



# ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СИБИРИ

ЕЖЕКВАРТАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

№ 2(50) ♦ 2022  
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)  
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)  
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)  
Филиппов 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. Г. Князев, А. С. Алифиров. *Cadoquenstedtoceras* – новый макроконховый верхнекембрийский род семейства Cardioceratidae (Ammonoidea) ..... 3  
Н. И. Ветрова, Е. В. Ветров, Е. Ф. Летникова. Хемостратиграфия карбонатных отложений кинтерепской свиты Северо-Западного Салаира: первые данные..... 10

### Нефтегазовая геология

Е. А. Предтеченская, О. Н. Злобина. Об усовершенствовании схемы катагенеза нижне-среднеюрских отложений Уренгойского нефтегазоносного района на основе минеральных и структурных индикаторов ..... 24  
Д. С. Мельник. Новые находки биодegradированных нафтидов в породах хатыспытской свиты венда Оленекского поднятия ..... 48

### Геофизика, геофизическое приборостроение

А. П. Сысоев, А. А. Шамордин. Расчет априорных статических поправок в МОВ с учетом положения заряда относительно подошвы зоны малых скоростей ..... 57

### Литология, петрография, минералогия, геохимия

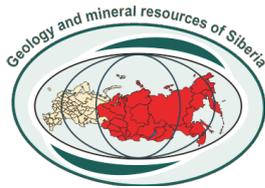
Б. В. Дампилова, С. Г. Дорошкевич. Подвижные формы элементов в техноземах хвостохранилища Нерчинского полиметаллического комбината ..... 62  
А. В. Чугуевский, М. С. Мельгунов, И. В. Макарова. Миграция техногенных радионуклидов ( $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{152}\text{Eu}$ ,  $^{60}\text{Co}$ ) в донных отложениях р. Енисей (ближняя зона влияния Красноярского ГХК) ..... 68

### Минералогия, рудные и нерудные месторождения

В. Л. Хомичев. Становление гранитоидных (габбро-гранитных) плутонов и связанного с ними оруденения ..... 78  
В. Д. Страховенко, Е. А. Овдина, Г. И. Малов. Особенности распределения урана в компонентах озерных систем, расположенных в степном ландшафте юга Сибири (Кулундинская и Тажеранская степь) ..... 88

### Гидрогеология, геоэкология и мониторинг геологической среды

А. А. Шевченко, О. В. Скробот. Опыт использования геотермальной энергии приповерхностного массива древних гранитоидов для целей теплоснабжения (юг Западной Сибири) ..... 100  
Наши авторы ..... 107



# GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF SIBERIA

QUARTERLY SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL

N2(50) ♦ 2022  
April –  
June

## Editor

Acad. RAS M.I. Eпов (Novosibirsk)

## Editorial board:

*Svinyn V.F.*, executive editor, associated editor, Novosibirsk

*Afanasenkov A.P.* (Moscow)

*Brekhuntsov A.M.*, DSc (Tyumen)

*Gert A.A.*, DSc (Novosibirsk)

*Kontorovich A.E.*, acad. RAS (Novosibirsk)

*Kryukov V. A.*, acad. RAS (Novosibirsk)

*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)

*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)

*Filipsov Yu.A.*, DSc (Krasnoyarsk)

*Garmayev Ye.Zh.*, corr. memb. RAS (Ulan-Ude)

*Gilinskikh 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. G. Knyazev, A. S. Alifirov.* *Cadoquenstedtoceras* – the new macroconch Upper Callovian genus of the Cardioceratidae (Ammonoidea) family ..... 3

*N. I. Vetrova, E. V. Vetrov, E. F. Letnikova.* Chemostratigraphy of the carbonate deposits of the Kinterep Formation in Northwestern Salair: first data ..... 10

### Petroleum Geology

*E. A. Predtechenskaya, O. N. Zlobina.* On the improvement of the catagenesis scheme of the Lower– Middle Jurassic deposits of the Urengoy petroleum region and adjacent territories based on mineral and structural indicators ..... 24

*D. S. Melnik.* New findings of biodegraded naphthides in rocks of the Vendian Khatyspyt Formation of the Olenek Uplift ..... 48

### Geophysics, Geophysical Industry

*A. P. Sysoev, A. A. Shamordin.* Calculations of datum statics in reflection method with consideration to the position of the charge relative to the base of low-velocity layer ..... 57

### Lithology, Petrography, Mineralogy, Geochemistry

*B. V. Dampilova, S. G. Doroshkevich.* Mobile fraction of elements in technosols of tailings storage facility of the Nerchinsk polymetallic complex ..... 62

*A. V. Chuguevsky, M. S. Melgunov, I. V. Makarova.* Migration of artificial radionuclides ( $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{152}\text{Eu}$ ,  $^{60}\text{Co}$ ) in the bottom sediments of the Yenisey River (near zone of influence of the Krasnoyarsk MCP) ..... 68

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

*V. L. Khomichev.* Genesis of granitoid (gabbro-granite) plutons and associated mineralization ..... 78

*V. D. Strakhovenko, E. A. Ovdina, G. I. Malov.* Features of the uranium distribution in the components of lake systems located in the steppe landscape of South Siberia (Kulunda and Tazherany steppe) ..... 88

### Hydrogeology, Geoecology and Monitoring of the Geological Environment

*A. A. Shevchenko, O. V. Skrobot.* Experience of using geothermal energy of the near-surface massif of ancient granitoids for heat supply purposes (south of West Siberia) ..... 100

Our authors ..... 108

**CADOQUENSTEDTOCERAS – НОВЫЙ МАКРОКОНХОВЫЙ  
ВЕРХНЕКЕЛЛОВЕЙСКИЙ РОД СЕМЕЙСТВА CARDIOCERATIDAE (AMMONOIDEA)**В. Г. Князев<sup>1</sup>, А. С. Алифиров<sup>2</sup><sup>1</sup>Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия; <sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН им. А. А. Трофимука, Новосибирск, Россия

Установлен новый макроконховый род аммонитов *Cadoquenedtoceras* gen. nov. из верхнего келловея Сибири, характеризующийся квенштедтоцератоидной стадией на средних оборотах раковины и кадоцератоидной на более поздних стадиях онтогенеза.

**Ключевые слова:** аммониты, *Cardioceratidae*, келловей, север Сибири.

**CADOQUENSTEDTOCERAS – THE NEW MACROCONCH UPPER CALLOVIAN  
GENUS OF THE CARDIOCERATIDAE (AMMONOIDEA) FAMILY**V. G. Knyazev<sup>1</sup>, A. S. Alifirov<sup>2</sup><sup>1</sup>Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; <sup>2</sup>A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

The new macroconch genus of ammonites *Cadoquenedtoceras* gen. nov. has been established from the Upper Callovian of Siberia. It is characterized by the quenstedtoceratoid stage at the middle whorles of the shell and cadoceratoid one at later stages of ontogenesis.

**Keywords:** ammonites, *Cardioceratidae*, Callovian, north of Siberia.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-3-9

Статья посвящена описанию нового рода *Cadoquenedtoceras* gen. nov. В состав этого рода включены сибирские экземпляры аммонитов, определявшихся ранее как *Eboracicerias subordinarium* Buckman.

В зональном комплексе верхней зоны верхнего келловея Сибири (*Eboracicerias subordinarium*) указывались виды родов *Eboracicerias* Buckman, 1918, *Quenstedtoceras* (*Soaniceras*) Meledina, 1977, *Stenocadoceras* Imlay, 1953, *Longaeviceras* Buckman, 1918, *Vertumniceras* Buckman, 1918 [5, 6]. Большинство англоязычных палеонтологов не были согласны с определениями рода *Eboracicerias* в сибирских разрезах и высказывали сомнения в достоверности их стратиграфической приуроченности [11, 12]. Последующими исследованиями Ю. С. Репина [8] и авторов настоящей статьи [1, 4] подтверждено отсутствие типичных видов рода *Eboracicerias* в Сибири. Большинство сибирских видов, которые ранее относили к эборацицерасам, рассматриваются нами в составе родов *Rondiceras* Troizkaya, 1955, *Cadoceras* (*Bryocadoceras*) Meledina, 1977, *Protolongaeviceras* Knyazev, Meledina, Alifirov, 2019 и *Dolganites* Repin, 2002, распространенных в интервале от среднего келловея до нижней части верхнего (зона *Peltoceras athleta*).

Отличительной особенностью раковин нового рода является присутствие двух онтогенетических стадий: квенштедтоцератоидной – на средних оборотах (диаметр 30–40 мм) и кадоцератоидной – на внешних. Под кадоцератоидной стадией мы понимаем форму раковины с широкой вентральной стороной, низким поперечным сечением оборотов, которые отмечаются на лектотипе типового

вида рода *Cadoceras* [15, pl. 54] или у *Cadoceras* cf. *sublaeve* (Sowerby) из работы [2, табл. IV, фиг. 2]. Следует отметить, что данная стадия морфогенеза не наблюдается на крупных экземплярах рода *Eboracicerias* [11, text-fig. 5]. В диагнозе данного рода [10] отсутствует указание на изображение внешних стадий крупных экземпляров, как это сделано при уточнении диагноза рода *Longaeviceras*.

**Материал**

Материалом для исследования послужили коллекции аммонитов пограничных отложений келловея и оксфорда, собранные авторами в разные годы из естественных выходов в бассейне р. Анабар (экз. 489-1) и берегового разреза о-ва Большой Бегичев (обн. 503, основание сл. 14, экз. 2060-3, 2060-3/1, 2060-3/2), а также экземпляра, найденного А. Н. Алейниковым в обн. 4 в береговом обрыве р. Чернохребетная, Восточный Таймыр (экз. 2060-3/4).

