рудные тела столбообразной формы мощностью 5–7 м (в раздувах до 40 м). Вертикальная протяженность рудных тел 500–1000 м и более. На



**Рис. 1.** Таштагольское железорудное месторождение: а – аксонометрическая проекция рудных тел участка Глубокий, б – геологический разрез участков Глубокий и Юго-Восточный (по А. Б. Шепелю и др., 1989)

1 – магнетитовая руда; 2 – метасоматиты; 3 – сиениты; 4 – туфы; 5 – дайки диоритов; 6 – зоны рассланцевания; 7 – пробуренные скважины: а – с поверхности, б – из подземных выработок



месторождении выявлено одно гигантское рудное тело участка Глубокий мощностью до 200 м, разведанное до глубины 1800 м и уходящее без признаков выклинивания на глубины до 3–4 км (по данным моделирования). Особенностью месторождения является интрузивная (рвущая) форма залегания рудного тела и отсутствие метасоматитов над «головой» рудного тела.

Руды сливные, мономинерального типа, существенно магнетитовые, среднее содержание железа 68,06 % [5]. При этом в однородной сплошной мелкозернистой массе в полированных образцах видны колломорфные текстуры кружевного, петельчатого типа, позволяющие предполагать образование железных руд из вязкого магнетитового расплава (рис. 2). Контакты рудных тел всегда четкие, при малой мощности околорудных метасоматитов хлорит-кальцит-альбитового состава с серицитом и кварцем. Геохимические околорудные ореолы слабо проявлены.



Рис. 2. Колломорфные (кружевные) текстуры магнетитовых руд Таштагольского месторождения. Образец полированного керна

Особенности геологического строения Таштагольского месторождения показывают ведущую роль рудной магмы в его формировании при незначительном сопровождении гидротермальных процессов.

Анализ строения и состава руд Таштагольского месторождения позволяет выделить следующие характерные признаки формирования руд из магматического расплава.

1. Месторождение связано с сиенитами как продуктами глубокой дифференциации магматического очага и сформировано в процессе ликвационного отделения магматической выплавки рудной магмы от материнской силикатной с последующим внедрением и формированием магнетитовых рудных тел. На ликвационную природу магнетитовых расплавов указывает частое присутствие характерных образований в железных рудах близкого расположенного Шалымского месторождения – шаровидных глобул магнетит-гематитового состава размером от первых мм до 2 см.

2. На участке Глубокий рудное тело имеет гигантские размеры для гидротермального типа руд и сравнимо с магматическими магнетитовыми и ти-

таномангнетитовыми телами в массивах габброидов, хромитовыми объектами [4].

3. Рудные тела имеют столбообразную и дайкообразную форму с четкими контактами интрузивного типа, характерными для магматических объектов.

4. Отмечена тесная связь рудных жил с эксплозивными брекчиями, свойственная магматическим месторождениям.

5. Наблюдается исключительная однородность и выдержанность состава рудных тел, структурно-текстурные особенности, включая колломорфные текстуры.

6. Температура кристаллизации рудных тел определена как 540 °С, что свойственно магнетитовым месторождениям [4].

7. Зоны изменения вмещающих пород мало-мощные и слабо выраженные, околорудные геохимические ореолы слабые или почти полностью отсутствуют, что характерно для титаномангнетитовых месторождений в габброидах или хромитовых рудных тел в дунитах магматического генезиса с малым участием газовой гидротермальной фазы [4].

На участке Глубокий на ранней стадии разведки были пробурены скважины глубиной 500–600 м без признаков оруденения, расположенные в непосредственной близости от позднее выявленного гигантского рудного тела. Через много лет после начала эксплуатационных работ, при развитии буровых работ на глубину было обнаружено новое гигантское рудное тело.

На основе тектономагматического анализа по размещению сиенитовых массивов Г. Л. Пospelov [5] предположил наличие на глубине подобных крупных рудных тел, несмотря на отсутствие признаков изменения вмещающих пород и рудосопровождающих геохимических ореолов. Однако преобладание теории вулканогенно-осадочного генезиса с литолого-стратиграфическим контролем оруденения среди исследователей [7] не позволило своевременно их выявить.

## Выводы

Учение об образовании гидротермальных месторождений базируется на представлениях о транспортировке рудного вещества от места его генерации до места локализации гидротермальными (гидротермально-газовыми) растворами. Однако эти представления противоречат следующему. Растворимость рудного вещества в воде мала (ионно-молекулярного типа), что определяет и малую ионно-молекулярную концентрацию (до  $n \cdot 10^{-5} \dots 10^{-7} \%$ ) гидротермального раствора на месте его зарождения в магматическом очаге, а месторождения образуются из густых высококонцентрированных систем типа коллоидов, дающих при их коагуляции рудные гели. Для устранения этих противоречий допускается возможность на путях движения первично мало-концентрированных гидротермальных растворов их загустевания и превращения в высококонцентриро-





ванные коллоиды, дающие при их коагуляции рудные гели, из которых и образуются месторождения.

Однако подобные допущения порождают неразрешимые проблемы: следов гигантских океанических объемов воды как излишков при загустении растворов на месторождениях нет. Кроме того, предполагаемая длительная транспортировка рудного вещества коллоидами противоречит главному их свойству – неустойчивости при изменении внешних и внутренних условий, неизбежному при длительной транспортировке в верхнюю зону. Критики данной гипотезы особо обращают на это внимание. Изложенная противоречия вполне преодолимы, если признать альтернативную гипотезу о ведущей роли в образовании руд части месторождений не гидротермальных растворов, а магматических расплавов в виде рудных магм при подчиненной роли сосуществующих с ними малоцентрированных гидротермальных растворов. В той или иной степени участвующие в рудообразовании гидротермальные растворы формировали околорудные метасоматиты и бедную вкрапленность рудной минерализации вокруг богатых и сливных рудных тел.

Представление о ведущей роли магматических процессов в формировании железорудных месторождений, кроме научного интереса, имеет и практическое значение, так как полностью меняет методику поисковых и оценочных работ, в том числе позволяя разработать новую научную основу строения рудных полей и месторождений как производных становления рудных магм [6].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Альшевский А. В.** Колымские золотоносные дайки и их значение в истории геологического изучения и хозяйственного освоения Верхояно-Колымского района // Диковские чтения: матер. науч.-практ. конф., посвящ. 70-летию Дальстроя. – Магадан, 2002. – С. 198–199.

2. **Билибин Ю. А.** Диоритовые магмы как первоисточник золотого оруденения. Т. III. – М.: Изд-во АН СССР, 1964. – 518 с.

3. **Долгушин С. С.** Рудные порфиры Холзунского месторождения как продукты кристаллизации рудных магм // Рудоносность вулканоплутонических комплексов Сибири. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 36–41.

4. **Долгушин С. С., Павлов А. П.** Механизм формирования магнетитовых месторождений. – Новосибирск: Наука, 1987. – 164 с.

5. **Железорудные** месторождения Алтае-Саянской складчатой области. Т. 1, кн. 2 / под ред. И. П. Бардина. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 281–306.

6. **Иванкин П. Ф.** Морфология глубоко вскрытых магматогенных рудных полей. – М.: Недра, 1970. – 287 с.

7. **Кирилловский Ф. В.** Вопросы генезиса Таштагольского железорудного месторождения (Горная

Шория) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2018. – № 2. – С. 61–64.

8. **Маракушев А. А., Граменицкий Е. Н., Коротаев М. Ю.** Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. – 1983. – № 1. – С. 3–20.

9. **Маракушев А. А., Панях Н. В., Зотов Н. А.** Новые представления о происхождении месторождений благородных металлов кварцево-рудной формации // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии и геохимии. – М.: ИГЕМ РАН, 2008. – С. 36–139.

10. **Основные** проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях / под ред. А. Г. Бетехтина. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – С. 125–275.

11. **Парк Г. Ф., Мак-Дормид Л. В.** Рудные месторождения. – М.: Мир, 1966. – 557 с.

12. **Парилов Ю. С.** Роль сульфидных растворов-расплавов в формировании месторождений цветных металлов // Смирновский сборник. – М.: ВИНТИ, 2012. – С. 134–165.

13. **Румянцев В. Н.** К теории кварцево-жильного минералообразования, генетически связанного с гранитоидами. – М.: Изд-во АН СССР, 1983. – С. 60–70.

14. **Смирнов В. И.** Плутонизм и нептунизм в развитии учения о рудных месторождениях. – М.: Наука, 1987. – С. 38–91.

15. **Сперр Дж., Линдгрэн В., Фогт И.** О рудной магме. – Новосибирск: Горгеонефтеиздат, 1933. – С. 6–68.

16. **Фирсов В. Н.** Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. – Новосибирск: Наука, 1985. – 214 с.

17. **Чухров Ф. В.** Коллоиды в земной коре. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 668 с.

18. **Morey G. W.** The development of pressure in magmas as a result of crystallization // J. Wash. Acad. Sci. – 1922. – Vol. 12, no. 9. – P. 219–230.

19. **Smith F. G.** Transport and deposition of the non-sulphide vein minerals. III. Phase relations at the pegmatitic stage // Econ. Geol. – 1948. – Vol. 43, no. 7. – P. 535–546.

20. **Spurr J. F.** The ore magmas. – New York: Mc Graw Coinc, 1923. – 915 p.

## REFERENCES

1. Alshevskiy A.V. [Kolyma gold-bearing dikes and their significance in the history of geological study and economic development of the Upper Yana Kolyma district]. *Dikovskiy chteniya. Materialy nauchno-prakticheskoy konferentsii, posvyashchennoy 70-letiyu Dalstroya* [Dikov Readings. Materials of Scientific Research Conference devoted to 70<sup>th</sup> anniversary of Dalstroy]. Magadan, 2002, pp. 198–199. (In Russ.).

2. Bilibin Yu.A. *Dioritovyye magmy kak pervoistochnik zolotogo orudeneniya. Tom III* [Diorite magmas as the primary source of gold ore mineralization. Vol. 3]. Moscow, AS USSR Publ., 1961. 518 p. (In Russ.).



3. Dolgushin S.S. [Ore porphyries of the Kholzunskeye deposit as products of crystallization of ore magmas]. *Rudonosnost vulkano-plutonicheskikh kompleksov Sibiri* [Ore content of volcano-plutonic complexes in Siberia]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1979, pp. 36–41. (In Russ.).
4. Dolgushin S.S., Pavlov A.P. *Mekhanizm formirovaniya magnetitovykh mestorozhdeniy* [Mechanism of the magnetite deposits formation]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1987. 164 p. (In Russ.).
5. Bardin I.P., ed. *Zhelezorudnyye mestorozhdeniya Altay-Sayanskoy skladchatoy oblasti. T. 1, kn. 2* [Iron ore deposits of the Altai-Sayan folded region. Vol. 1, book 2]. Moscow, AS USSR Publ., 1959, pp. 281–306. (In Russ.).
6. Ivankin P.F. *Morfologiya gluboko vskrytykh magmatogennykh rudnykh poley* [Physiography of deeply intersected magmatogenic ore fields]. Moscow, Nedra Publ., 1970. 287 p. (In Russ.).
7. Kirillovskiy F.V. [Issues of the Tashtagol iron ore deposit genesis (Gornaya Shoriya)]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2018, no. 2, pp. 61–64. (In Russ.).
8. Marakushev A.A., Gramenitskiy E.N., Korotayev M.Yu. [Petrological model of endogenic ore formation]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1983, no. 1, pp. 3–20. (In Russ.).
9. Marakushev A.A., Paneyakh N.V., Zotov N.A. [New Insight into the origin of precious metals deposits of quartz-ore formation]. *Problemy geologii rudnykh mestorozhdeniy, mineralogii, petrologii i geokhimii* [Problems of geology of ore deposits, petrology, mineralogy and geochemistry]. Moscow, IGEM RAS Publ., 2008, pp. 136–139. (In Russ.).
10. Betekhtin A.G., ed. *Osnovnyye problemy v uchenii o magmatogennykh rudnykh mestorozhdeniyakh* [Main problems in theory of magmatogenic ore deposits]. Moscow, AS USSR Publ., 1955, pp. 125–275. (In Russ.).
11. Park G.F., Mac-Diarmid L.V. *Rudnyye mestorozhdeniya* [Ore deposits]. Moscow, Mir Publ., 1966. 557 p. (In Russ.).
12. Parilov Yu.S. [Role of sulphide solutions-melts in the formation of deposits of non-ferrous metals]. *Smirnovskiy sbornik* [Smirnov Proceedings]. Moscow, VINITI Publ., 2012, pp. 134–165. (In Russ.).
13. Rumyantsev V.N. *K teorii kvartsevo-zhilnogo mineraloobrazovaniya, geneticheskii svyazannogo s granitoidami* [To the theory of quartz-veined mineral formation genetically related to granitoids]. Moscow, AS USSR Publ., 1983, pp. 60–70. (In Russ.).
14. Smirnov V.I. *Plutonizm i neptunizm v razviti ucheniya o rudnykh mestorozhdeniyakh* [Plutonism and neptunism in the development of the theory on ore deposits]. Moscow, Nauka Publ., 1987, pp. 38–91. (In Russ.).
15. Spurr J.F., Lindgren V., Fogt I. *O rudnoy magme* [About ore magma]. Novosibirsk, Gorgeonefteizdat Publ., 1933, pp. 6–68. (In Russ.).
16. Firsov V.N. *Zoloto-kvartsevaya formatsiya Yano-Kolymkogo poyasa* [Gold-quartz formation of the Yana-Kolyma belt]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1985. 214 p. (In Russ.).
17. Chukhrov F.V. *Kolloidy v zemnoy kore* [Colloids in the Earth's crust]. Moscow, AS USSR Publ., 1955. 668 p. (In Russ.).
18. Morey G.W. The development of pressure in magmas as a result of crystallization. *J. Wash. Acad. Sci.*, 1922, vol. 12, no. 9, pp. 219–230.
19. Smith F.G. Transport and deposition of the non-sulphide vein minerals. Vol. III. Phase relations at the pegmatitic stage. *Econ. Geol.*, 1948, vol. 43, no. 7 pp. 535–546.
20. Spurr J.F. *The ore magmas*. New York, Mc Graw Coinc, 1923. 915 p.