**Обсуждение**

Первое указание на присутствие рода *Eboracicerias* Buckman, 1918 в Сибири приведено в [7, рис. 1, фиг. 2]. Этот же экземпляр был переизображен в [9, табл. XII, фиг. 3]. Наиболее полно сибирские виды этого рода описаны в [5]. Впоследствии С. В. Меледина исключила из состава рода *Eboracicerias* вид *Rondiceras taimyrense* Meledina [6]. Недавно нами было установлено, что остальные экземпляры, описанные С. В. Мелединой под родовым названием *Eboracicerias*, относятся к среднекелловейским таксонам [4].

В верхней зоне верхнего келловея (*Quenstedtoceras lamberti*) Северо-Западной Европы среди

кардиоцератид преобладает род *Quenstedtoceras* Hyatt, 1877. Он включает в себя как микроконховые, так и макроконховые таксоны, которые включены в разные подроды [13]. По мнению отечественных специалистов, макро- и микроконховые формы этого рода следует относить к самостоятельным родам [14]. Мы полагаем, что выделенный нами род *Cadoquenstedtoceras* gen. nov. дополняет группу макроконховых родов (*Lamberticeras* Buckman, 1920 и *Eboraciceras* Buckman, 1918) в составе подсемейства *Quenstedtoceratinae* Meledina, 1977. Характерной особенностью раковин всех келловейских макроконховых родов этого подсемейства является формирование на начальных этапах онтогенеза квенштедтоцератоидной стадии ( $D = 30\text{--}40$  мм), представленной уплощенными раковинами с приостренной вентральной стороной. Умбиликальная стенка вертикальная с плавным умбиликальным перегибом. Ребристость четко дифференцирована на резко выраженные широко расставленные первичные ребра и менее обособленные и многочисленные вторичные. Родовая диагностика перечисленных макроконховых форм на данной стадии онтогенеза не представляется возможной.

Ю. С. Репин [8] включал экземпляры *Eboraciceras subordinarium* из коллекции С. В. Мелединой в состав рода *Dolganites* [5, экз. 489-4, 489-7; табл. 39, фиг. 4, табл. 41, фиг. 2, табл. 43, фиг. 1, 2]. Правомочность родового переопределения этих экземпляров весьма сомнительна. Так, при одинаковом диаметре сравниваемых образцов (78 мм у *D. adzvensis* и 80 мм у *D. sibiricus*) отношение Ш/В у первого вида равно 2–2,4, тогда как у второго – 1,5. Соответственно, существенно различается и форма поперечного сечения: закругленно-трапециевидная у *D. adzvensis* и округленно-треугольная у *D. sibiricus*. Столь существенные различия в форме раковин на внешних стадиях роста требовали проведения сравнительного анализа их морфологии на более ранних стадиях роста, однако отсутствие изображений раковины *D. adzvensis* на средних оборотах не позволило этого сделать. Но в результате проведенного авторами статьи изучения морфологии средних оборотов *D. sibiricus* установлено их близкое сходство с представителями рода *Protolongaeviceras* Knyazev, Meledina, Alifirov. Авторы пришли к выводу, что упомянутые экземпляры *D. sibiricus* / *E. subordinarium* следует рассматривать в составе рода *Protolongaeviceras* [3], в качестве более продвинутой стадии в его развитии, которая характеризуется усилением дифференциации ребристости на внутренних оборотах. Наиболее близок он к роду *Eboraciceras* экз. 489-1 из пограничных келловей-оксфордских отложений низовьев р. Анабар (табл. II, фиг. а–е, а также [7]). Этот экземпляр отнесен нами к роду *Cadoquenstedtoceras* gen. nov. Остальные экземпляры, определенные С. В. Мелединой [5] как *Eboraciceras subordinarium* (489-2, 489-5, 489-18, 489-13, 489-14, 489-16), представлены небольшими

раковинами среднекелловейских родов *Rondiceras*, *Protolongaeviceras*, *Bryocadoceras*, *Stenocadoceras* (обн. 3, р. Иннокентьевка, о-в Большой Бегичев).

Выделяемый нами новый род по характеру морфогенеза раковины и стратиграфическому положению является завершающей стадией в эволюции макроконховых келловейских родов, характеризующихся кадиконической формой раковины на внешних оборотах, включая жилую камеру. В оксфордских отложениях данный тип морфогенеза отсутствует.

#### Описание таксонов

Семейство *Cardioceratidae* Siemiradzki, 1891  
Подсемейство *Quenstedtoceratinae* Meledinae, 1977

Род *Cadoquenstedtoceras* Knyazev et Alifirov, gen. nov.

На з в а н и е – от *Cadoceras* Fisher и *Quenstedtoceras* Hyatt.

Типовой вид – *Cadoquenstedtoceras begichevi* Knyazev et Alifirov, sp. nov.

Д и а г н о з . Раковины крупные, диаметром более 100 мм. В онтогенезе выделяются две стадии: квенштедтоцератоидная ( $D = 30\text{--}40$  мм) и кадоцератоидная, включающая большую часть фрагмокона и жилую камеру. На квенштедтоцератоидной стадии (см. таблицу, фиг. 1, к–м; фиг. 2, г–е) сечение оборотов субтреугольное, вытянутое в высоту, приостренное на вентральной стороне с наибольшей шириной на 1/3 высоты оборота. Умбиликус узкий, умбиликальная стенка наклонная, умбиликальный перегиб округлый. Первичные ребра ярко выражены и широко расставлены. На умбиликальном перегибе они формируют подобие бугорков (nodes). На середине боковой стороны ребра разветвляются. Отмечаются одно-два вставных ребра ( $PO = 3$ ). При переходе на вентральную сторону ребра, как правило, отклоняются в сторону устья.

Характерная особенность кадоцератоидной стадии (см. таблицу, фиг. 1, а–и; фиг. 2, а–г; фиг. 3, а–е) – постепенное увеличение ширины раковины. На внешних оборотах поперечное сечение становится трапециевидным. Умбиликус глубокий, воронковидный с наклонной стенкой. Умбиликальный перегиб резко угловатый. На фоне ослабления ребристости, которое начинается в направлении от вентральной стороны, отмечается заметное увеличение  $PO$ , достигающее максимального значения в конце роста раковины (5). Приумбиликальные бугорки (nodes) сохраняются вплоть до жилой камеры.

В и д о в о й с о с т а в . Типовой вид.

С р а в н е н и е . Выделенный род наиболее близок по характеру морфологии внешних оборотов к роду *Dolganites* Repin, 2002 (только в объеме одного вида *D. adzvensis*). Отличие нового рода от *Dolganites* заключается в ослаблении скульптуры в конце фрагмокона за исключением булл, сохра-

няющихся на умбиликальном перегибе. Кроме того, при диаметре раковины около 80 мм род *Cadoquenedstedtoceras* имеет высокое реберное отношение (5 против 3,6 у *Dolganites*).

Род *Cadoquenedstedtoceras* gen. nov. отличается от макроконхового рода *Lamberticeras* Buckman, 1920 существенно более вздутыми оборотами раковины на кадоцератоидной стадии онтогенеза.

От рода *Pavloviceras* Buckman, 1920 выделенный род отличается отсутствием грубых бипликатных ребер на внешних оборотах и менее выраженным изгибом ребер на вентральной стороне.

По характеру формы раковины на внешних оборотах рассматриваемый род весьма схож с представителями рода *Eboraciceras* Buckman, 1918, в синонимику которого введены роды *Weissermeliceras* Buckman, 1920 и *Suterlandiceras* Buckman, 1922 [5]. В первоначальном диагнозе *Eboraciceras* отсутствовало указание на формирование на внешних оборотах кадиконической стадии раковины. Позднее в диагнозе было отмечено, что внешние обороты характеризуются гладкими сфероконическими раковинами, трудно отличимыми от таковых рода *Cadoceras* s. l. [5, 10, 13]. Выше мы отмечали необходимость уточнения диагноза рода *Eboraciceras*, особенно его внешних стадий. При сравнении *Cadoquenedstedtoceras* с *Eboraciceras* мы использовали экземпляры, изображенные в [11]. Новый род отличается от *Eboraciceras* трапециевидным поперечным сечением оборотов на поздних стадиях роста, резко угловатым умбиликальным перегибом и сохранением отчетливых умбиликальных бугорков (nodes).

*Cadoquenedstedtoceras begichevi* Knyazev, Alifirov  
Таблица, фиг. 1–3

*Quenedstedtoceras (Eboraciceras) subordinarium*: Князев и др., 1973, с. 656, рис. 1, фиг. 2 [7]; Сакс и др., 1976, табл. XII, фиг. 3 [9]; Меледина, 1977, с. 107 [5].

Название вида от о-ва Большой Бегичев.

Голотип хранится в ЦКП «Геохрон», ИНГГ СО РАН, Новосибирск, экз. 2060-3; о-в Большой Бегичев, обн. 503, сл. 14. Верхний келловей, зона Lambert борейального стандарта [16].

Описание. Раковина крупного размера ( $D > 90$  мм), с сильно объемлющими оборотами на всех стадиях роста. В онтогенезе отчетливо выделяются две возрастные стадии: квенштедтоцератоидная ( $D = 30–40$  мм, см. таблицу, фиг. 1, к–м; фиг. 3, г–е) и кадоцератоидная на более поздних оборотах (см. таблицу, фиг. 1, а–з; фиг. 2, а–г; фиг. 3, а–в).

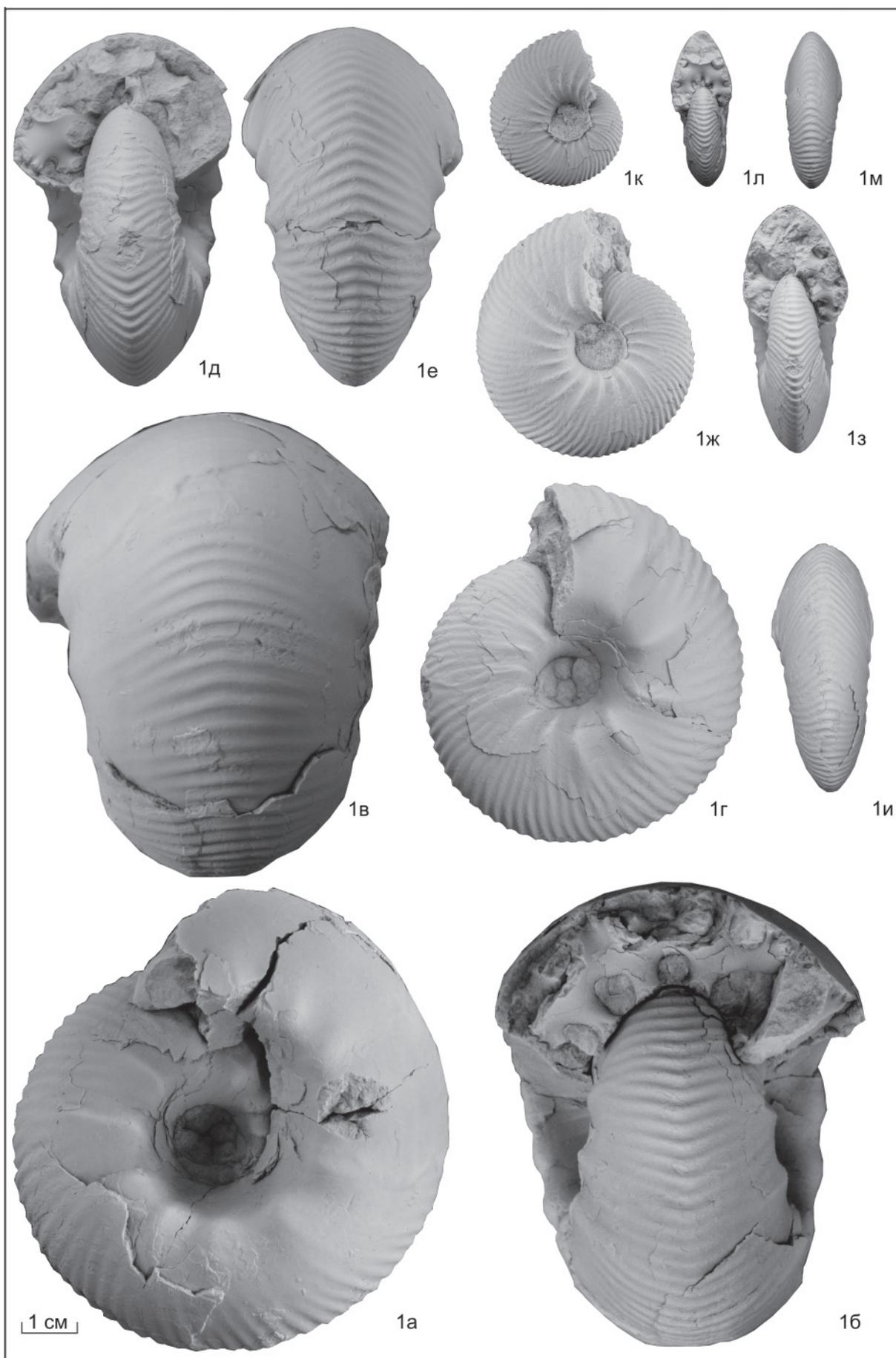
На первой стадии онтогенеза поперечное сечение оборотов субтреугольное, вытянутое в высоту, с наибольшей шириной на уровне  $1/3$  от умбиликального перегиба и приостренное на вентральной стороне. Умбиликус умеренно узкий, чашеобразный с пологой умбиликальной стенкой и закругленным умбиликальным перегибом.

Скульптура на этой стадии отчетливо дифференцирована на рельефные широко расставленные первичные ребра, начинающиеся на умбиликальном перегибе, и более многочисленные тонкие плотно расположенные – вторичные, берущие начало на уровне одной третьей боковой стороны от умбиликального перегиба. Между ветвящимися ребрами отмечаются 1–2 вставных ребра ( $PO > 3$ ). Все ребра дугообразно изогнуты вперед к устью и при переходе через вентральную сторону образуют слабо выраженный синусоидальный изгиб.

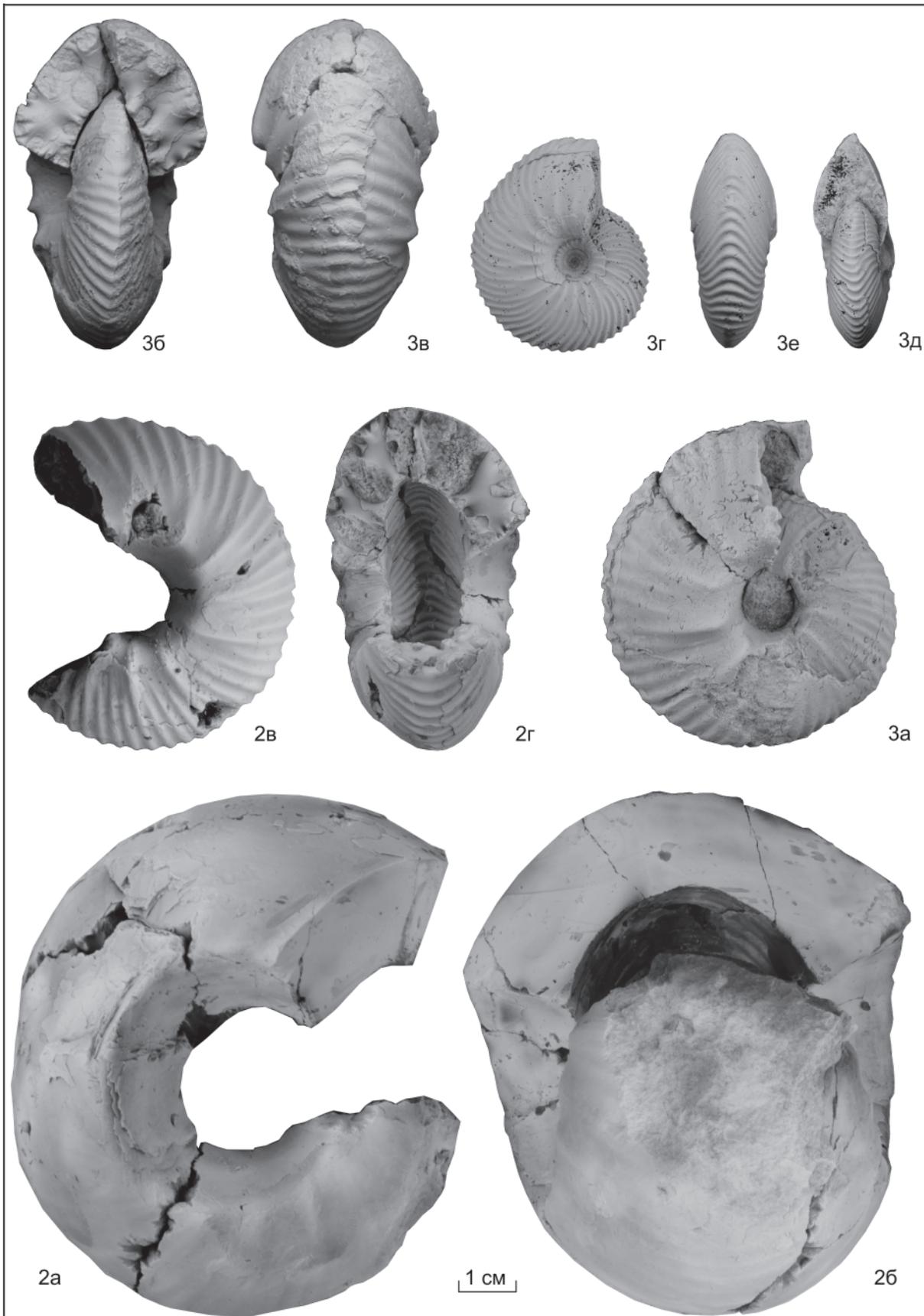
При  $D = 40–60$  мм (начало кадоцератоидной стадии) отмечается существенное изменение формы поперечного сечения оборотов: оно приобретает вид округлого треугольника с наибольшей шириной на уровне одной трети боковой стороны ( $Ш/В = 132,86$ ). Умбиликус умеренно широкий, глубокий, воронкообразный с высокой покатой умбиликальной стенкой и угловатым умбиликальным перегибом. Боковые стороны выпуклые, плавно переходящие в округлую вентральную сторону. В процессе дальнейшего роста поперечное сечение раковины приобретает округло трапециевидную форму ( $Ш/Д = 89,5$ ; см. таблицу, фиг. 1, а, б). Умбиликальный перегиб резко угловатый. Вентральная сторона округлая. Отсутствие раковин с жилой камерой не позволяет оценить ее длину и особенности морфологии.

Ребристость на завершающих оборотах ( $D > 60$  мм) характеризуется грубыми сильно выступающими первичными ребрами в форме удлиненных булл, прослеживаемых в пределах нижней трети боковой стороны. Точка ветвления несколько смещается к умбиликальному перегибу за счет уменьшения длины приумбиликальных бугорков (nodes), которые в конце фрагмокона превращаются из булл в изящные шипы. Отмечается увеличение числа дугообразно изогнутых изящных вторичных и вставных ребер ( $PO = 5$ ). При  $D = 90,5$  мм (см. таблицу, фиг. 2, а, б) происходит сглаживание поверхности раковины в направлении от вентральной стороны.