© С. С. Долгушин, А. П. Долгушин, 2021





УДК 553.3/.4:553.2

## ДЕФЕКТЫ РУДНОФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

В. Л. Хомичев

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

Типизация месторождений твердых полезных ископаемых – ведущий элемент в прогнозе оруденения. Основой ее по аналогии с магматическими формациями является рудно-формационный анализ. Однако из-за отсутствия дискретных границ между формациями их диагностика встречает непреодолимые трудности, а классификация становится сомнительной. Чтобы решить эту актуальную проблему, необходимо всестороннее обсуждение в кругу ведущих специалистов, подобно тому как поступали при создании Петрографического кодекса.

**Ключевые слова:** классификация рудных формаций, дефекты систематизации рудных формаций, отсутствие дискретных границ.

## DEFECTS OF ORE FORMATION ANALYSIS

V. L. Khomichev

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

The typification of solid mineral deposits is a leading element in the forecast of mineralization. By analogy with magmatic formations, it is based on the ore formation analysis. However, due to the absence of discrete boundaries between formations, their diagnostics encounters insurmountable difficulties, and the classification becomes dubious and controversial. To solve this urgent problem, it is necessary to have a comprehensive discussion in the circle of leading specialists, just as they did when creating the Petrographic Code.

**Keywords:** classification of ore formations, defects of systematization of ore formations, absence of discrete boundaries.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-2-92-98

Типизация месторождений твердых полезных ископаемых – неизбежная очевидная операция осмысления фактического материала, с тем чтобы от конкретных наблюдений перейти к абстрактным обобщениям в целях использования полученного опыта для прогноза, поисков и оценки практической значимости однотипного оруденения. С научных позиций ее стали разрабатывать одновременно с региональными металлогеническими исследованиями на основе статистических закономерностей размещения месторождений в определенных структурах и в связи с определенными геологическими условиями образования [5]. С переходом к общему средне-крупномасштабному изучению страны главной задачей стали не закономерности размещения оруденения, а прогноз и поиски конкретных рудных объектов. При этом наметились два пути исследований: историко-геологический и вещественно-структурный [9]. Первый подход исходит от С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина. Во главу угла они ставят связь месторождений с крупными геологическими формациями как их составную часть, как продукты одного геологического процесса, для эндогенных месторождений – процесса магматического. При этом в одну рудную формацию включались все месторождения, в том числе разных генетических типов (грейзеновые, скарновые, гидротермальные и др.) и разных ведущих металлов, связанные с одним магматическим комплексом (формацией). Таким образом рудная формация в точности соответствовала магматической, объединяла все типы оруденения, возникающие в ходе эволюции магматизма в пространстве

и времени, на разных его уровнях (уровнях среза). Историко-геологический подход, вероятно, целесообразен для теоретических обзорных построений, выявления глобальных закономерностей распределения месторождений, но даже в этом отношении он ограничен из-за того, что фактически нет систематики магматических формаций. Классическая типизация магматических формаций Ю. А. Кузнецова, которая охватывала магматизм всех структур Земли и насчитывала 28 типов [3], претерпела кардинальные изменения в результате безоглядного необоснованного, явно невалидного комплексовторчества, фактически узаконенного головной организацией (ВСЕГЕИ) в множестве невалидных и условно валидных формаций [4]. Иначе говоря, исчезла магматическая основа классификации рудных формаций.

В научном отношении неудовлетворительной стороной историко-геологического подхода является несоответствие магматической и рудной формаций: рудная формация – это только мелкая часть, производное крупномасштабного магматического процесса (магматической формации). Сопоставлять частное с общим некорректно. На практике объединять в одну рудную формацию чуждые по генезису, составу, строению месторождения не имеет смысла, такие формации ничего не дают для прогноза и поисков.

Большинство исследователей разделяют структурно-вещественный подход, который основывается на близком вещественном составе (минеральных парагенезисах) и условиях формирования месторождений одного типа, устойчиво повторяющихся в пространстве и времени. При этом рудная фор-



мация является частным элементом магматической. С магматической формацией связано несколько рудных формаций (от высоко- до низкотемпературных), и только полный их набор (рудный комплекс) по объему соответствует магматической формации. В данном случае в рудную формацию объединяются месторождения по внешнему сходству – вещественному составу и геологическому строению. Какие-то генетические начала при этом учитываются, но не имеют решающего значения. Недостатки структурно-вещественного подхода очевидны:

1. Сложный минеральный состав руд и большая изменчивость его с широкими взаимопереходами стирает границы между смежными формациями (а дискретных границ вообще не существует).

2. Отсутствие строго устойчивого парагенезиса рудных и жильных минералов вызывает сомнения в определении формационного типа, появление нового необычного минерала служит основанием к выделению дополнительной формации, а это приводит к дискуссиям и неоднозначному пониманию рудной формации, которые выделяются не по принципиальным положениям, а по способу «кто кого переспорит».

3. Незавершенность систематики магматических формаций сказывается на выделении рудных формаций и не позволяет определить их полный набор в составе вертикального и горизонтального рядов рудного комплекса.

4. Неопределенность в характере связи оруденения с магматизмом (генетическая, парагенетическая, опосредованная) не позволяет построить даже морфоструктурную модель рудно-магматической системы и определить критерии прогноза месторождений того или иного формационного типа.

В итоге фактически нет систематики рудных формаций даже для ведущих типов оруденения. К примеру, нет единства в выделении рудных формаций для хорошо изученных штокверховых медно-молибденовых месторождений, строение и условия образования которых серьезных разногласий не вызывают, почему они, по выражению А. И. Кривцова, очень благоприятны для решения ключевых вопросов рудообразования (характер связи с магматизмом, источник рудного вещества, растворов и энергии рудообразования).

А. Н. Кривцов и В. Т. Покалов выделяли существенно медную (медно-порфировую) и существенно молибденовую (молибден-порфировую) формации, хотя диагностических критериев для их разделения не указали, поскольку между ними наблюдаются промежуточные связующие месторождения, а от молибден-порфирового типа непрерывный ряд продолжается к вольфрам- и олово-порфировой формациям. В. И. Сотников на этом основании выделял одну медно-молибденовую формацию без добавления к названию «порфировая», поскольку порфировые тела не являются обязательным элементом их строения: они весьма характерны для

малоглубинных условий (и то далеко не во всех месторождениях), а на мезоглубинных отсутствуют.

Очень показательны для иллюстрации неразберихи в формациях золоторудные месторождения. Попытки их систематизировать принадлежат многим исследователям, в том числе знатокам: Ю. А. Билибину, М. Б. Бородаевской, Ф. И. Вольфсону, М. М. Константинову, Н. В. Петровской, Е. К. Радкевич, И. С. Рожкову, Ю. Г. Сафонову, С. С. Сердюку, Б. А. Тимофеевскому, Н. А. Фогельман, С. Д. Шеру, Н. А. Шило и др. Однако из-за широкого разнообразия мнений относительно критериев выделения формационных типов положительного результата не получилось. В качестве главного признака во всех классификациях принимался минеральный состав руд, но никакого регламента не приводилось, и появление нового минерала в заметном количестве часто служило поводом к выделению нового типа. Поэтому число их увеличивалось беспредельно, а оттого терялась определенность. Кроме того, одни авторы придавали первостепенное значение тектонической позиции и характеру магматизма, другие – фактору глубинности, третьи – составу и строению вмещающих пород, четвертые – коровому или мантийному источнику оруденения. Для месторождений золота, удаленных от гранитоидов и залегающих, казалось бы, в амагматичной обстановке, появилась популярная гипотеза стратиформного оруденения нескольких рудных формаций: сингенетичная золото-углеродистая в терригенных отложениях, осадочно-вулканогенная, осадочно-метаморфогенная, осадочно-гидротермальная. В обзоре по систематике Н. В. Покровская сделала вывод, что классификации золоторудных месторождений остаются гипотетическими, умозрительными. Эмпирические статистические методы этой задачи решить не могут. Классификации для целей локального прогноза должны строиться на генетической основе, на основе тех факторов, которые определяют, направляют, локализуют процесс рудообразования.

Так родилось рудноформационное учение на основе генетических моделей эндогенных рудных формаций. Ведущую роль в его развитии играли институты АН СССР [1, 2, 6, 8, 10], в первую очередь ИГиГ (Новосибирск). Соответственно, углубились исследования генезиса ведущих типов оруденения с привлечением нетрадиционных высокоточных физико-химических, термодинамических, изотопных, термобарогеохимических методов. Это учение охватывает не столько типизацию месторождений, сколько выявление условий их образования, построение геолого-генетических моделей рудных формаций для целей прогнозирования. «Рудная формация как объект модельных построений – это группа однотипных месторождений с характерным минеральным составом и последовательностью формирования минеральных парагенезисов, образующихся в сходной геологической обстановке» [7]. Глубокая генетическая сущность рудных форма-



ций, образующихся как следствие определенных тектонических, магматических, метасоматических процессов, поддающихся количественной оценке, позволяет использовать их в качестве объектов эффективной генетической модели рудно-магматической системы. Только так можно оценивать процесс рудообразования в полном объеме причинно-следственных отношений и определять главные факторы рудообразования. Интегральная геолого-генетическая модель является образным выражением динамической рудообразующей системы с учетом ее пространственно-временной эволюции на разных глубинах: от корневых областей зарождения до верхних зон концентрированного рудоотложения и рассеяния рудных элементов. Модель органически объединяет три главные области рудообразующей системы: корневую область магмо-флюидообразования, которая определяет энергетическое состояние и флюидный режим всей системы; зону транспорта (тепло-массопереноса); область рудоотложения.

В настоящее время параметрическими описаниями обеспечены модели построения области рудоотложения, в меньшей мере – зоны транспорта флюидов, недостаточно разработаны элементы глубинных уровней динамических рудообразующих систем, практически недоступных для наблюдений.

Возможности для этого открываются на базе геолого-геофизических данных о глубинном строении земной коры, экспериментальных и теоретических достижений современной петрологии [8].

Благодаря разработанной в СНИИГГиМС программе пересчета GEOLAB, позволяющей получить распределение плотности и намагнитченности по вертикали [11], появилась возможность восполнить пробел в изучении корневых зон рудно-магматических систем и транспортных каналов. В первую очередь выявлено внутреннее строение гранитоидных плутонов (проведено моделирование 43 плутонов в разных регионах от Урала до Магадана). Все они устроены одинаково, поскольку формировались по одним природным физико-химическим и термодинамическим законам. Это межформационные горизонтально расслоенные лополиты, малая верхняя часть которых (до 5–6 км) сложена гранитоидами, а большая нижняя (>10 км) – габброидами и ультрабазитами. Но это генетически единые пластовые тела на спае консолидированного фундамента и пластичного покрова. Гранитоиды имеют конформные отношения с габброидами, у них нет подводящих каналов. Значит, они не внедрялись, а образовались в результате внутрикамерной дифференциации базальтовой магмы (рис. 1), равно как