Лопастная линия зарисована с экз. 2060-3/4,  $D = 90,5$  мм (см. рисунок). Лопасть ( $V_1V_1$ ) расположена симметрично на вентральной стороне оборота. Срединное седло поднимается на уровень  $1/3$  глубины лопасти. Умбиликальная лопасть  $U$  асимметрично-трехзубчатая, почти в 1,5 раза глубже первой умбиликальной лопасти  $U^1$ . Вторая умбиликальная лопасть  $U^2$  неглубокая и по ширине почти полностью занимает умбиликальную стенку. Умбиликальная лопасть  $U^3$  распадается на две асимметричные лопасти  $U^3_1$  и  $U^3_2$  – более глубокую на внешней стороне. Все седла отчетливо расчлененные. Первая внутренняя боковая лопасть  $I$  в 1,5 раза мельче дорсальной лопасти и по глубине сопоставима с внутренней боковой лопастью  $I^1$ . Дорсальная лопасть  $D$  глубокая. Конечная формула лопастной линии ( $V_1V_1$ )  $UU^1:U^2U^3U^4:U^3_1I^1D$ .



Все изображенные экземпляры собраны авторами, кроме отдельно указанных. Коллекция хранится в ЦКП «ГЕОХРОН» ИНГГ СО РАН под № 2060. Все экземпляры изображены в натуральную величину. Верхний келловей, зона *Quenstedtoceras lamberti*



**Фиг. 1.** *Cadoquenstedtoceras begichevi* sp. nov.: 1 – голотип, экз. 2060-3 (а, г, ж, к – вид сбоку; б, д, з, л – поперечное сечение; в, е, и, м – вид с вентральной стороны); о-в Большой Бегичев, обн. 503, слой 14, основание

**Фиг. 2, 3.** *Cadoquenstedtoceras begichevi* sp. nov.: 2 – экз. 2060-3/4 (а, в – вид сбоку; б, г – поперечное сечение), Восточный Таймыр, р. Чернохребетная, обн. 4, осыпь; сборы А. Н. Алейникова (1982); 3 – экз. 489-1 (а, г – вид сбоку; б, д – поперечное сечение; в, е – вид с вентральной стороны), Восточная Сибирь, р. Анабар, осыпь



Лопастная линия *Cadoquenedtoceras begichevi* sp. nov. Экз. 2060-3/4 при диаметре 90,5 мм. Индексы лопастей: V – вентральная, U – умбиликальная, I – внутренняя боковая, D – дорсальная

Размеры параметров раковины (мм) и их отношения (%)

Номер образца	Д	Ш	В	У	Ш/Д	В/Д	Ш/В	У/Д	вР/пР	РО
Голотип 2060-3	83,2	69,5	33,9	19,0	79,2	40,7	194,4	22,8	50/10	5
	64,5	37,2	28	12,5	57,7	43,4	132,86	19,4	70/14	5
	44,4	18,0	21,9	7,6	40,5	49,3	82,19	17,1	77/19	4
	27,6	10,0	13,7	6,7	36,2	49,6	72,99	24,3	34/11	3,1
2060-3/1	62,4	48,8	26,7	16,2	78,2	42,8	182,77	26,0	–	–
	43,0	25,0	18,2	8,5	58,1	42,3	137,36	19,8	–	–
	22,5	9,7	10,5	5,8	43,1	46,7	92,38	25,8	–	–
2060-3/2	47,3	23,2	24,2	8,7	49,0	51,2	95,87	18,4	30/8	3,75
	30,2	13,4	14,8	5,6	44,4	49,0	90,54	18,5	54/17	3,2
	18,6	7,7	9,3	3,7	41,4	50,0	82,80	19,9	–	>2
2060-3/4	90,5	81	38,5	25,2	89,5	42,5	210,0	27,8	–	–
	57,9	33,6	25,6	12,5	58,0	44,2	131,2	21,6	29/7	4,1
489-1	60,5	33,9	28,0	12,2	56,0	46,2	121,0	20,1	50/10	5
	37,2	12,8	17,6	6,4	34,4	47,3	72,7	17,2	56/19	2,9

Примечание. Д – диаметр, Ш – ширина, В – высота, У – диаметр умбо; число ребер: пР – первичных, вР – вторичных, РО – реберное отношение.

Распространение. Верхний келловей, зона *Quenedtoceras lamberti*.

Материал. Два экземпляра с р. Анабар, три экземпляра с о-ва Большой Бегичев (обн. 503), один экземпляр с р. Чернохребетная, Восточный Таймыр (обн. 4, осыпь).

Авторы глубоко признательны коллегам по полевым работам Б. Л. Никитенко и А. В. Ядренкину, которые способствовали проведению данного исследования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00130), а также является вкладом в проект ФНИ № FWZZ-2022-000 и бюджетные проекты ИГАБМ СО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алифиров А. С., Князев В. Г. Аммониты семейства *Cardioceratidae* из верхнего келловей севера Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2020. – Т. 5, № 28. – С. 78–100.

2. Князев В. Г., Кутыгин Р. В., Меледина С. В. Кадоцератиды и зональная стратиграфия нижнего

келловей Севера Сибири // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биоистратиграфия (Москва, 2–4 апреля 2009 г.) / РАН, Палеонтологический институт им. А. А. Борисяка РАН; под ред. Т. Б. Леоновой, И. С. Барскова, В. В. Митта. – М.: ПИН РАН, 2009. – С. 110–117.

3. Князев В. Г., Меледина С. В., Алифиров А. С. Монографическое описание среднекелловейского рода *Protolongaeviceras* // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2019. – № 2 (38). – С. 16–23.

4. Князев В. Г., Меледина С. В., Алифиров А. С. Средний келловей Сибири: аммониты и зональное деление // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2020. – Т. 3, № 28. – С. 63–81.

5. Меледина С. В. Аммониты и зональная стратиграфия келловей Сибири. – М.: Наука 1977. – 289 с. – (Тр. ИГиГ СО АН СССР; вып. 356).

6. Меледина С. В. Бореальная средняя юра России. – Новосибирск: Наука, 1994. – 184 с. – (Тр. ИГиГ СО АН СССР; вып. 819).



7. **О зональном** расчленении пограничных слоев келловей и оксфорда на севере СССР / В. Г. Князев, С. В. Меледина, М. С. Месежников, В. Н. Сакс // Докл. АН СССР. – 1973. – Т. 209, № 3. – С. 655–658.

8. **Репин Ю. С.** Новые аммониты из Печорского верхнего келловей // Палеонт. журн. – 2002. – № 5. – С. 33–38.

9. **Стратиграфия** юрской системы севера СССР / В. Н. Сакс, С. В. Меледина, М. С. Месежников и др. – М.: Наука, 1976. – 436 с.

10. **Arkell W. J., Kummel B., Wright C. W.** Mesozoic Ammonoidea // Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt L. Mollusca 4. Cephalopoda, Ammonoidea / Ed. R. Moor. – N.-Y., Lawrence: Univ. of Kansas Press, 1957. – P. 80–465.

11. **Callomon J. H.** The evolution of the Jurassic ammonite family Cardioceratidae // Spec. Pap. in Paleontologie. – 1985. – No. 33. – P. 49–90.

12. **Callomon J. H., Wright J. K.** Cardioceratid and kosmoceratid ammonites from the Callovian of Yorkshire // Palaeontology. – 1989. – Vol. 32, pt. 4. – P. 799–836.

13. **Howarth M. K.** Systematic descriptions of the Stephanoceratoidea and Spiroceratoidea // Treatise Online. – 2017. – Part L, Revised. V. 3B. Chapter 6. – P. 1–101.

14. **Kiselev D. N., Rogov M. A.** Detailed biostratigraphy of the Middle Callovian – Lowest Oxfordian in the Mikhaylov reference section (Ryazan region, European part of Russia) by ammonites // Volumina Jurassica. – 2018. – Vol. XVI. – P. 73–186.

15. **Sowerby J.** The mineral conchology of Great Britain. In 7 vols. – London, 1812–1846.

16. **Zakharov V., Rogov M.** Review of the Jurassic System of Russia: Stages, Boundaries, and Perspectives // STRATI 2013. First International Congress on Stratigraphy. At the Cutting Edge of Stratigraphy. – Springer Geology, 2014. – P. 629–634.

## REFERENCES

1. Alifirov A.S., Knyazev V.G. [The Upper Callovian ammonites Cardioceratidae from Northern Siberia]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya – Stratigraphy and Geological Correlation*, 2020, vol. 5, no. 28, pp. 78–100. (In Russ.).

2. Knyazev V.G., Kutygin R.V., Meledina S.V. [Cardioceratidae and zonal stratigraphy of the Lower Callovian in North Siberia]. *Sovremennyye problemy izucheniya golovonogikh mollyuskov. Morfologiya, sistematika, evolyutsiya, ekologiya i stratigrafiya (Moskva, 2–4 aprelya 2009)*. [Current Problems in Study of Cephalopods: Morphology, Systematics, Evolution, Ecology, and Biostratigraphy]. Moscow, PIN RAN Publ., 2009, pp. 110–117 (In Russ.).

3. Knyazev V.G., Meledina S.V., Alifirov A.S. [Monographic description of the new Middle Callovian genus

*Protolongaeviceras*]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2019, no. 2 (38), pp. 16–23. (In Russ.).

4. Knyazev V.G., Meledina S.V., Alifirov A.S. [The Middle Callovian of Siberia: ammonites and zonal division]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya – Stratigraphy and Geological Correlation*, 2020, vol. 3, no. 28, pp. 63–81. (In Russ.).

5. Meledina S.V. [Ammonites and Their Callovian Zonation in Siberia]. *Trudy IGiG SO AN SSSR [Proceedings of Institute of Geology and Geophysics SB AS USSR]*. Moscow, Nauka Publ., 1977, vol. 356. 289 p. (In Russ.).