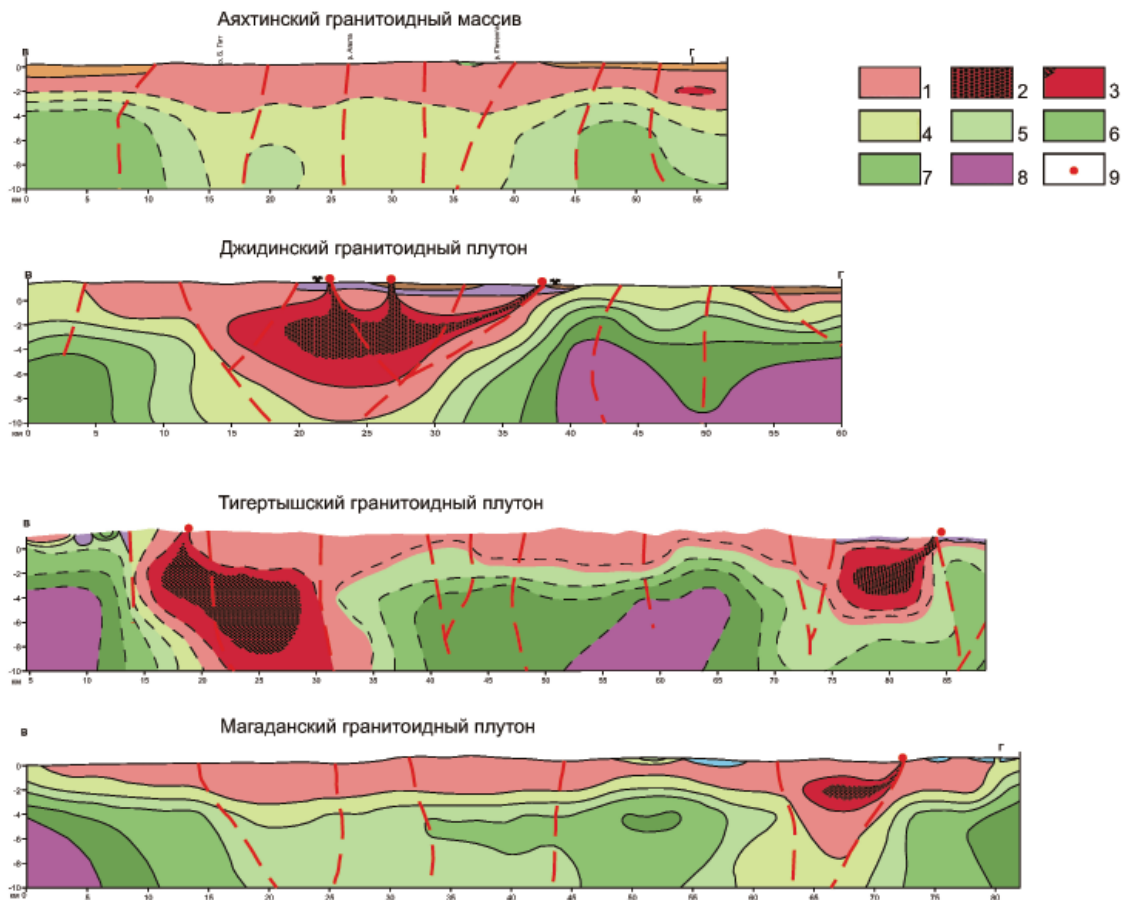


Рис. 1. Глубинное строение габбро-гранитоидных плутонов

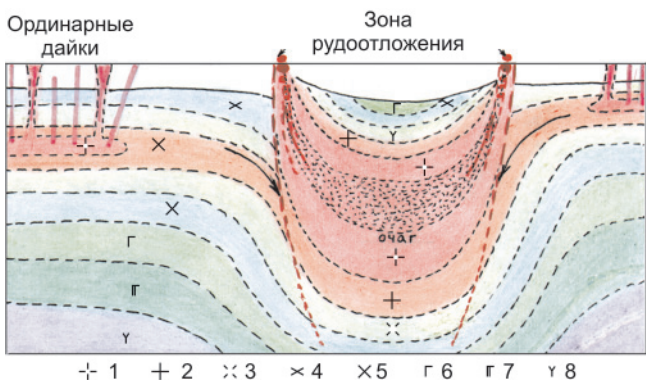
1 – лейкограниты; 2 – anomalously низкоплотные лейкограниты; 3 – биотитовые граниты; 4 – гранодиориты; 5 – диориты; 6 – габбро; 7 – пикрогаббро; 8 – ультрабазиты; 9 – выходы апофиз лейкогранита из очага



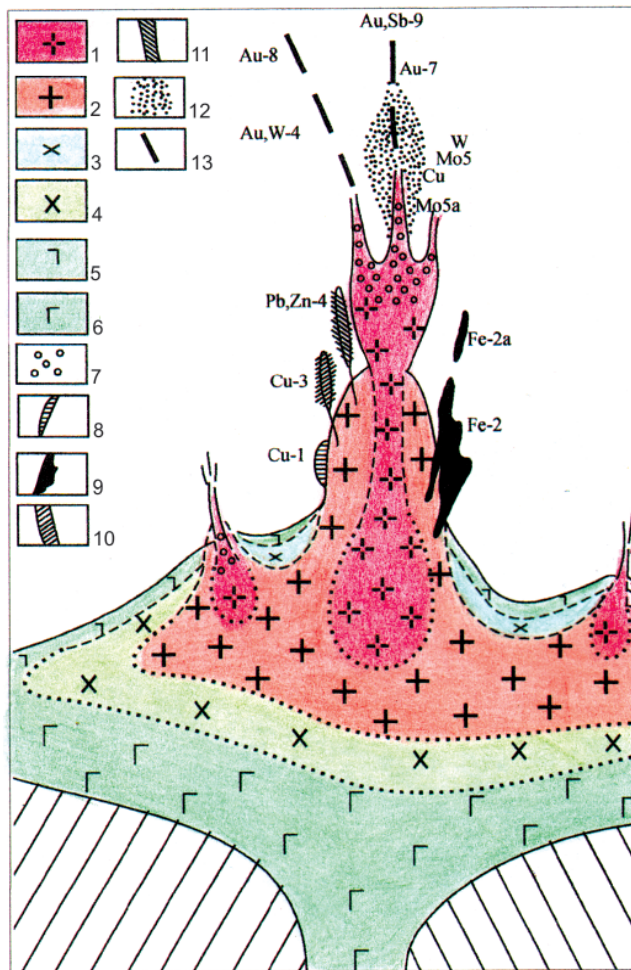
риодациты в периферических базальтоидных очагах. Иными словами, общепринятая гипотеза палингенного корового происхождения гранитной магмы совершенно несостоятельна. Настала пора отказаться от автономной первичной гранитной магмы. Есть только одна первичная базальтовая магма и один уровень магмогенерации – пластичная мантия [12]. Это принципиально новая генетическая основа рудноформационного анализа с целью выделения и систематики рудных формаций.

В огромном по площади гранитном теле распределение температуры и давления априори неравномерное, и флюидизированный гранитный расплав мигрирует на участки пониженных их значений. Так возникают довольно крупные очаги низкотемпературных гранитов с повышенным содержанием летучих и рудных компонентов, которые естественным путем оказываются источниками рудно-магматических систем (рис. 2). Отщепления флюидов от очага, как правило, не происходит, так как содержание летучих еще не достигает критического (10 %). Дополнительное концентрирование и флюидоотделение происходит в штоко-гребневидных апофизах, которые неизбежно внедряются из очага под воздействием высокого внутреннего давления. Эта модель хорошо согласуется с классической схемой Силитоу для медно-молибденовых месторождений (рис. 3), за исключением одного отличия: в схеме Силитоу рудоносный шток представляет собой ординарный выступ от кровли плутона и рудообразующую сущность его нужно дополнительно доказывать, а в нашей модели шток-апофиза – это отщепление от остаточного очага флюидизированного лейкогранита, рудообразующая специфика которого очевидна. Отделение флюидов в апофизе происходит многократно по принципу прерывисто-непрерывной кристаллизации Ф. Н. Шахова [14]. На ранней стадии (точка 1 на рис. 5) отщепля-

ются труднорастворимые в гранитном расплаве летучие и связанные с ними труднорастворимые элементы группы железа. На средней стадии (точка 2) отделяются соединения хлора и халькофильные металлы; на последней – легко растворимые соединения фтора, бора и редкометалльные компоненты. Так образуется зональная рудно-магматическая система со сменой минеральных парагенезисов по вертикали и латерали от высоко- до самых низкотемпературных. Эта генетическая модель рудообразования аргументирована на большом числе медно-молибденовых, золоторудных



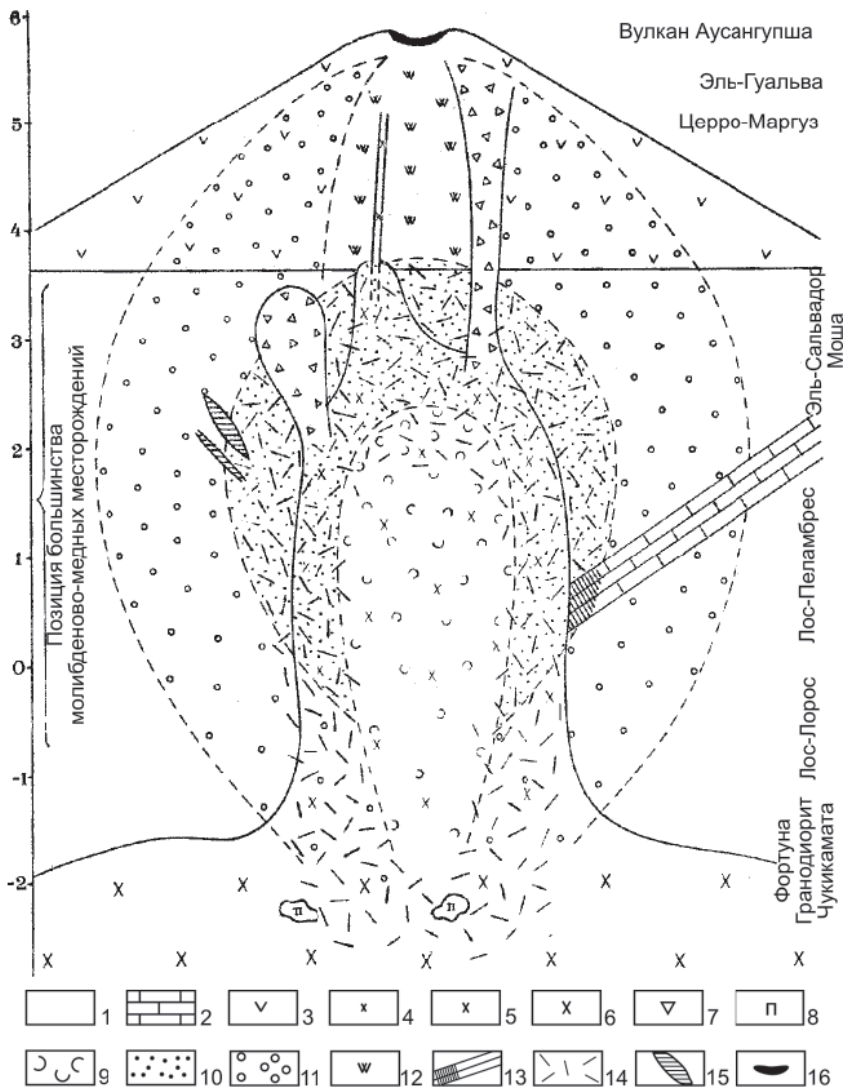
**Рис. 2.** Схема образования лейкогранитового очага в горизонтально расслоенном габбро-гранитном плутоне  
1 – лейкогранит; 2 – гранит; 3 – гранодиорит; 4 – монцодиорит; 5 – диорит; 6 – габбро; 7 – меланогаббро; 8 – ультрабазит; черная стрелка – миграция флюидизированного кислого расплава в очаг, красная стрелка – иньекция флюидизированного лейкогранитового расплава из очага



**Рис. 3.** Схема медно-порфировой рудно-магматической системы

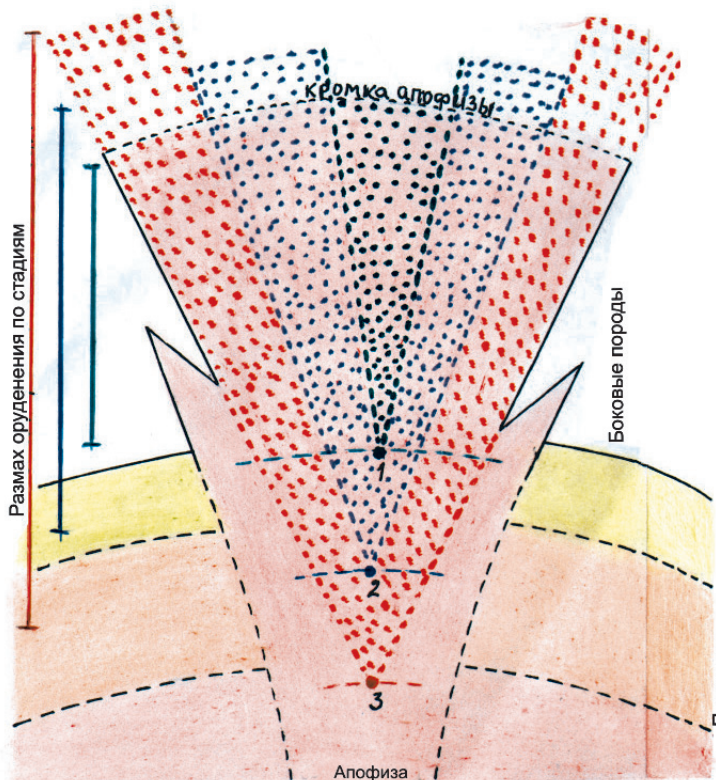
1 – лейкократовые граниты; 2 – биотитовые граниты; 3 – монцодиориты; 4 – диориты; 5 – субщелочные габбро; 6 – габбро, меланогаббро; 7 – область флюидизации; 8–11 – скарны: 8 – меднорудные (Cu-1-пирротин-пирит-халькопиритовая формация), 9 – железорудные (Fe-2-скарново-магнетитовая формация, Fe-2a-гидросиликатовый минеральный тип), 10 – редкометалльные скарны (Cu-3-шеелит-молибденит-халькопиритовая формация), 11 – полиметаллические (Pb-Zn-4-медно-полиметаллическая формация); 12 – область порфирового оруденения (Mo-5-кварц-молибденитовая формация, Mo-5a-грейзеновый минеральный тип); 13 – жильные месторождения (формации: Au, W-6-кварц-кальцит-золото-шеелитовая, Au-7-золото-сульфидная, Au-8-золото-малосульфидная, Au, Sb-9 эпитермальная золото-антимонитовая)