6. Meledina S.V. [Boreal Middle Jurassic of Russia]. *Trudy IGiG SO AN SSSR [Proceedings of Institute of Geology and Geophysics SB AS USSR]*. Moscow, Nauka Publ., 1994, vol. 819, 184 p. (In Russ.).

7. Knyazev V.G., Meledina S.V., Mesezhnikov M.S., Saks V.N. [On the zonal stratification of the boundary layers of Callovian and Oxfordian in the north of the USSR]. *Doklady AN SSSR*, 1973, vol. 209, no. 3, pp. 655–658. (In Russ.).

8. Repin Yu.S. [New ammonites from the Upper Callovian of the Pechora region]. *Paleontologicheskii zhurnal – Paleontological Journal*, 2002, no. 5, pp. 655–658. (In Russ.).

9. Saks V.N., Meledina S.V., Mesezhnikov M.S., et al. [Stratigraphy of the Jurassic System of the North of the USSR]. Moscow, Nauka Publ., 1976. 436 p. (In Russ.).

10. Arkell W.J., Kummel B., Wright C.W. Mesozoic Ammonoidea. *Treatise on Invertebrate Paleontology. Pt L. Mollusca 4. Cephalopoda, Ammonoidea*. Ed. R. Moor. N.-Y., Lawrence, Univ. of Kansas Press, 1957, pp. 80–465.

11. Callomon J.H. The evolution of the Jurassic ammonite family Cardioceratidae. *Spec. Pap. in Paleontologie*, 1985, no. 33, pp. 49–90.

12. Callomon J.H., Wright J.K. Cardioceratid and kosmoceratid ammonites from the Callovian of Yorkshire. *Palaeontology*, 1989, vol. 32, pt. 4, pp. 799–836.

13. Howarth M.K. Systematic descriptions of the Stephanoceratoidea and Spiroceratoidea. *Treatise Online*, 2017, part L, Revised, vol. 3B, chapter 6, pp. 1–101.

14. Kiselev D.N., Rogov M.A. Detailed biostratigraphy of the Middle Callovian – Lowest Oxfordian in the Mikhaylov reference section (Ryazan region, European part of Russia) by ammonites. *Volumina Jurassica*, 2018, vol. XVI, pp. 73–186.

15. Sowerby J. The mineral conchology of Great Britain. In 7 vols. London, 1812–1846.

16. Zakharov V., Rogov M. Review of the Jurassic System of Russia: Stages, Boundaries, and Perspectives. *STRATI 2013. First International Congress on Stratigraphy. At the Cutting Edge of Stratigraphy*, Springer Geology, 2014. pp. 629–634.



УДК 551.7.02:550.4:552.54 (925.15)

## ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КИНТЕРЕПСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО САЛАИРА: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

Н. И. Ветрова<sup>1</sup>, Е. В. Ветров<sup>1,2</sup>, Е. Ф. Летникова<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; <sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Приведены результаты геохимических, изотопно-геохимических (Sr, C, O) исследований карбонатных отложений кинтерепской свиты Северо-Западного Салаира и U-Pb датирования (LA-ICP-MS) цирконов. Карбонатные породы, представленные чистыми известняками, характеризуются нормальными значениями  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  (19,8–23,8 ‰) и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  (–0,7...+0,9 ‰), изотопный состав Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношение) варьирует в узком диапазоне (0,70851–0,70859). С помощью методов Sr и C изотопной хемотратиграфии и U-Pb датирования цирконов установлены возрастные ограничения (525–510 млн лет) на время формирования карбонатных отложений кинтерепской свиты. Первые данные изотопной хемотратиграфии в комбинации с результатами геохронологических исследований позволили сопоставить известняки кинтерепской свиты Северо-Западного Салаира с карбонатными разрезами Сибири и Центральной Азии.

**Ключевые слова:** хемотратиграфия, изотопная (Sr, C, O) геохимия, U-Pb датирование цирконов, кембрий, карбонатные отложения, Салаир.

## CHEMOSTRATIGRAPHY OF THE CARBONATE DEPOSITS OF THE KINTEREP FORMATION IN NORTHWESTERN SALAIR: FIRST DATA

N. I. Vetrova<sup>1</sup>, E. V. Vetrov<sup>1,2</sup>, E. F. Letnikova<sup>1</sup><sup>1</sup>V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; <sup>2</sup>Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

The results of geochemical, isotope-geochemical (Sr, C, O) surveys of the Kinterep Formation carbonate deposits of Northwestern Salair and U-Pb dating (LA-ICP-MS) of zircons were given. Carbonate rocks represented by pure limestones are characterized by normal values of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  from 19.8 to 23.8 ‰ and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  from –0.7 to +0.9, the isotopic composition of Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio) varies in a narrow range from 0.708486 to 0.708582. Using Sr and C isotope chemostratigraphy and U-Pb dating of zircons, age limits (525–510 Ma) were determined for the formation time of carbonate deposits of the Kinterep Formation. The first data of isotope chemostratigraphy in combination with the results of geochronological studies made it possible to compare the limestones of the Kinterep Formation of Northwestern Salair with carbonate sections of Siberia and Central Asia.

**Keywords:** chemostratigraphy, isotope (Sr, C, O) geochemistry, U-Pb dating of zircons, Cambrian, carbonate deposits, Salair.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-10-23

Восстановление хронологии формирования осадочных последовательностей является одной из важных задач фундаментальной и прикладной геологии и не потеряет своей актуальности в обозримом будущем. Любые прецизионные данные касательно возраста образования комплексов древних осадочных пород, не имевших в этом отношении надежного обоснования, представляют собой научную ценность. Эти данные позволяют продвинуться в глобальном понимании процессов осадконакопления, решить спорные региональные вопросы, уточнить существующие стратиграфические схемы и актуализировать серийные легенды, необходимые для создания геологической основы. Корректное обоснование возраста формирования осадочных последовательностей может быть особенно важно при геолого-поисковых и прогнозных работах.

В данной статье рассмотрен один из эталонных карбонатных разрезов Салаира западной части Алтае-Саянской складчатой области – кинтерепская свита. Эпоха устойчивого карбонатонакопления в геологической истории Алтае-Саянской складчатой области соответствует позднекембрийско-

кембрийскому времени. Формирование мощных карбонатных толщ происходило главным образом в вендское время в условиях шельфов пассивных окраин Сибирского континента, Тувино-Монгольского микроконтинента, карбонатных построек более мелких микроконтинентов. На рубеже венда и раннего кембрия произошла структурная перестройка, связанная с заложением островодужной системы и формированием мощных вулканогенно-осадочных толщ [1]. В то же время были обособлены осадочные бассейны с унаследованным терригенно-карбонатным типом осадконакопления. Поскольку эти бассейны были сопряжены с магматическими островодужными структурами, они характеризуются разнообразным составом и более сложной фациальной зональностью. В сравнении с вендским этапом осадконакопления в кембрии отмечается массовое развитие терригенных, вулканогенно-осадочных и продуктивных фосфатных толщ, в карбонатных осадках появляются примеси вулканического пепла.

Карбонатные отложения кинтерепской свиты – наиболее древние отложения северо-западной ча-



сти Салаира. Кинтерепские породы вмещают гидротермальное золото-кварцевое оруденение, по ним могут образовываться золотоносные коры выветривания и гидраргиллитовые бокситы [5]. Несмотря на значимость карбонатных пород кинтерепской свиты в геологическом строении и металлогеническом потенциале Салаира, до сих пор их возраст не имеет инструментального подтверждения. В связи с этим мы провели изотопно-геохимические (Sr, C, O) и геохронологические (U-Pb датирование цирконов) исследования.

Метод стронциевой изотопной хемотратиграфии в сочетании с вариациями изотопного состава углерода являются мощным современным инструментом для ограничения времени седиментации докембрийских и кембрийских карбонатных пород [13]. Изотопный состав Sr (отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) карбонатной породы позволяет ограничивать интервал осадконакопления, основываясь на вариациях этого отношения в морской воде. Считается, что отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  одинаково во всем объеме Мирового океана и окраинных морей в каждый заданный момент геологического времени, поэтому, зная изотопный состав Sr, можно оценить возраст формирования исследуемых пород. Восстановление изотопного состава Sr в палеоокеанах возможно путем анализа кальцийсодержащих минералов (главным образом карбонатов), осаждавшихся непосредственно в морской воде и включивших в свой состав стронций в изотопном равновесии со средой седиментации.

Мы представляем новые геологические данные, включая детальные полевые, а также петрографические, геохимические, изотопно-геохимические (Sr, C, O) исследования карбонатных отложений кинтерепской свиты северо-западной части Салаирского бассейна и результаты U-Pb датирования цирконов из туффитов. Цель работы – на основе комплекса прецизионных данных выявить геохимические особенности карбонатных пород кинтерепской свиты, обосновать возраст их формирования и сопоставить с аналогичными разрезами Сибири и Центральной Азии.