**Рис. 4.** Концептуальная схема строения гранитоидной рудно-магматической системы

1 – довулканическое основание; 2 – горизонт известняков; 3–7 – рудоносный вулканоплутонический комплекс: 3 – отложения стратовулкана, 4 – дайки порфиров, 5 – шток гранодиорит-порфира, 6 – массив полнокристаллического гранодиорита, 7 – эруптивные брекчи; 8 – пегматиты; 9–12 – зоны: 9 – калишпатизации, 10 – серицитизации, 11 – пропицитизации, 12 – силификации; 13 – скарны с медным оруденением; 14 – штокверковое молибденово-медное оруденение; 15 – жилы свинцово-цинковых руд; 16 – месторождение самородной серы



**Рис. 5.** Механизм (модель) рудообразования в процессе прерывисто-непрерывной кристаллизации флюидизированного лейкогранитового расплава в апофизе

1 – вмещающие породы; 2 – диорит-гранодиоритовая оболочка плутона; 3 – гранитоиды; 4 – лейкограниты очага и апофизы; 5 – фронт кристаллизации 1-й, 2-й, 3-й стадий; 6 – остановки кристаллизации 1-й, 2-й, 3-й стадий; 7–9 – конечные рудно-метасоматические зоны 1-й, 2-й, 3-й стадий соответственно





и полиметаллических месторождений [13–15]. Таким образом, в генетическом плане все эндогенные месторождения образовались по однотипной рудно-магматической схеме, в одном рудно-магматическом процессе и в принципе могли бы рассматриваться как одна формация в понимании С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина. Но это противоречит общепринятому структурно-вещественному подходу в определении формации, которая составляет лишь малую часть в ряду родственных рудных образований (в рудном комплексе). По существу, рудная формация отвечает отдельной стадии рудообразования. Очевидно, выделение таких частных (формаций) должно строиться на соответствующих узких частных структурно-вещественных особенностях – главных минеральных парагенезисах и контролирующих их структурах. Это непросто, поскольку родственные формации (продукты разновременных стадий) связаны взаимопереходами. Задача облегчается, если разновременные стадии пространственно разобщены. А чаще при совмещении стадий в одних структурах образуются сложные месторождения, ошибочно именуемые полигенными, полиформационными. Это противоречит самому определению рудной формации как суммы однотипных месторождений, но не каких-то их частей. Потому сложное месторождение не полиформационное, а полистадийное.

Несмотря на перечисленные трудности, выделение рудных формаций крайне необходимо, прежде всего в практических целях, и должно базироваться на фактических очевидных структурно-вещественных признаках (главных минеральных парагенезисах и контролирующих структурах). Их следует всесторонне обсудить в широком кругу ведущих специалистов. А пока можно высказать лишь некоторые соображения.

1. Нельзя обойти генетический тип месторождений (пегматитовый, грейзеновый, скарновый, гидротермальный), хотя они часто совмещаются. Но все-таки ведущим оказывается какой-то один.

2. Главным фактором месторождений оказывается, конечно, вещественный состав. Несмотря на широкие вариации и постепенные переходы, всегда выделяют главные парагенезисы, которые создают лицо месторождений и должны определять тип рудной формации. Второстепенные ассоциации образуют примесную компоненту и должны учитываться в виде минеральных типов.

3. По структурной позиции можно выделять стратиформный, послыйный, брекчиевый, секущий, жильный, штокверковый, прожилково-вкрапленный и другие типы, опять-таки по ведущему типу.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Генетические** модели эндогенных рудных формаций: матер. совещ. / отв. ред. В. А. Кузнецов. – Новосибирск: Наука, 1983. – Т. I. – 184 с.; т. II. – 175 с.

2. **Генетические** реконструкции эндогенных рудообразующих систем / под ред. А. С. Лапухова. – Новосибирск: Наука, 1983. – 143 с.

3. **Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 385 с.

4. **Магматические** формации СССР / В. Л. Массайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. – Л.: Недра, 1979. – 597 с.

5. **Общие** принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей / под ред. В. Г. Грушевого. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 147 с.

6. **Основные** параметры природных процессов эндогенного рудообразования / под ред. В. А. Кузнецова. – Новосибирск: Наука, 1979. – 261 с.

7. **Петровская Н. В., Сафонов Ю. Г., Шер С. Д.** Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. – М.: Наука, 1976. – С. 3–110.

8. **Проблемы** создания геолого-генетических моделей эндогенных рудных формаций / В. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов, А. А. Оболенский и др. // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 5–10.

9. **Прогнозно-металлогенические** исследования при регионально-съёмочных работах. Методическое пособие. Вып. 13 / Н. В. Кочкин, Е. В. Альперович, О. П. Апольский и др. – Л.: Недра, 1985. – 280 с.

10. **Рудообразование** и генетические модели эндогенных рудных формаций / под ред. А. А. Оболенского и др. – Новосибирск: Наука, 1988. – 344 с.

11. **Садур О. Г.** Моделирование геологических сред на основе вычисления их плотностных и магнитных характеристик в классе сложного распределения масс при решении различных геологических задач // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 1(9). – С. 96–101.

12. **Хомичев В. Л.** Петрологическая основа гранитоидных рудно-магматических систем. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2016. – 286 с.

13. **Хомичев В. Л.** Рудно-магматическая система медно-молибденовых месторождений. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. – 296 с.

14. **Хомичев В. Л.** Рудно-магматическая система месторождений золота. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2019. – 340 с.

15. **Хомичев В. Л.** Рудно-магматическая система полиметаллических месторождений. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2020. – 160 с.

16. **Шахов Ф. Н.** Магма и руды // Геология и геофизика. – 1966. – № 10. – С. 3–9.

## REFERENCES

1. Kuznetsov V.A., ed. *Geneticheskiye modeli endogennykh rudnykh formatsiy* [Genetic models of endogenous ore formations]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1983, vol. 1, 184 p.; vol. 2, 175 pp. (In Russ.).





2. Lapukhov A.S. ed. *Geneticheskiye rekonstruktsii endogennykh rudoobrazuyushchikh sistem* [Genetic reconstructions of endogenous ore-forming systems]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1983. 143 p. (In Russ.).
3. Kuznetsov Yu.A. *Glavnyye tipy magmaticheskikh formatsiy* [Main types of magmatic formations]. Moscow, Nedra Publ., 1964. 385 p. (In Russ.).
4. Masaytis V.L., Moskaleva V.N., Rumyantseva N.A., et al. *Magmaticheskiye formatsii SSSR* [Magmatic formations of USSR]. Leningrad, Nedra Publ., 1979. 597 p. (In Russ.).
5. Grushevoi V.G., ed. *Obshchiye printsipy regionalnogo metallogenicheskogo analiza i metodika sostavleniya metallogenicheskikh kart dlya skladchatykh oblastey* [General principles of regional metallogenic analysis and method of the metallogenic map composition for folded regions]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 1957. 147 p. (In Russ.).
6. Kuznetsov V.A., ed. *Osnovnyye parametry prirodnykh protsessov endogennoy rudoobrazovaniya* [Main parameters of natural processes of endogenous ore formation]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1979. 261 p. (In Russ.).
7. Petrovskaya N.V., Safonov Yu.G., Sher S.D. [Formations of gold deposits]. *Rudnye formatsii endogennykh mestorozhdeniy. T. 1* [Ore formations of endogenous deposits]. Moscow, Nauka Publ., 1976, vol. 2, pp. 3–110. (In Russ.).
8. Kuznetsov V.A., Distanov E.G., Obolenskiy A.A., et al. [Problems of creating geological and genetic models of endogenous ore formations]. *Rudoobrazovaniye i geneticheskiye modeli endogennykh rudnykh formatsiy. T. 2* [Ore formation of endogenous deposits. Vol. 2]. Moscow, Nauka Publ., 1976, pp. 5–10. (In Russ.).
9. Kochkin N.V., Alperovich E.V., Apolskiy O.P., et al. *Prognozno-metallogenicheskiye issledovaniya pri regionalno-syemochnykh rabotakh. Metodicheskoye posobiye. Vyp. 13*. [Forecast metallogenic studies during regional survey operations. Issue 13]. Leningrad, Nedra Publ., 1985. 280 p. (In Russ.).
10. Obolenskiy A.A., ed. *Rudoobrazovaniye i geneticheskiye modeli endogennykh rudnykh formatsiy* [Ore formation and genetic models of endogenous ore associations]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1988. 344 p. (In Russ.).
11. Sadour O.G. [Modelling of geological environments based on calculation of their density and magnetization in class of complex mass distribution for various geological problems]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2012, no. 1(9), pp. 96–101. (In Russ.).
12. Khomichev V.L. *Petrologicheskaya osnova granitoidnykh rudno-magmaticheskikh sistem* [Petrologic basis for granitoid ore-magmatic systems]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2016. 286 p. (In Russ.).
13. Khomichev V.L. *Rudno-magmaticheskaya sistema medno-molibdenovykh mestorozhdeniy* [Ore-magmatic system of copper-molybdenum deposits]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2018. 296 p. (In Russ.).
14. Khomichev V.L. *Rudno-magmaticheskaya sistema mestorozhdeniy zolota* [Ore-magmatic system of gold deposits]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2019. 340 p. (In Russ.).
15. Khomichev V.L. *Rudno-magmaticheskaya sistema polimetallicheskikh mestorozhdeniy* [Ore-magmatic system of polymetallic deposits]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2020. 160 p. (In Russ.).
16. Shakhov F.N. *Magma i rudy* [Magma and ores]. *Geologiya i geofizika*, 1966, no. 10, pp. 3–9. (In Russ.).

© В. Л. Хомичев, 2021



## О ВОЗМОЖНОСТИ УВЕЛИЧЕНИЯ РЕСУРСОВ УВ СЫРЬЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)

П. Н. Соболев, А. И. Сурнин

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

Приводятся результаты геолого-разведочных работ, выполненных в 2016–2018 гг. на Синской площади, расположенной на смежной территории Вилюйской синеклизы и Алданской антеклизы. По комплексу геохимических и сейсморазведочных работ в северной части площади обосновывается выделение прогнозных зон нефтегазоаккумуляции. Прогнозные зоны выделяются на участке сокращенных толщин и выклинивания пермских и триасовых отложений. Учитывая характер вариаций концентраций УВ компонентов, сорбированных подпочвенными отложениями, предполагается преимущественно газоконденсатное состояние УВ флюидов. Появление нефтяной фазы прогнозируется для южной перспективной зоны. На основании прогнозных построений и результатов выполненных работ даются рекомендации по размещению параметрического бурения и по выделению лицензионных участков для последующих геолого-разведочных работ. Приводятся прогнозные оценки ресурсов УВ.

**Ключевые слова:** нефтегазопроисследовательские работы, приповерхностная геохимическая съемка, газообразные и парообразные УВ, зоны нефтегазоаккумуляции, ресурсы УВ.

## ABOUT THE POSSIBILITY OF HC RESOURCES INCREASE IN THE CENTRAL PART OF THE SAKHA REPUBLIC

P. N. Sobolev, A. I. Surnin

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

The article presents the results of geological exploration carried out in 2016–2018 in the Sinskaya area, located on the adjacent territory of the Vilyui syncline and Aldan antecline. Based on the complex of geochemical and seismic surveys in the northern part of the area, the identification of predicted oil and gas accumulation zones is substantiated. Predicted zones are distinguished at the site of reduced thicknesses and pinch-out of Permian and Triassic deposits. Taking into account the nature of concentration variations of HC components sorbed by subsoil sediments, it is assumed that hydrocarbon fluids have predominantly gas-condensate state. The appearance of the oil phase is predicted for the southern perspective zone. On the ground of predictive definitions and the results of performed operations, recommendations were given on the placement of parametric drilling and allocation of licensed blocks for subsequent exploration. Prognosis evaluations of HC resources are done.

**Keywords:** oil and gas exploration, near-surface geochemical survey, gaseous and vaporous hydrocarbons, oil and gas accumulation zones, HC resources.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-2-99-106

История нефтегазопроисследовательских работ в Якутии берет начало с середины прошлого века. Важным толчком для развития нефтегазопроисследовательских работ в регионе было открытие в 1956 г. первого газового промышленного месторождения на Усть-Вилюйской площади, на смежной территории Предверхоанского прогиба. В результате разворота геолого-разведочных работ (ГРП) в 1963–1969 гг. на территории Хапчагайского мегавала, в центральной части Вилюйской синеклизы были открыты газовые и газоконденсатные месторождения (Бадаранское, Неджелинское, Средневилюйское, Мстахское, Собо-Хаинское).

В 1976 г. открыто Среднетюнжское газоконденсатное месторождение на Логлорском структурном мысу, расположенном на северо-западном склоне Вилюйской синеклизы, а в 1985 г. – пока последнее в нефтегазоносной области (НГО) два небольших газоконденсатных месторождения, связанных с антиклинальными структурами (Андылахское и Нижнетюкянское). Часть выделенных структур не подтвердилась в результате проведения ГРП, а сре-

ди выявленных многие имеют небольшие размеры и, вероятно, незначительные запасы УВ.

Ввиду истощения фонда структур на территории Вилюйской НГО в 1990-е гг. актуальными стали поиск и оценка возможностей определения литологически и стратиграфически экранированных залежей УВ. В этом отношении интерес представляют южный и северный склоны Вилюйской синеклизы. Их можно рассматривать в качестве зон разгрузки УВ, генерированных в палеоочагах с мощными толщами нефтегазоматеринских пород, которые связаны с крупными отрицательными структурами – Линденской впадиной, Лунгхинско-Келинским мегапрогибом, Южно-Хапчагайским прогибом. По нашим последним количественным оценкам масштабов нефтегазообразования в пермских отложениях центральной части Вилюйской синеклизы, интенсивность эмиграции битумоидов составляла 400–1500 тыс. т на 1 км<sup>2</sup>. Процессы генерации УВ газов оцениваются еще выше. На территории Линденской впадины соответствующие показатели про-





гнозируются на уровне 2000–7000 млн м<sup>3</sup> на 1 км<sup>2</sup>, Лунгинско-Келинского прогиба – 1000–3000 млн м<sup>3</sup> на 1 км<sup>2</sup>. Также можно отметить, что в краевых частях Вилюйской синеклизы вполне вероятно наличие источников УВ и в венд-рифейских и в кембрийских отложениях [3]. Возможность существования залежей УВ на южном склоне Вилюйской синеклизы в последние годы обосновывается специалистами ВНИГРИ, которые дали прогноз нефтяных залежей в триасовых и пермских отложениях на смежной площади Вилюйской синеклизы и Алданской антеклизы. Высокая оценка перспектив мезозойских и пермских отложений северного склона Якутского погребенного поднятия была сделана специалистами ИПНГ СО РАН [5, 6] и в диссертационной работе А. В. Погодаева [4].

Определенный оптимизм вселяют результаты проведенного в последние годы АО «Росгеология» комплекса геолого-геофизических работ на Синской площади (смежная территория Вилюйской синеклизы и Алданской антеклизы): сейсморазведочные, электроразведочные, гравимагнитные исследования и приповерхностная газогеохимическая и битуминологическая съемки, выполненные вдоль сейсмических профилей. В данной статье рассмотрены результаты, полученные главным образом в ходе приповерхностной газогеохимической съемки и основанные на этом прогнозные построения.

#### **Методика проведения приповерхностной газогеохимической съемки**

Используемая методика газогеохимических исследований основана на изучении газо- и паробразных УВ, сорбированных элювиальными образованиями верхней части разреза. Определенную информацию дает также изучение ряда углеводородных компонентов (углекислый газ, водород, гелий). Объект изучения – грунты (подпочвенные элювиальные образования). Полевые работы включали отбор грунтов из мелких скважин (глубиной 1 м) вдоль сети сейсмических профилей и консервацию проб с последующим направлением в стационарную лабораторию для дегазации и газохроматографического анализа полученных газоздушных смесей (ГВС).

Аналитические исследования проб ГВС выполнялись в аттестованной в системе Росаккредитация испытательной лаборатории АО «СНИИГГиМС» (аттестат аккредитации RA.RU.21ГЛ02, выданный 13.11.2017). Определение компонентного состава газовых проб проводилось согласно методике СТО ИГ-026-11, аттестованной в соответствии с ГОСТ Р 8.563-2009 (свидетельство об аттестации № 272/2016-01.00115-2013, выдано ФГБУ «ВИМС»). Измерения проводились на газовом хроматографе «Хроматэк-Кристалл 5000.2» (свидетельство об утверждении типа средств измерений RU.C.39.118.A № 55590/1).

Методика предусматривает хроматографическое определение углеводородных и неуглеводородных компонентов газовой пробы: метана и его гомологов до гептана включительно, бензола, Н<sub>2</sub>, СО<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, О<sub>2</sub> и Не.

#### **Прогнозные построения**

Прогноз нефтегазоносности территории Синского участка выполнялся по комплексу геолого-геохимических данных. При этом учитывалась модель геологического строения участка, основанная на материалах сейсморазведочных работ и ретроспективных материалах, полученных в ходе ГРП предшествующего периода. Основной составной частью прогноза является совместный анализ характера приповерхностного геохимического поля и геологической модели, полученной по сейсмическим данным. При этом наиболее важно выделение на профилях участков повышенных и контрастных вариаций концентраций УВ компонентов, интерпретируемых в качестве проекций на земную поверхность прогнозных зон контактов пластовых флюидов разного фазового состояния (ГВК, ВНК и ГНК). Как показывает опыт газогеохимических работ, именно в переходных зонах от углеводородного насыщения к пластовым водам фиксируются контрастно меняющиеся и резко повышенные концентрации сорбированных приповерхностными отложениями газовых компонентов.

Так, при изучении антиклинальных ловушек часто фиксируется кольцеобразный характер распределения газовых компонентов, при котором по периферии залежей наблюдается повышение концентраций УВ газов и диоксида углерода. Обобщая данные различных авторов, занимавшихся проблемами газогеохимических поисков, и материалы собственных исследований, можно отметить, что кольцевой характер геохимического поля характерен для условий, когда залежь связана с антиклинальной ловушкой и УВ подстилаются пластовыми водами. При этом различными исследователями используются различные объяснения указанного явления. На наш взгляд, наиболее вероятно следующее объяснение, обоснованное иркутскими геохимиками еще в 1970-е гг. [7]. На примере различных залежей достаточно уверенно установлено то, что зоны водонефтяных и водно-газовых контактов весьма подвижны [1]. Особенно это касается залежей УВ в толщах, переживших длительную историю формирования, переформирования с частым изменением положения водонефтяных контактов. В зонах ВНК и ГНК интенсивно проходят окислительно-восстановительные реакции с выделением газообразных продуктов окисления УВ. Кроме того, растворимость УВ газов в нефти и в конденсатной части залежи намного выше, чем в воде. За счет этого при изменении положения водонефтяного контакта в законтурных водах происходит их выделение в свободную фазу. В ходе данных процес-



сов при углеводородной дегазации приконтактных вод вокруг залежей образуются повышенные концентрации газов, которые при вертикальной миграции могут давать кольцеобразные аномалии в приповерхностных отложениях, а также на более глубоких уровнях антиклинальной структуры. В свою очередь, для залежей с литологическим или литолого-стратиграфическим экранированием аномалии приобретают полосовидный характер. Наш многолетний опыт газеогехимических съемок подтверждает эту точку зрения. Выделение на изучаемой территории проекций зон контактов флюидов разного фазового состояния с учетом возможных типов ловушек приводит к существенному уточнению прогнозных построений. Такой подход использован нами на территории Синской площади.

### Обсуждение результатов и рекомендации

Для территории Синской площади, на которой была выполнена сеть сейсмических профилей, для анализа были выбраны профили субмеридиональной ориентировки. Это направление наиболее интересно, поскольку оно проходит вкрест простирания перспективных отложений перми и мезозоя, пересекая зоны сокращения их толщин и выклинивания. Обобщение графиков изменения концентраций УВ компонентов вдоль сейсмопрофилей показало следующее.

В пределах контура развития пермских отложений в приповерхностном геохимическом поле на сейсмических профилях фиксируются участки повышенных и резко дифференцированных значений концентраций суммы газообразных гомологов метана. Такие участки группируются в протяженные зоны, субпараллельные простиранию отложений осадочного чехла. Характерные вариации концентраций УВ, сорбированных приповерхностными отложениями, иллюстрируются на примере сейсмического профиля № 160515 (рис. 1). Согласно сейсмогеологическим данным участок резкого повышения концентраций УВ совпадает с участком сокращения толщин и выклинивания пермских отложений. Подобные вариации концентраций газообразных гомологов метана отмечаются практически на всех профилях субмеридиональной ориентировки. Это явление не случайно и, на наш взгляд, объясняется пересечением профилями зон ГVK газоконденсатных залежей (залежи). Участки повышенных концентраций в приповерхностном геохимическом поле представляют собой проекции зон ГVK (или ВNK) на земную поверхность. Часто повышения концентраций УВ газов на этих участках сопровождаются аналогичными повышениями концентраций паровых гомологов метана ( $C_5-C_7$ ). Это позволяет предполагать повышенное содержание в вероятных залежах конденсатной фазы или даже нефтяных оторочек.

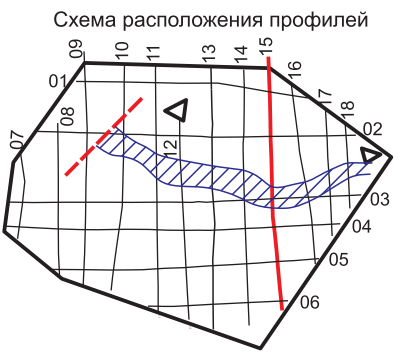
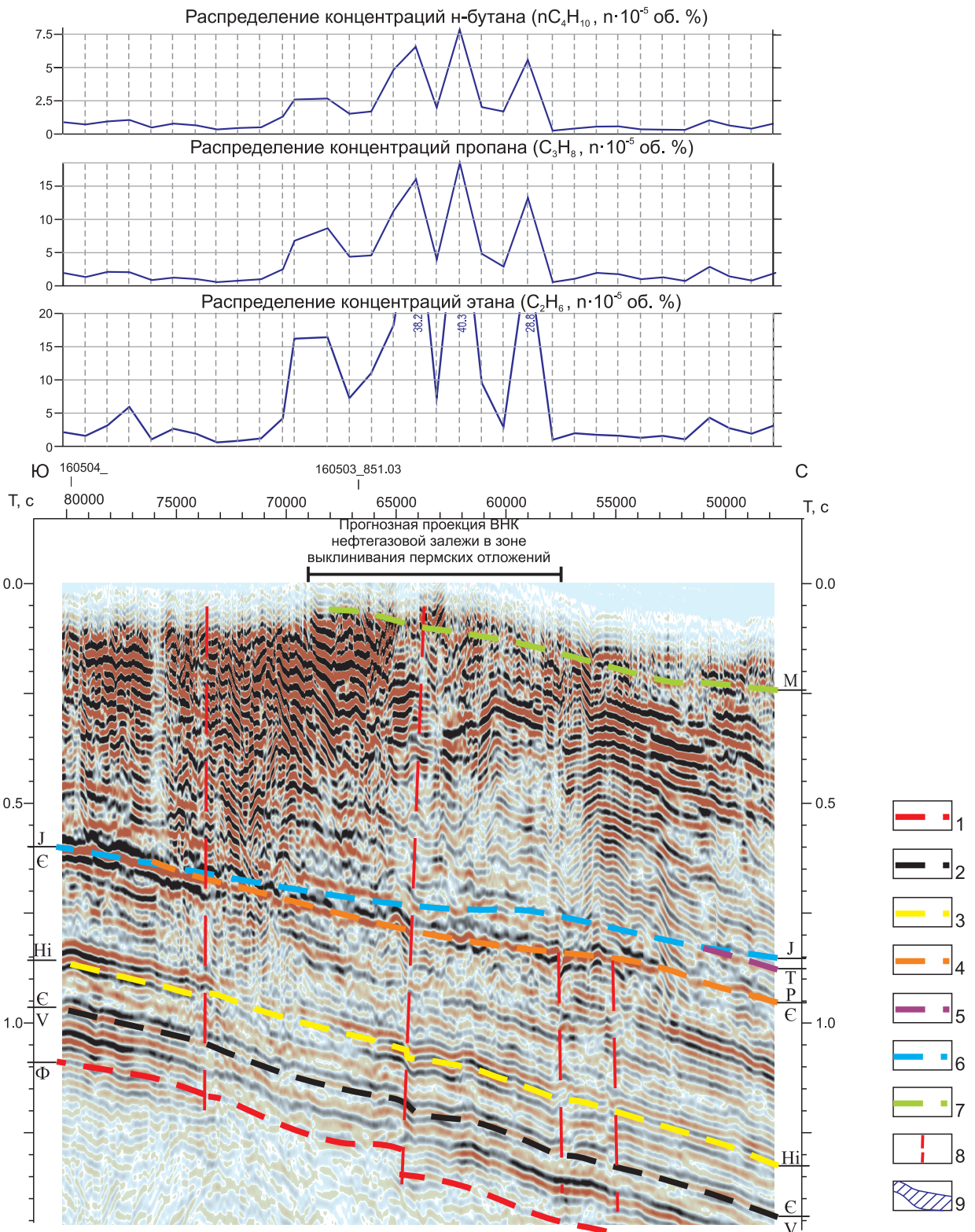
Обобщение полученных геохимических материалов по Синской площади позволяет наметить

контуры прогнозной проекции на поверхность зон раздела флюидов разного фазового состояния (рис. 2). Судя по значительной протяженности (до 90 км) и извилистым очертаниям таких зон, вряд ли это проекции ГVK единой крупной залежи, скорее всего, нескольких залежей, сменяющих друг друга в субширотном направлении. В пользу этого предположения свидетельствует неоднородность состава УВ компонентов с резко дифференцированными концентрациями на разных профилях. Судя по субширотной ориентировке зоны, маловероятно, что осложнения приповерхностного геохимического поля связаны с проницаемыми зонами дизъюнктивных нарушений, которые на Синской площади имеют северо-восточную ориентировку. В то же время вполне возможно, что такие дизъюнктивные нарушения разделяют залежи, обуславливая блоковое («клавишное») строение всей зоны.

Выявление зон, оцениваемых в качестве проекции на поверхность контакта флюидов разного фазового состава, вместе с геолого-геофизическими данными стало основой для создания карты прогнозных объектов для северной части Синской площади. Построения выполнены для перспективных пермских и мезозойских отложений. Уже было указано на региональные предпосылки перспектив нефтегазоносности Синской площади. Условием для формирования скоплений УВ в рассматриваемой зоне можно считать вероятные латеральные перетоки УВ, генерированных РОВ пермских отложений в палеоочагах, которые расположены к северу от Синской площади. Здесь в пределах Лунгхинско-Келинского и Южно-Неджелинского мегапрогибов РОВ пермских отложений преобразовано до градаций  $МК_2-MK_4$ . Это свидетельствует о довольно высокой степени реализации их исходного потенциала. Кроме того, вполне вероятен также подток УВ в результате субвертикальной миграции из нижних частей осадочного чехла (породы и инканской свиты кембрия, прослой нефтематеринских пород в составе вендских отложений).