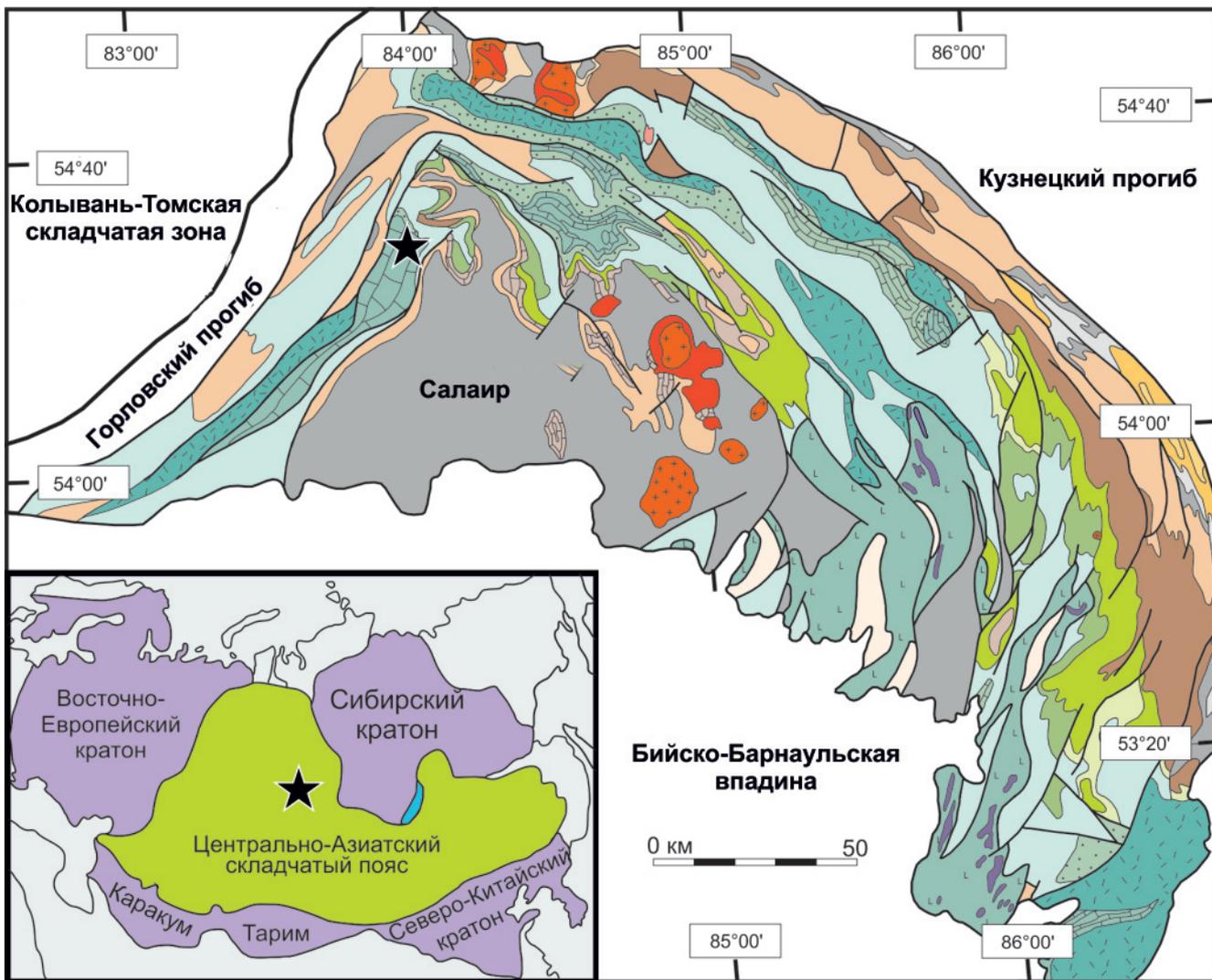
### Геолого-стратиграфическое положение кинтерепской свиты

Карбонатные отложения кинтерепской свиты широко распространены в северо-западной части Салаира, где они являются наиболее древними образованиями (рис. 1). Кинтерепская свита мощностью 900–1100 м имеет довольно однообразный состав и представлена преимущественно серыми рифогенными и темно-серыми тонкоплитчатыми известняками с примесью вулканогенно-осадочного материала, прослоями туфов и кремнисто-глинистых сланцев [5]. Кинтерепские породы слагают ядра антиклинальных линейных складок, поэтому нижняя граница свиты не может быть установлена. Характер взаимоотношения с перекрывающимися

образованиями до сих пор не имеет однозначной трактовки ввиду плохой обнаженности и многочисленных тектонических нарушений. С одной стороны, считается, что стратиграфически выше кинтерепской свиты согласно залегают вулканогенные образования печеркинской свиты [6, 15] либо терригенные отложения суенгинской [7] (рис. 2, а), а с другой стороны, предполагается, что кинтерепские карбонаты связаны постепенными переходами с печеркинскими вулканитами и суенгинскими осадочными породами по латерали и представляют собой единый фациальный ряд [5, 6, 14]. Постепенный переход обусловлен присутствием вулканогенных пород на различных уровнях карбонатных разрезов кинтерепской свиты и линз археоциатовых известняков среди вулканогенных образований печеркинской свиты, а также корреляцией по фауне [14].

В настоящее время возраст изучаемой свиты основывается на палеонтологических определениях прошлого столетия [3]: в известняках известны находки археоциат и фоссилий раннекембрийского возраста. Предполагаемый фациальный аналог кинтерепской свиты в юго-восточной части Салаира также включает многочисленные фаунистические остатки: микрофитолиты *Osagia mongolica* Vol., *O. kuvaika* Jaksch., *Gleocapsella gincingeri* Posp.; водоросли *Epiphyton* sp., *Razumovskia* sp., *Girvanella* sp., *Renalcis* sp., *Proaulopora* sp.; крустификаты *Stromatactis palaeozoicus* Posp. и редкие фрагменты археоциат *Robustocyathus?* sp. Возраст печеркинской свиты также не подтвержден современными прецизионными методами, вендская K-Ar датировка по валу  $572 \pm 15$  млн лет [16], полученная для вулканитов печеркинской свиты из стратотипического разреза, требует подтверждения другими геохронологическими методами.

Нами изучен фрагмент стратотипического разреза кинтерепской свиты в районе пос. Кинтереп (от  $54^{\circ}29.150'$  с. ш.,  $83^{\circ}58.995'$  в. д. до  $54^{\circ}29.091'$  с. ш.,  $83^{\circ}59.102'$  в. д.), где она обнажается в ядре Романовской антиклинали в виде полосы северо-восточного простирания. Известняки представляют собой главным образом серые и темно-серые массивные однородные породы с раковистым изломом (см. рис. 2, б). На микроуровне известняки имеют мелко-среднезернистую, скрытокристаллическую структуру (рис. 3, а, г) без признаков органогенного происхождения. Для геохимических и изотопно-геохимических (Sr, C, O) исследований карбонатных отложений последовательно опробован непрерывный разрез мощностью около 160 м (см. рис. 2, д, е) свежих известняков без кальцитовых прожилков и признаков мраморизации (см. рис. 2, в). При отборе также исключены образцы с видимой примесью глинистого и терригенного материала. На протяжении опробованного разреза отложения сохраняли свое залегание и не были нарушены разрывными дислокациями. Такая стратегия пробоотбора карбонатных толщ, испытавших неоднократные эпизоды



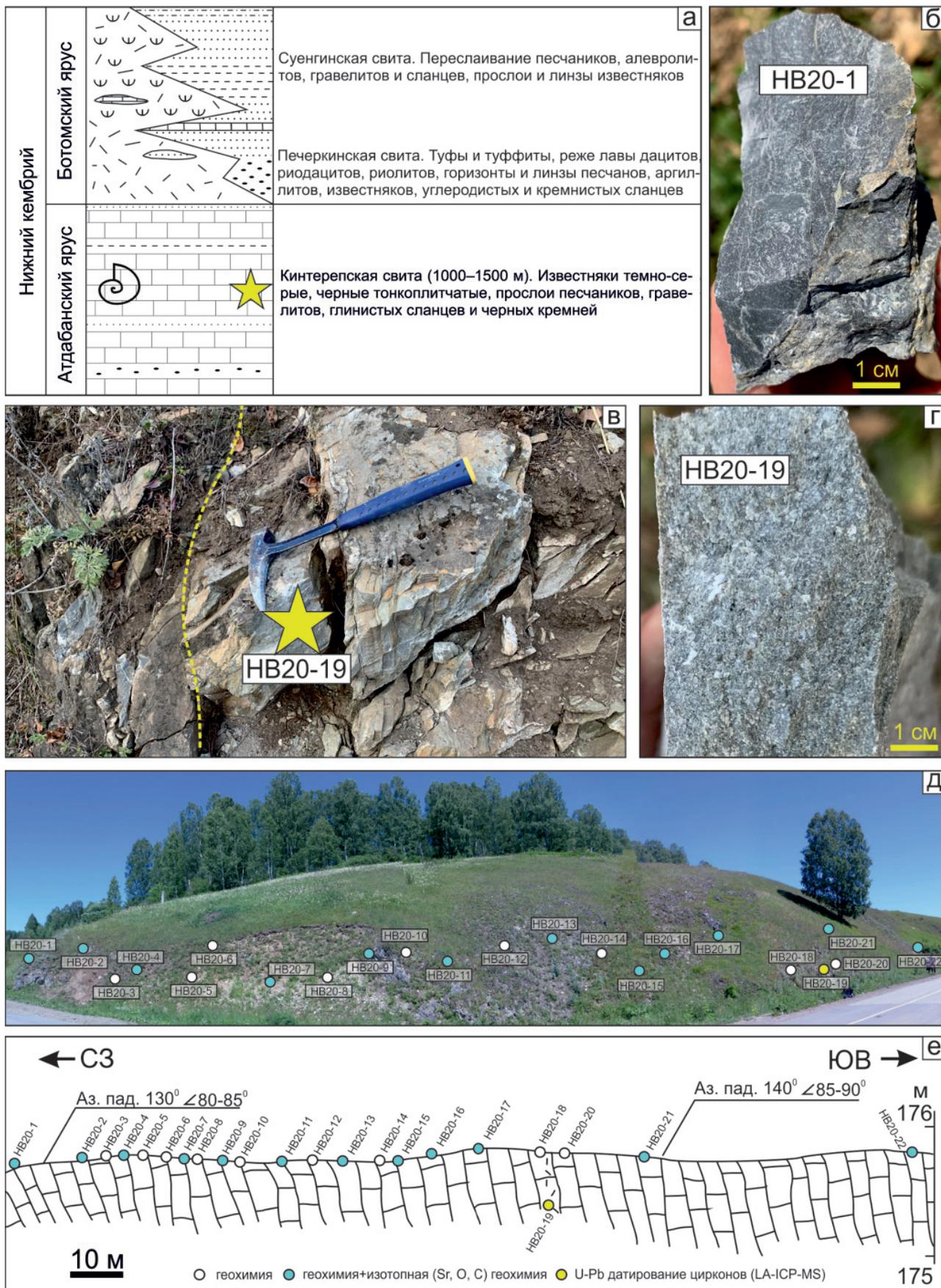
**Рис. 1.** Геологическое строение Салаира по данным [4, 6] с упрощениями. На врезке: положение объекта исследований на структурной схеме Центрально-Азиатского складчатого пояса, показано черной звездочкой