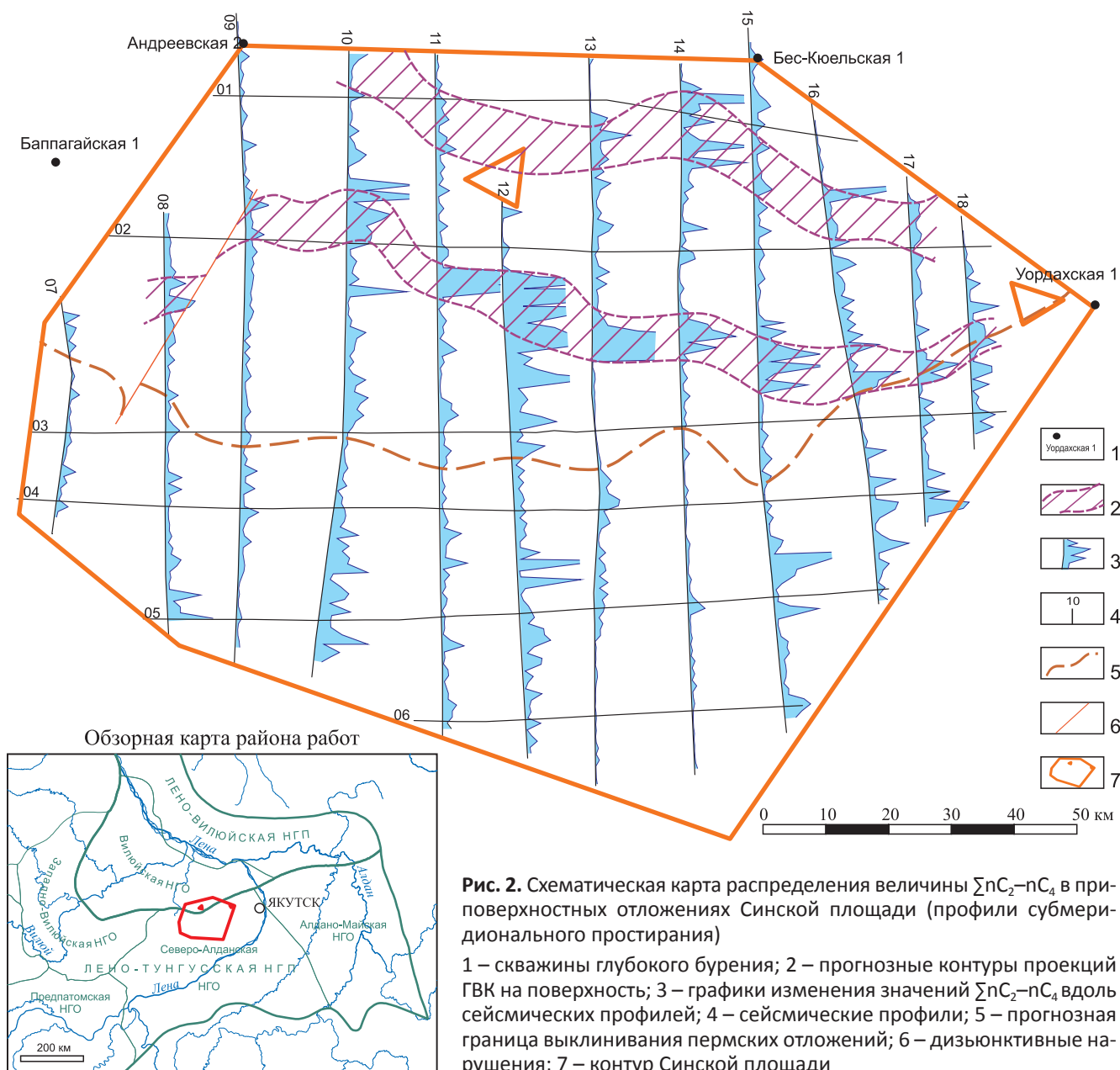
По результатам проведенных на Синской площади геолого-геохимических работ в ее северной части выделяются две перспективные зоны (рис. 3). Первая прогнозируется в краевой северо-восточной части площади между субширотными профилями 160501 и 160502. Основанием для этого служат зафиксированные на северных флангах профилей 160611–160518 участки повышенных и резко дифференцированных концентраций газообразных гомологов метана. Зона оценивается как газоносная. Не исключено, что она протягивается к северу от Синской площади. Возможные скопления УВ предположительно связаны с таганджинским резервуаром [2]. Проницаемой частью резервуара могут быть терригенные коллекторы таганджинской и мономской свит нижнего триаса, флюидоупором – глинистые пачки в верхней части мономской





**Рис. 1.** Фрагмент сейсмического профиля 160515. Синяя площадь (северный склон Алданской антеклизы)

Геологические границы по сейсмическим данным: 1 – ОГФ – поверхность кристаллического фундамента, 2 – венд – кембрий, 3 – ОГНи – кровля иниканской свиты нижнего – среднего кембрия; 4–7 – подошвы отложений: 4 – пермских, 5 – триасовых, 6 – юрских, 7 – меловых; 8 – дизъюнктивные нарушения; 9 – прогнозный контур зоны ГВК залежей, связанных с зоной выклинивания пермских отложений



**Рис. 2.** Схематическая карта распределения величины  $\sum nC_2-nC_4$  в приповерхностных отложениях Синской площади (профили субмеридионального простирания)  
 1 – скважины глубокого бурения; 2 – прогнозные контуры проекций ГVK на поверхность; 3 – графики изменения значений  $\sum nC_2-nC_4$  вдоль сейсмических профилей; 4 – сейсмические профили; 5 – прогнозная граница выклинивания пермских отложений; 6 – дизъюнктивные нарушения; 7 – контур Синской площади

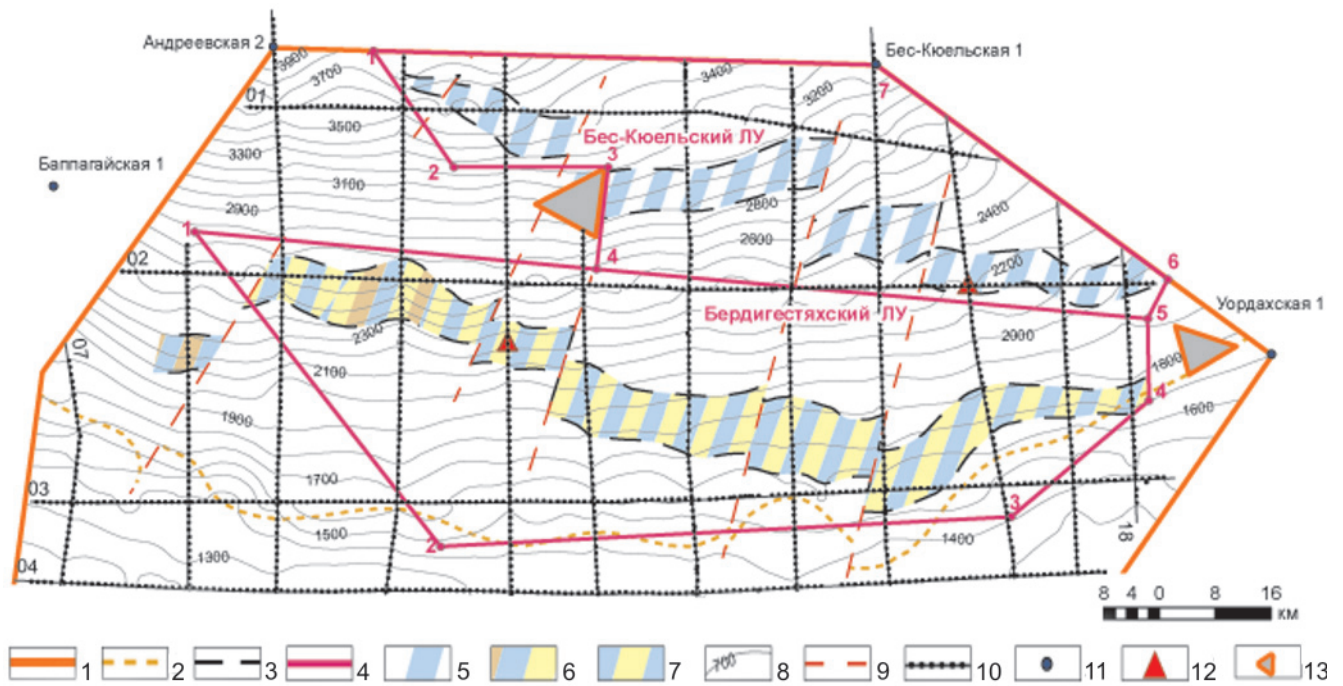
свиты. Для характеристики возможного резервуара пока нет конкретных данных. В непосредственной близости в юрских отложениях закончено бурение Бес-Кюельской скв. 1.

Вторая зона прогнозируется к югу от первой, между субширотными профилями 160502 и 160503 (см. рис. 3). Она выделяется по характеру приповерхностного геохимического поля на субмеридиональных профилях 160509–160518 и, вероятно, также представлена серией залежей, разделенных дизъюнктивными нарушениями. По вариациям различных УВ компонентов можно предполагать в составе возможных залежей увеличение роли жидких УВ; здесь не исключено присутствие нефтяных оторочек. Для этой зоны вероятно продуктивность аналогов неджелинского резервуара, выделяемого в пределах Вилюйской НГО [2], который включает неджелинскую свиту нижнего триаса и песчаные пласты верхней перми.

Таким образом, выполненные построения подтверждают мнение ряда специалистов о высокой перспективности мезозойско-верхнепалеозойских отложений в зоне их выклинивания, на границе Вилюйской синеклизы и Алданской антеклизы [4–6]. Вместе с тем необходимо отметить, что выполненный прогноз опирается только на результаты региональных геофизических работ и приповерхностной геохимической съемки. В связи с отсутствием глубокого бурения в районе исследований нет данных по характеристике разреза, фильтрационно-емкостным свойствам, флюидонасыщенности, толщинам, литологии коллекторов и флюидоупоров. С целью уточнения прогноза и повышения инвестиционной привлекательности территории даны рекомендации по дальнейшим направлениям ГРП и лицензированию территории.

**Бурение глубоких скважин.** В контурах каждой из выделенных перспективных зон предлага-





**Рис. 3.** Карта перспективных объектов в северной части Синской площади

1–4 – границы: 1 – Синского участка, 2 – выклинивания пермских отложений, 3 – прогнозных залежей УВ, 4 – участков, предлагаемых для лицензирования; 5–7 – фазовый состав в прогнозных зонах нефтегазоаккумуляции: 5 – газовые, 6 – нефтегазоконденсатные, 7 – газоконденсатные; 8 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента по сейсмическим данным; 9 – прогнозные дизъюнктивные нарушения; 10 – сейсмические профили с геохимическим опробованием; скважины: 11 – глубокие, 12 – рекомендуемые параметрические; 13 – особо охраняемые территории

ется бурение по одной параметрической скважине (см. рис. 3).

Для изучения перспективного разреза пермских и триасовых отложений рекомендуется заложить скважину глубиной 2400 м на профиле 160511, в 7 км южнее его пересечения с профилем 160502, недалеко от круглогодично действующей автотрассы. Планируется вскрытие кристаллического фундамента на глубине 2300–2350 м. Основные задачи, решаемые бурением скважины:

- 1) проверка высотной привязки сейсмических горизонтов;
- 2) оценка перспектив нефтегазоносности пермо-триасовых отложений;
- 3) изучение промыслово-геофизических параметров пермо-триасовых отложений;
- 4) комплекс литологических, петрофизических, стратиграфических геохимических исследований пермо-триасовых отложений;
- 5) изучение пластовых флюидов.

Кроме того, важным представляется попутное изучение доманикоидных отложений иниканской свиты кембрийского возраста (возможная глубина отложений 1600–1700 м). Для этого необходим детальный отбор керна и его комплексное изучение (геохимическое, петрофизическое, ФЭС). Данная задача ставится с целью обоснования дальнейших работ по изучению возможностей поисков «сланцевой» нефти в иниканской свите.

Еще одна параметрическая скважина рекомендуется в районе пересечения сейсмопрофилей

160516 и 160502 на северо-востоке Синской площади. Глубина скважины 2350 м, на забое предполагается вскрыть кристаллический фундамент. Основные задачи бурения:

- 1) проверка высотной привязки сейсмических горизонтов;
- 2) изучение нефтегазоносности и строения пермских и триасовых отложений;
- 3) изучение промыслово-геофизических параметров пермо-триасовых отложений;
- 4) комплекс петрофизических, емкостных и литологических исследований пермских и триасовых отложений;
- 5) исследование пластовых флюидов.

Как и для первой скважины, необходима проходка пород иниканской свиты с отбором керна в целях комплексного изучения доманикоидных отложений.

Представляется, что по результатам бурения рекомендуемых параметрических скважин будет доказана промышленная нефтегазоносность Синской площади. Будут также получены материалы, необходимые для обоснования дальнейших ГРП. Все это повысит инвестиционную привлекательность как Синской площади в целом, так и ее отдельных объектов.

**Предложения по лицензированию.** По результатам исследований, выполненных на Синской площади, предлагается включить в перечень объектов для лицензирования следующие участки (см. рис. 3).

1. Бес-Кюельский участок (2510 км<sup>2</sup>) в северо-восточной части Синской площади, в администра-



тивном отношении – в северной части Горного улуса Республики Саха (Якутия).

В геологическом отношении участок выделяется в зоне развития перспективных отложений пермского и триасового возраста, определенной по комплексу сейсмических и газогеохимических работ. В ее пределах прогнозируется серия литологически и стратиграфически экранированных газоконденсатных залежей, возможно, с нефтяной оторочкой в триасовых отложениях и верхней части пермских. Прогнозные газоконденсатные скопления связаны с таганджинским резервуаром. Проницаемая его часть – песчаные пласты таганджинской и мономской свит триаса, тарагайской свиты перми; флюидоупор – глинистые пласты в верхней части мономской свиты нижнего триаса. В пределах участка прогнозные ресурсы газа по категории  $D_n$  оцениваются в 360,5 млрд  $m^3$ , конденсата 5,4 млн т.

На Бес-Кюельском участке определенный интерес представляют также доманикоидные отложения иниканской свиты нижнего – среднего кембрия, оцениваемые в качестве аналогов баженовской свиты Западной Сибири. Эти отложения являются возможным источником «сланцевой» нефти.

Абсолютные отметки поверхности кристаллического фундамента в пределах Бес-Кюельского участка составляют  $-3700 \dots -2100$  м, уменьшаясь в направлении с северо-запада на юго-восток. Перспективные пермо-триасовые отложения прогнозируются на глубинах 1200–1600 м.

2. *Бердигестяхский участок* (4138 км<sup>2</sup>) в северной части Синской площади, к югу от Бес-Кюельского (см. рис. 3), в Горном улусе Республики Саха (Якутия).

Здесь прогнозируется зона нефтегазонакопления в пермских отложениях, связанная с сокращением их толщин и выклиниванием. Зона выделена по комплексу сейсмических и геохимических данных. Предполагается серия субширотного ориентированных литологически и стратиграфически экранированных залежей, разделенных дизъюнктивными нарушениями. Наполнение ловушек газоконденсатное, но вполне вероятно присутствие нефтяных оторочек, особенно в западной части. Согласно оценкам в пределах зоны прогнозные ресурсы газа по категории  $D_n$  составляют около 350 млрд  $m^3$  УУВ, конденсата 7 млн т; оценка нефтяных ресурсов не выполнялась. По имеющимся структурным построениям абсолютные отметки поверхности кристаллического фундамента варьируют от  $-2700$  до  $-1500$  м, повышаясь в южном направлении. Глубины кровли перспективных пермских отложений достигают 900–1300 м.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Вторичные** изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения залежей углеводородов и их значение для оптимизации геологоразведочных работ / под ред. Р. С. Сахибгареева, Л. Н. Капченко. – Л.: ВНИГРИ, 1990. – 263 с.

2. **Геология** нефти и газа Сибирской платформы / А. С. Анциферов, В. Е. Бакин, И. П. Варламов и др.; под ред. А. Э. Конторовича, В. С. Суркова, А. А. Трофимука. – М.: Недра, 1981. – 552 с.

3. **Полякова И. Д., Стасова О. Ф.** Геохимия нафтидов северо-востока Сибирской платформы в связи с условиями их формирования и разрушения // Геохимические и гидрогеологические предпосылки поисков нефти и газа в Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. – С. 70–82.

4. **Погодаев А. В.** Особенности геологического строения, закономерности формирования и размещения газоконденсатных месторождений Вилульской синеклизы, обоснование новых направлений нефтегазопроисловых работ: автореф. дис. ... к. г.-м. н. – Якутск, 2019. – 22 с.

5. **Сафронов А. Ф.** Перспективы наращивания сырьевой базы нефтегазодобычи на территории РС (Я) // Наука и техника в Якутии. – 2009. – № 2 (17). – С. 15–21.

6. **Сивцев А. И., Чалая О. Н., Зуева И. Н.** Перспективы нефтегазонаосности центральной Якутии как ресурс энергобезопасности // Нефтегазовое дело. – 2016. – № 2. – С. 71–83. – Точка доступа: <http://ogbus.ru>.

7. **Структура** ореолов рассеяния газов над залежами углеводородов / В. П. Исаев, Е. П. Костюченкова, В. В. Павленко и др. // Геология нефти и газа. – 1985. – № 12. – С. 44–51.

## REFERENCES

1. Sakhigbareeva R.S., Kapchenko L.N. eds. *Vtorichnyye izmeneniya kollektorov v protsesse formirovaniya i razrusheniya zalezhey uglevodorodov i ikh znacheniye dlya optimizatsii geologo-razvedochnykh rabot* [Secondary alterations of reservoirs in the process of formation and petroleum loss, implications for optimizing geological exploration]. Leningrad, VNIIGRI Publ., 1990. 263 p. (In Russ.).

2. Antsiferov A.S., Bakin V.E., Varlamov I.P., et al. *Geologiya nefi i gaza Sibirskoy platformy* [Oil and gas geology of the Siberian Platform]. Moscow, Nedra Publ., 1981. 552 p. (In Russ.).

3. Polyakova I.D., Stasova O.F. [Geochemistry of naphthides in the northeast Siberian Platform and their formation and destruction conditions]. *Geokhimicheskiye i gidrogeologicheskiye predposylki poiskov nefi i gaza v Sibiri* [Geochemical and hydrogeological prerequisites for petroleum exploration in Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 1983, pp. 70–82. (In Russ.).

4. Pogodaev A.V. *Osobennosti geologicheskogo stroeniya, zakonomernosti formirovaniya i razmeshcheniya gazokondensatnykh mestorozhdeniy Vilyuyskoy sineklizy, obosnovaniye novykh napravleniy neftegazoposkovykh rabot. Avtoref. kand. dis.* [Features of geological structure, regularities of formation and distribution of gas condensate fields of the Vilyui syncline, substantiation of new areas of oil and gas exploration. Author's abstract of PhD thesis]. Yakutsk, 2019. 22 p. (In Russ.).





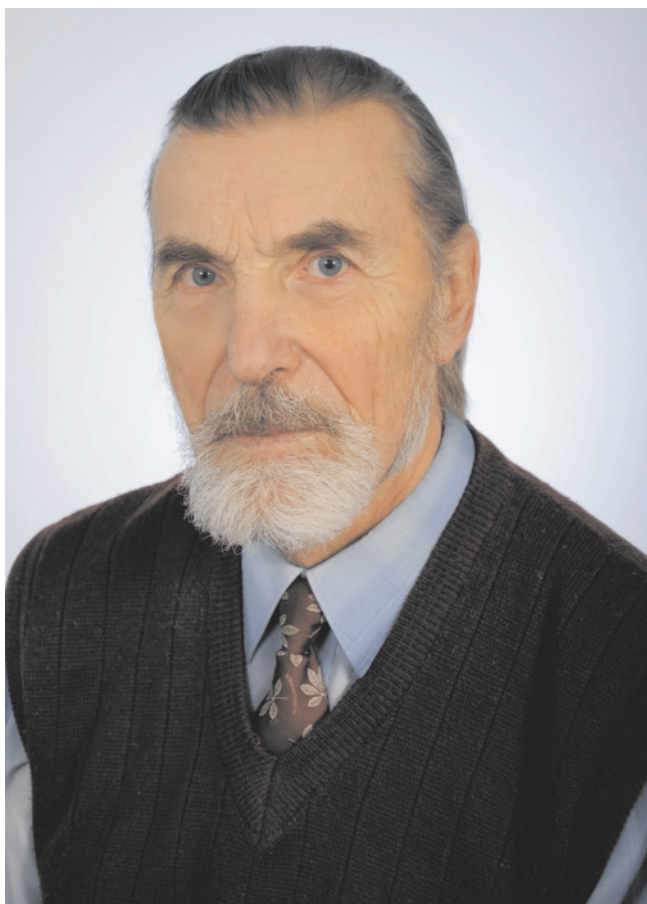
5. Safronov A.F. [Prospects for buildup of the resource base of oil and gas production in the Republic of Sakha (Yakutia)]. *Nauka i tekhnika v Yakutii*, 2009, no. 2(17), pp. 15–21.

6. Sivtsev A.I., Chalaya O.N., Zueva I.N. [Hydrocarbon potential of Central Yakutia as an energy security

resource]. *Neftegazovoye delo*, 2016, no. 2, pp. 71–83. Available at: <http://ogbus.ru>. (In Russ.).

7. Isaev V.P., Kostyuchenkova E.P., Pavlenko V.V., et al. [Gas scattering halo structure above hydrocarbon pools]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 1985, no. 12, pp. 44–51. (In Russ.).

© П. Н. Соколев, А. И. Сурнин, 2021



## ОДНОКАШНИК, КОЛЛЕГА, ДРУГ

Памяти  
Геннадия Николаевича Черкасова

MESSTMATE, COLLEAGUE, FRIEND

In memoriam of Gennadiy Cherkasov

9 марта 2021 г. СНИИГГиМС понес тяжелую утрату: на 84-м году жизни скончался от COVID-19 главный научный сотрудник, доктор геолого-минералогических наук Геннадий Николаевич Черкасов.

С Геней я учился в Томском политехническом институте (ТПИ) в одной группе № 235 («геология и разведка месторождений полезных ископаемых»). Поступили мы с ним в ТПИ в 1955 г. Он родился в г. Усолье Иркутской области, а я на станции Магдагачи Амурской области. В 1960 г. Гена окончил ТПИ и по распределению был направлен в СНИИГГиМС, где плодотворно трудился ровно 60 лет. А я по распределению попал в Новосибирскую геолого-поисковую экспедицию (НГПЭ), где проработал 6 лет на геологической съемке масштабов 1:200 000 и 1:50 000. Но затем был приглашен в СНИИГГиМС как геоморфолог. Там мы вновь встретились с Геней.

Поднимаясь по карьерной лестнице, Геннадий Николаевич руководил сектором, затем отделом. В 1970 г. он защитил кандидатскую диссертацию по теме «Некоторые литолого-геохимические и климатические особенности коро- и осадкообразования в ордовике и раннем силуре западной части Сибирской платформы», а в 1997 г. – докторскую «Методы генетических реконструкций алюминиевых руд с целью повышения их прогноза и поиска в Сибири».

Научные интересы Геннадия Николаевича были весьма обширны: геологические критерии

формирования месторождений фосфоритов, бокситов, железа, марганца и ильменит-цирконовых россыпей, идеология образования месторождений золота, урана, алмазов, алюминиевых руд и алгоритм их прогноза и поиска. В процессе исследования земных недр СССР и затем России он прошел Урал, Северный Казахстан, Якутию, Забайкалье, Камчатку и Курилы. Кроме того, он интересовался происхождением нефти и в своих выступлениях и докладах отстаивал точку зрения о ее неорганическом происхождении.

Геннадий Николаевич открыл месторождение поделочных яшм в Якутии, там же спрогнозировал и открыл два единственных в мире месторождения алюминитов (засекречены МО СССР), два месторождения андалузит-хлоритоидных руд на севере Енисейского кряжа, а еще месторождение рудного золота в Горной Шории.

Он получил четыре авторских свидетельства и патент на создание поисковых методик и технологий переработки руд, был автором и соавтором семи монографий, двух методических руководств, опубликовал 190 научных статей.

Гена отличался широким научным кругозором, независимостью мышления, оригинальными идеями и способностью отстаивать их в научных дискуссиях. В научно-исследовательской работе он видел смысл своей жизни.

Он был отличным спортсменом, имел 1-й разряд по лыжам и выступал в многочисленных со-





ревнованиях по лыжам и биатлону как в ТПИ, так и в СНИИГГиМСе. Многие годы он возглавлял спортивную работу в институте, входил в областной совет ДСО «Спартак», а также был членом редколлегии отдельской газеты «Рудознатец» и заместителем главного редактора институтской газеты.

За свою научную и общественную деятельность фото Геннадия Николаевича было помещено на Доску почета института, он трижды награждался знаками «Победитель соцсоревнования», а МПР отметило его заслуги знаками «Отличник разведки недр» и «Почетный разведчик недр». В 1988 г. ему была вручена медаль «Ветеран труда», он был награжден памятным знаком Федерального агентства по недропользованию «65 лет Победы в Великой отечественной войне 1941–1945 гг.».

В 2019 г. нам с Геннадием Николаевичем был присужден Почетный диплом газеты «Советская Россия» за лучшую журналистскую работу в 2019 г. с вручением денежного приза. Эта статья касалась плачевного состояния отраслевой науки и отраслевой геологии.

Гена был замечательным семьянином. Его жена Ольга Георгиевна была сотрудницей нашего института. У них три дочери. Гена опубликовал несколько удивительно лирических и душевных стихов. Он не был равнодушным человеком и на него всегда можно было положиться. Нам всем будет очень и очень его не хватать.

В заключение я хочу привести прощальное стихотворение «Все», написанное Генной еще в 1992 г., почти 30 лет назад.

*Лед трещит от холода, крошатся торосы,  
Стелется поземка, близится метель.  
Страшно обессилел я, леденеют ноги,  
И мороз кладет меня в снежную постель.  
Холод к сердцу тянется, онемели руки,  
И поплыл я облаком из весенних грез.  
Не кляни, любимая, что забыл дорогу,  
Всей душой спешил к тебе,  
да во льдах замерз.*

*Ветер, быстрой птицею донеси тревогу,  
Передай любимой, пусть меня не ждет.  
Пусть с друзьями близкими*

*за столом помянет,  
Да пусть память обо мне для сына сбережет.  
Лед трещит от холода, крошатся торосы,  
Снежными зарядами мечется метель,  
Над моим пристанищем*

*с погребальным плачем  
Кроет белым саваном вечную постель.*

Последнюю свою монографию он закончить не успел. Она называлась бы «Концепция алмазообразования в основных тектонических структурах литосферы и алгоритм поиска в них коренных месторождений».