1 – пермь-триасовые гранитоиды; 2–14 –отложения: 2 – средней перми (кузнецкая подсерия), 3 – нижней перми (верхнебалахонская подсерия), 4 – среднего – верхнего карбона (нижнебалахонская подсерия), 5 – средне-поздне-карбоновые гранитоиды, 6 – верхнего девона – нижнего карбона (можухинская группа свит), 7 – верхнего девона (пачинская, укропская свиты), 8 – среднего девона (хмелевская свита, соболевско-сафроновская группа свит), 9 – нижнего – среднего девона (бердско-майская группа свит), 10 – нижнего девона (томско-заводская и теленгитская серии), 11 – нижнего – верхнего силура (потаповская свита), 12 – нижнего силура (серебренниковская серия), 13 – нижнего – среднего ордовика (илокарская серия); 14 – раннеордовикские гранитоиды; 15–21 – отложения: 15 – среднего кембрия – раннего ордовика (зелено-фиолетовая серия), 16 – терригенные раннего кембрия (суенгенско-анчешевская группа свит), 17 – вулканогенные раннего кембрия (печеркинская свита), 18 – карбонатные раннего кембрия (кинтерепско-гавриловская группа свит), 19 – вулканогенные раннего кембрия (аламбайская свита), 20 – ультрабазитовые раннего кембрия, 21 – венда – раннего кембрия (мишихинско-кедровская группа свит); 22 – геологические границы тел (а), разрывные нарушения (б)

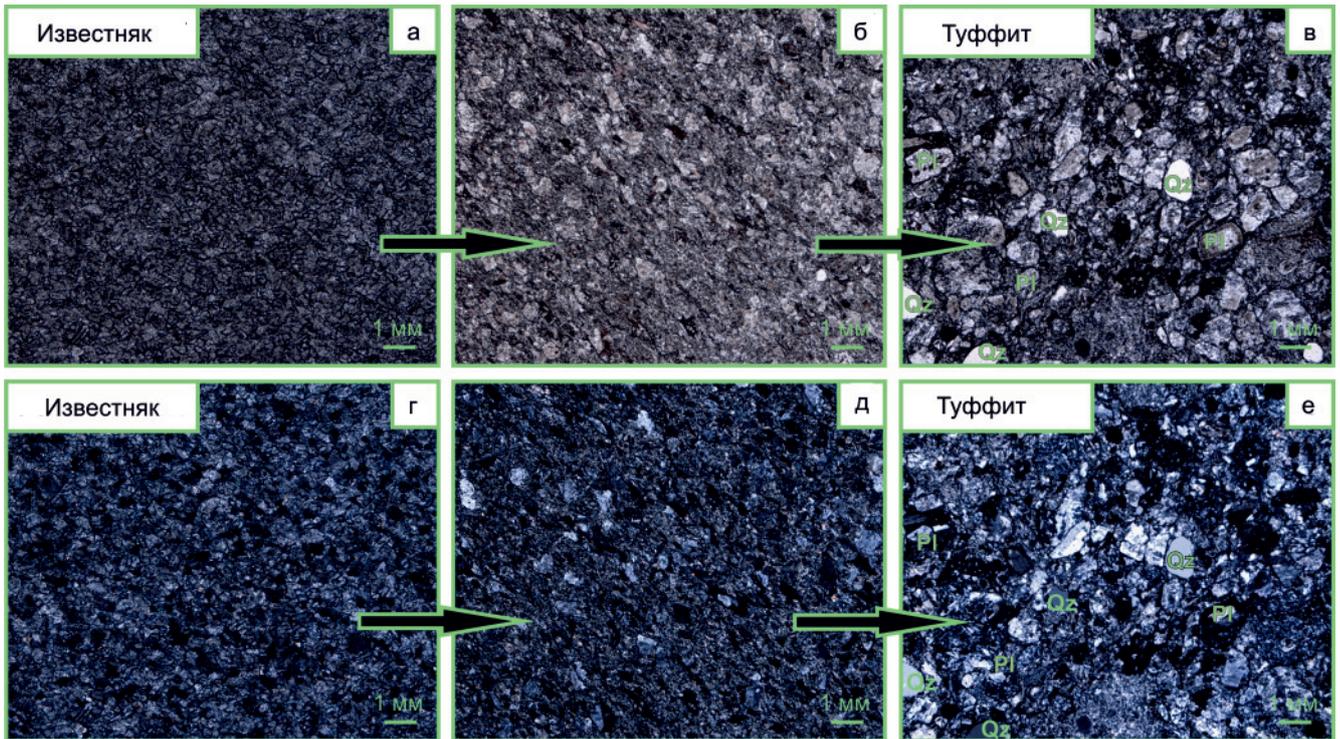
постседиментационных деформаций, позволяет проследить изменение изотопно-геохимических особенностей карбонатных пород в пределах одной толщи, сформированной в ходе единого цикла осадконакопления; избежать повторения (так называемого сдвоенного разреза) и провести корректную корреляцию с карбонатными разрезами других

регионов. Пробы карбонатных пород отобраны для определения геохимического состава (содержаний Ca, Mg, Mn, Fe и Sr) методом атомно-абсорбционного спектрометрического анализа, а также изотопного (Sr, C, O) состава.

Среди темно-серых массивных известняков в верхней части изученного разреза обнаружен



**Рис. 2.** Стратотипический разрез карбонатных отложений кинтерепской свиты: а – схематическая стратиграфическая колонка, составленная по материалам [5, 6]; фото: б – образцы темно-серых массивных известняков, в – обнажения условной границы чистых известняков и туффитов (звездочкой показано место отбора пробы для U-Pb исследований), г – образцы туффитов; д – панорама изученного обнажения (≈160 м); е – схематический разрез с местами отбора проб на геохимические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования



**Рис. 3.** Фотографии шлифов, демонстрирующие переход от чистых известняков (а, г) к туффитам (в, е) через известняки с примесью туффогенного материала (б, д). Фото (г–е) сделаны при скрещенных николях; Pl – плагиоклаз, Qz – кварц

прослой светло-серых пород мощностью до 1–1,5 м, выделяющихся полосчатой текстурой (см. рис. 2, г). Верхний и нижний контакты этих пород с известняками постепенные, не резкие. При исследовании на микроуровне установлено, что породы представляют собой псаммитовые туффиты, которые на 80–85 % состоят из вулканогенного материала и на 15–20 % – из карбонатного цемента. Переход от чистых известняков к туффитам прослеживается по постепенному увеличению частиц пеплового материала (см. рис. 3). Среди вулканогенного материала выделяются идиоморфные кристаллы кварца и альбита размерностью до 1 мм (см. рис. 3, в, д). По всем имеющимся признакам накопление пеплового материала происходило синхронно с накоплением карбонатных осадков, и датирование акцессорных минералов из туффитов позволяет инструментально обосновать возраст формирования карбонатных пород. Из данных пород отобрана крупногабаритная проба для геохронологических исследований (U-Pb датирования цирконов методом лазерной абляции, LA-ICP-MS).

#### Геохимические особенности карбонатных пород кинтерепской свиты

Геохимический состав карбонатных пород, а именно: соотношения таких элементов, как Ca, Mg, Mn, Fe и Sr, позволяет судить о степени их постседиментационных преобразований [8, 10] и оценивать сохранность в них изотопной системы, отражающей первичный изотопный состав Sr морской воды в момент седиментации, поскольку в литифицированный карбонатный осадок могут проникать

растворы различного происхождения (элизионные, метеорные) и обогащать карбонатные породы Fe и Mn, выносить Sr, тем самым нарушая Rb-Sr изотопную систему.

Атомно-абсорбционный анализ карбонатных пород выполнен для 21 пробы в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск). Для анализа бралась навеска карбонатной породы массой 100 мг, истертой в тонкий порошок путем сверления. К пробам добавлялось по 4 мл 1N раствора соляной кислоты, затем проводилась обработка в ультразвуковой ванне. Разложение продолжалось 72 часа, после чего пробы центрифугировались в течение часа при скорости вращения 3000 об/мин. Далее отбирался центрифугат, а нерастворимый остаток заливался 1 мл пятидистиллированной воды, и опять проводилось центрифугирование и отбор растворимой части. В результате этих процедур получено по 5 мл раствора каждой пробы. Для более эффективного определения высоких концентраций Ca, Mg и низких Mn, Fe, Sr использовано различное разбавление исходного раствора: исходный, в 10, 100 и 1000 раз. Определения содержаний Ca, Mg, Mn, Fe и Sr выполнены на приборе Thermo Scientific SOLAAR AA Spectrometer. Погрешность измерений составила не более 5 %. Результаты геохимических исследований приведены в табл. 1.