*Ю. И. Лоскутов, бывший гл. н. с. СНИИГГиМС,  
к. г.-м. н., д. геогр. н.*



## ИМЯ В ПРОФЕССИИ

Памяти Зои Яковлевны Сердюк

NAME IN THE PROFESSION  
In memoriam of Zoya Serdyuk

10 марта 2021 г. на 94-м году ушла из жизни Зоя Яковлевна Сердюк, широко известный специалист в области литологии, петрографии и минералогии угленосных и нефтегазоносных отложений Западной Сибири.

Родилась З.Я. Сердюк в 1927 г. в с. Пашково Барвенковского района Харьковской области. Окончив среднюю школу в 1945 г., поступила на геолого-географический факультет Ростовского государственного университета, где в 1951 г. получила диплом геолога. В том же году она начала работать в Западно-Сибирском геологическом управлении, изучая геологию Кузнецкого угольного бассейна. Затем были Омская экспедиция Новосибирского территориального геологического управления, Комплексная тематическая экспедиция ПГО «Новосибирсгеология», и уже с 1959 г. Зоя Яковлевна становится бессменным начальником литолого-петрографической партии, сохраняя свой высокий статус независимо от проводимых реорганизаций Новосибирского геологического управления. В 1966 г. она успешно окончила заочную аспирантуру Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова (кафедра исторической и региональной геологии), защитив диссертацию по теме «Литология, фации и коллекторы юрских отложений Обь-Иртышского междуречья» с присуждением ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.

Особое внимание Зоя Яковлевна уделяла образованию и профессиональному росту своих сотрудников, ведь кадровый костяк ее партии составляли женщины. После развала геологической службы в конце 1990-х гг. Зоя Яковлевна перешла со всем своим коллективом в ОАО «Центральная геофизическая экспедиция» на должность начальника литолого-петрографической партии, а в 2011 г., так же со своим коллективом, – в Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья.

Областью профессиональных интересов Зои Яковлевны были условия осадконакопления доюрских и юрско-неокомских нефтегазоносных отложений Западной Сибири и их постседиментационное преобразование под влиянием глубинной гидротермальной деятельности и глубинного углекислого газа. Широта взглядов и знаний позволяли ей решать практические задачи по выявлению благоприятных условий осадконакопления при формировании залежей углеводородов в комплексе с данными по геофизике, тектоники, хроностратиграфии, детального фациального анализа. Все скважины, места размещения которых рекомендовались ею для бурения на нефть и газ, были продуктивными. На территории Омской области она лично изучила тысячи метров керна по скважинам Тевризского, Прирахтовского, Ягыл-Яхского, Тайтымского и других место-





рождений. Она проводила литолого-фациальные исследования цирконосодержащих палеогеновых отложений на территории Омской (Тарская россыпь) и Новосибирской областей.

Всю свою профессиональную жизнь проработав в производственных геологических организациях, Зоя Яковлевна большое внимание уделяла научным исследованиям, суть которых отражена в шести монографиях и более чем 200 статьях. Ее исследования всегда являлись основой важных практических рекомендаций, широко востребованных крупными недропользователями нефтегазового сектора Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Ученица профессора Г. Ф. Крашенинникова, З. Я. Сердюк всю свою профессиональную жизнь геолога-исследователя посвятила методике разработки тектоно-седиментационной модели осадконакопления юрско-неокомских отложений на унаследованно растущих поднятиях бассейнов седимен-

тации. З. Я. Сердюк была членом Научного совета по минералогическим методам исследования (ВИМС) с 1986 г. и вплоть до закрытия, была членом диссертационного совета при СНИИГГиМС.

Заслуги З. Я. Сердюк в освоении недр Западно-Сибирской нефтегазовой провинции получили высокую оценку: знак «Отличник разведки недр» (1977), бронзовая медаль «За достигнутые успехи в развитии народного хозяйства СССР» (1982), медаль «За заслуги в разведке недр» (1983), медаль «За освоение недр и развитие нефтегазового комплекса Западной Сибири» (1988), знак «Почетный разведчик недр» (1990), орден «За заслуги перед Отечеством» II степени (1998), юбилейный знак «300 лет горно-геологической службы России» (2000).

Коллеги Зои Яковлевны неизменно отмечали как ее исключительную компетентность и требовательность, так и ее высокие человеческие качества – открытость, доброжелательность, заботливость.

*О. В. Шиганова*



## НАШИ АВТОРЫ

**АВРАМЕНКО Эсфирь Борисовна**, Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия, менеджер. *E-mail: evavramenko@tnnc.rosneft.ru*

**АЛИФИРОВ Александр Сергеевич**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: alifirovas@ipgg.sbras.ru*

**БУМАГИНА Варвара Андреевна**, Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия, вед. специалист. *E-mail: vabumagina@tnnc.rosneft.ru*

**ВАРАКСИНА Ирина Валерьевна**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: VaraksinaIV@ipgg.sbras.ru*

**ВЕДЕРНИКОВ Геннадий Васильевич**, ООО «НМТ-Сейс», Новосибирск, Россия, д. г.-м. н.

**ГРИЩЕНКО Марина Афанасьевна**, Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия, ст. эксперт, к. г.-м. н. *E-mail: magrischenko@tnnc.rosneft.ru*

**ДОЛГУШИН Александр Павлович**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск Россия; ОП «Березовгеология», гл. геолог, к. г.-м. н. *E-mail: dolgushin1960@mail.ru*

**ДОЛГУШИН Сергей Степанович**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск Россия, глав. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: dolgushin411@mail.ru*

**ИВАНОВА Наталья Алексеевна**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, нач. отдела, к. г.-м. н. *E-mail: ivanova.litolog@yandex.ru*

**ИГОЛЬНИКОВ Александр Евгеньевич**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: igolnikovae@ipgg.sbras.ru*

**КУДАМАНОВ Александр Иванович**, Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия, эксперт, к. г.-м. н. *E-mail: aikudamanov@tnnc.rosneft.ru*

**ЛИПЯНИНА Алена Владимировна**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, инженер. *E-mail: ivanova.litolog@yandex.ru*

**МАКСИМОВ Леонид Анатольевич**, ООО «НМТ-Сейс», Новосибирск, Россия, ген. директор, к. г.-м. н. *E-mail: maxi44ovleo@yandex.ru*

**МАРИНОВ Владимир Аркадьевич**, Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия, эксперт, к. г.-м. н. *E-mail: vamarinov@tnnc.rosneft.ru*

**МОСЯГИН Евгений Вячеславович**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, нач. отдела. *E-mail: mosyagin@sniiggims.ru*

**НЕВЕДРОВА Нина Николаевна**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, гл. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: NevedrovaNN@ipgg.sbras.ru*

**НЕДОМОВНЫЙ Богдан Николаевич**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, геофизик. *E-mail: Nedomovnyy@sniiggims.ru*

**ПЛЮСНИН Алексей Владимирович**, Иркутская нефтяная компания, Иркутск, Россия. *E-mail: Plysnin\_AV@irkutskoil.ru*

**ПОДОБИНА Вера Михайловна**, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, д. г.-м. н., проф. *E-mail: podobina@ggf.tsu.ru*

**ПРОКОФЬЕВ Всеволод Юрьевич**, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия, зав. лабораторией, д. г.-м. н. *E-mail: vpr@igem.ru*

**РЯСНОЙ Андрей Андреевич**, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия, инженер, аспирант. *E-mail: A.Ryasnoy@yandex.ru*

**САНЧАА Айдиса Михайловна**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, зав. лабораторией, вед. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: SanchaaAM@ipgg.sbras.ru*

**СМЫШЛЯЕВА Марина Дмитриевна**, Тюменский нефтяной научный центр, Тюмень, Россия, менеджер. *E-mail: mdsmsisyaeva@tnnc.rosneft.ru*

**СОБОЛЕВ Петр Николаевич**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, зав. лабораторией, к. г.-м. н. *E-mail: geochim@sniiggims.ru*

**СУРНИН Алексей Иванович**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, зав. лабораторией, к. г.-м. н. *E-mail: ogec@sniiggims.ru*

**ТЕРЛЕЕВ Александр Анатольевич**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: TerleevAA@ipgg.sbras.ru*

**ТОКАРЕВ Дмитрий Александрович**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, ст. науч. сотр.; Новосибирский государственный университет, ст. преподаватель; Новосибирск, Россия, к. г.-м. н. *E-mail: TokarevDA@ipgg.sbras.ru*





**ХОМИЧЕВ Валентин Леонидович**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия, гл. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: journal@sniiggims.ru*

**ШАПОРИНА Мария Николаевна**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, вед. геолог, к. г.-м. н. *E-mail: shaporina@sniiggims.ru*

**ШТАБЕЛЬ Надежда Викторовна**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, ст. науч. сотр; Новосибирский государственный технический университет (НГТУ), доцент, Новосибирск, Россия, к. ф.-м. н. *E-mail: OrlovskayaNV@ipgg.sbras.ru*

**ЮНАШЕВА Анастасия Сергеевна**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, геофизик. *E-mail: Yunasheva@sniiggims.ru*



## OUR AUTHORS

**ALIFIROV Aleksandr**, PhD, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS. *E-mail: alifirovas@ipgg.sbras.ru*

**AVRAMENKO Esfir**, Tyumen Oil Scientific Center, Tyumen, Russia. *E-mail: evavramenko@tnnc.rosneft.ru*

**BUMAGINA Varvara**, Tyumen Oil Scientific Center, Tyumen, Russia. *E-mail: vabumagina@tnnc.rosneft.ru*

**DOLGUSHIN Aleksandr**, PhD, Berezovgeologiya; Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: dolgushin1960@mail.ru*

**DOLGUSHIN Sergey**, DSc, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: dolgushin411@mail.ru*

**GRISHCHENKO Marina**, PhD, Tyumen Oil Scientific Center, Tyumen, Russia. *E-mail: magrischenko@tnnc.rosneft.ru*

**IGOLNIKOV Aleksandr**, PhD, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS. *E-mail: igolnikovae@ipgg.sbras.ru*

**IVANOVA Natalya**, PhD, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: ivanova.litolog@yandex.ru*

**KHOMICHEV Valentin**, DSc, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia. *E-mail: journal@sniiggims.ru*

**KUDAMANOV Aleksandr**, PhD, Tyumen Oil Scientific Center, Tyumen, Russia. *E-mail: aikudamanov@tnnc.rosneft.ru*

**LIPYANINA Alyona**, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: ivanova.litolog@yandex.ru*

**MAKSIMOV Leonid**, PhD, MT-Seis, Novosibirsk, Russia. *E-mail: maxi44ovleo@yandex.ru*

**MARINOV Vladimir**, PhD, Tyumen Oil Scientific Center, Tyumen, Russia. *E-mail: vamarinov@tnnc.rosneft.ru*

**MOSYAGIN Yevgeniy**, Siberian Scientific Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: mosyagin@sniiggims.ru*

**NEDOMOVNYY Bogdan**, Siberian Scientific Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: Nedomovnyy@sniiggims.ru*

**NEVEDROVA Nina**, DSc, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: NevedrovaNN@ipgg.sbras.ru*

**PLYUSNIN Aleksey**, Irkutsk Oil Company (INK), Irkutsk, Russia. *E-mail: Plysnin\_AV@irkutskoil.ru*

**PODOBINA Vera**, DSc, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. *E-mail: podobina@ggf.tsu.ru*

**PROKOFYEV Vsevolod**, DSc, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, Russia. *E-mail: vpr@igem.ru*

**RYASNOY Andrey**, A.P.Karpinsky All-Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint Petersburg, Russia. *E-mail: A.Ryasnoy@yandex.ru*

**SANCHAA Aydisa**, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: SanchaaAM@ipgg.sbras.ru*

**SHAPORINA Maria**, PhD, Siberian Scientific Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: shaporina@sniiggims.ru*

**SHTABEL Nadezhda**, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: OrlovskayaNVA@ipgg.sbras.ru*

**SMYSHLYAEVA Marina**, Tyumen Oil Scientific Center, Tyumen, Russia. *E-mail: mdsmsilyaeva@tnnc.rosneft.ru*

**SOBOLEV Petr**, PhD, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: geochim@sniiggims.ru*

**SURNIN Aleksey**, PhD, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: ogec@sniiggims.ru*

**TERLEEV Aleksandr**, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: TerleevAA@ipgg.sbras.ru*

**TOKAREV Dmitriy**, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk State University (NSU), Novosibirsk, Russia. *E-mail: TokarevDA@ipgg.sbras.ru*

**VARAKSINA Irina**, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: VaraksinaIV@ipgg.sbras.ru*

**VEDERNIKOV Gennadiy**, DSc, NMT-Seis, Novosibirsk, Russia

**YUNASHEVA Anastasia**, Siberian Scientific Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: Yunasheva@sniiggims.ru*



Подписано в печать 10.06.21. Формат 60×84/8. Бумага офсетная 80 г/м<sup>2</sup>. Печать цифровая.  
Тираж 100 экз. Гарнитура Calibri. Объем 13,17 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](http://www.t8print.ru)