Геохимические исследования карбонатных отложений кинтерепской свиты показали, что изученный разрез представлен чистыми известняками –  $Mg/Ca < 0,007$  и лишь в двух пробах (НВ20-18 и НВ20-20) составляет 0,012 и 0,017 соответственно



Таблица 1

Содержания (Ca, Mg, Mn, Fe, Sr), геохимические критерии и изотопный состав (Sr, C, O) карбонатных пород кинтерепской свиты

Образец	Доля карбонатного материала, %	Содержание, мкг/г				Mg/Ca	Fe/Sr	Mn/Sr	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW, ‰)	измеренное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\sigma_{2\sigma}$	еюичное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
		Mn	Fe	Sr	Rb								
HB20-1	91,2	250	7300	5442	0,149	0,004	1,52	0,05	-0,5	20,1	0,708507	0,000007	0,708507
HB20-2	99,3	120	2900	4980	0,028	0,005	0,60	0,03	-0,5	23,8	0,708586	0,000012	0,708586
HB20-3	96,4	80	4100	5300	-	0,002	0,77	0,02	-	-	-	-	-
HB20-4	93,8	180	6200	6416	0,086	0,004	1,03	0,03	-0,6	21,4	0,708564	0,000008	0,708564
HB20-5	92,1	190	6400	2800	-	0,005	2,29	0,07	-	-	-	-	-
HB20-6	88,8	200	10200	5800	-	0,006	1,76	0,03	-	-	-	-	-
HB20-7	96,0	210	5000	4959	0,031	0,003	1,25	0,05	-0,5	23,3	0,708552	0,000011	0,708552
HB20-8	95,1	100	4800	4800	-	0,003	1,00	0,02	-	-	-	-	-
HB20-9	93,2	280	6100	5738	0,083	0,003	1,24	0,06	-0,7	20,6	0,708555	0,000007	0,708554
HB20-10	94,4	160	5500	3000	-	0,005	1,83	0,05	-	-	-	-	-
HB20-11	98,8	60	2300	4468	0,054	0,004	0,55	0,01	-0,6	23,2	0,708587	0,000012	0,708586
HB20-12	97,9	50	2500	5300	-	0,003	0,47	0,01	-	-	-	-	-
HB20-13	98,5	80	2500	3447	0,054	0,004	0,78	0,03	-0,3	23,0	0,708525	0,000009	0,708525
HB20-14	94,4	110	3100	4100	-	0,003	0,76	0,03	-	-	-	-	-
HB20-15	97,1	50	2700	5953	0,043	0,003	0,43	0,01	0,2	22,5	0,708584	0,000009	0,708583
HB20-16	92,0	250	5700	4571	0,044	0,004	1,30	0,06	0,2	19,8	0,708569	0,000013	0,708568
HB20-17	92,7	380	9200	4761	0,050	0,007	2,30	0,10	0,2	21,3	0,708569	0,000014	0,708569
HB20-18	67,0	960	18000	3700	-	0,016	4,86	0,26	-	-	-	-	-
HB20-20	57,6	1730	16100	2700	-	0,012	5,96	0,64	-	-	-	-	-
HB20-21	92,6	220	6800	5145	0,243	0,004	1,48	0,05	0,6	20,1	0,708583	0,000014	0,708582
HB20-22	98,1	30	630	5879	0,018	0,002	0,13	0,01	0,9	21,2	0,708566	0,000013	0,708566

Примечание. При вычислении первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  возраст пород принимался равным 515 млн лет.

(рис. 4, г). Доля нерастворимого остатка в 19 пробах не превышает 12 %, в среднем 5 %. Наибольшее содержание алюмосиликатного вещества (33,0 и 43,4 %) выявлено в пробах HB20-18 и HB20-20 соответственно, представляющих собой известняки с примесью туфогенного материала. Концентрации Mn в пробах с долей нерастворимого остатка, не превышающей 12 %, находятся в интервале от 30 до 280 г/т (см. рис. 4, а). Содержание Fe в карбонатных породах кинтерепской свиты варьирует в широких пределах (от 630 до 18000 г/т). В нижней части разреза наблюдается снижение концентраций с 7300 до 2900 г/т с последующим их ростом до 10200 г/т и дальнейшим плавным снижением до 2300 г/т. В средней части разреза выявлен резкий рост содержаний железа (18000 и 16100 г/т) и марганца (960 и 1730 г/т) в пробах HB20-18 и HB20-20, приуроченных к прослою туффитов (см. рис. 4, б). Карбонатные породы кинтерепской свиты характеризуются высокими содержаниями Sr – от 2700 до 6300 г/т. Образцы с максимальными долями

терригенной примеси (12–42 %) были исключены из дальнейших изотопно-геохимических исследований.

#### Изотопно-геохимические (Sr, C, O) особенности карбонатных пород кинтерепской свиты

Изотопно-геохимические (Sr, C, O) исследования 12 наиболее подходящих проб выполнены с целью оценки времени седиментации карбонатных пород кинтерепской свиты. Результаты их изотопно-геохимических (Sr, C, O) исследований приведены в табл. 2.

Измерение изотопного состава C и O выполнено методом проточной масс-спектрометрии при постоянном потоке He с помощью масс-спектрометра Finnigan MAT-253 и линии пробоподготовки – GasBench II в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск).

Подготовка карбонатных проб к измерениям осуществлялась путем разложения карбонатного порошка в ортофосфорной кислоте при температуре

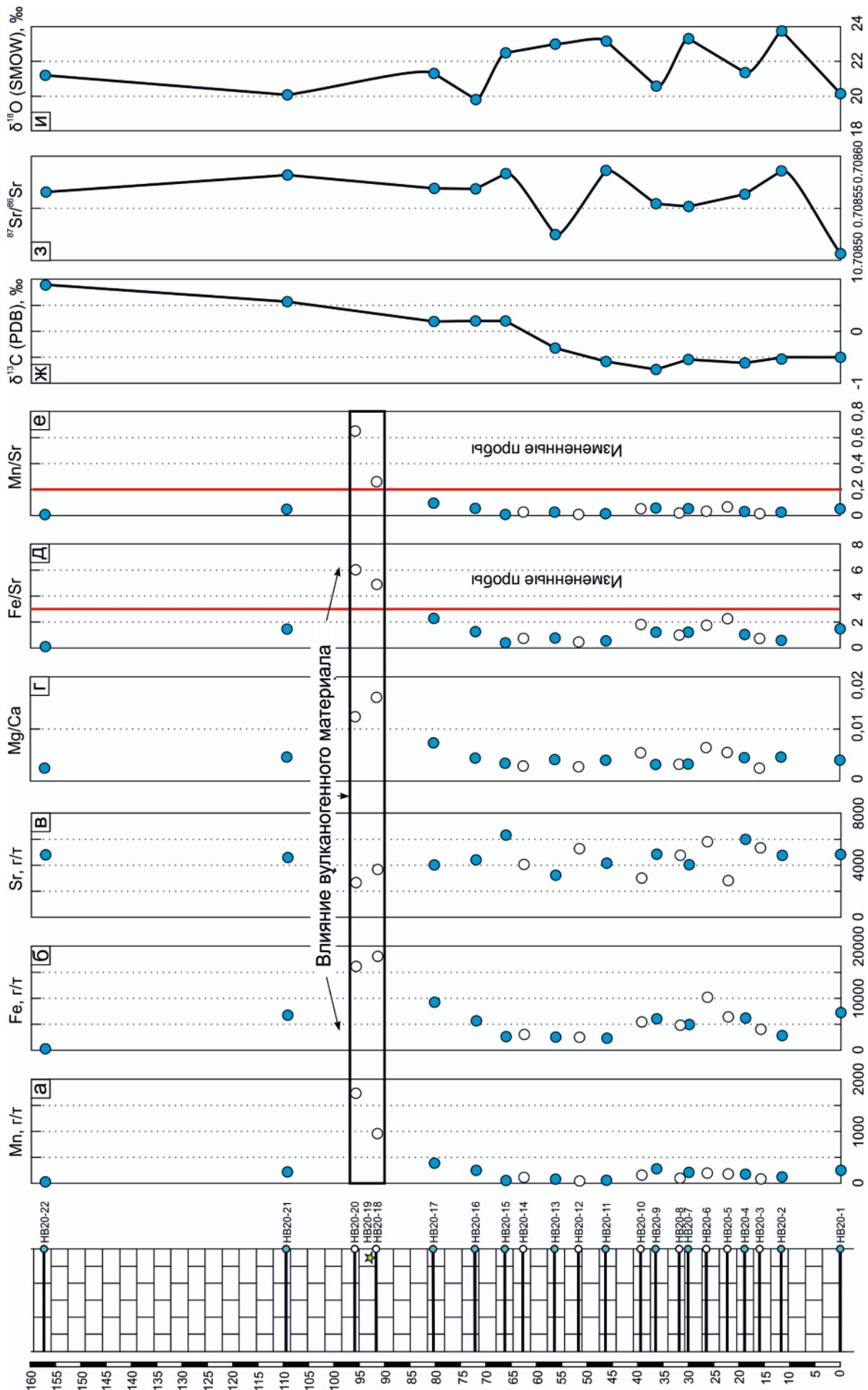


Рис. 4. Распределение содержания Mn, Fe и Sr, значений отношений Mg/Ca, Mn/Sr и Fe/Sr,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  для карбонатных отложений кинтерепской свиты по изученному разрезу. Красной линией отмечены предельные значения критериев сохранности известняков



Таблица 2

Результаты U-Pb датирования цирконов из туффитов (проба НВ20-19)

№ точки	Изотопные отношения						Возраст, млн лет					
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 $\sigma$
1	0,0564	0,0042	0,642	0,048	0,0821	0,0017	492	30	510	10	340	160
2	0,0533	0,0045	0,613	0,05	0,0829	0,0017	475	32	514	10	240	170
3	0,0557	0,0044	0,643	0,05	0,0835	0,0017	493	32	517	10	320	170
4	0,0593	0,005	0,677	0,052	0,083	0,0019	518	33	514	11	450	170
5	0,0555	0,0035	0,645	0,041	0,0834	0,0017	498	25	516	10	360	140
6	0,0573	0,0024	0,644	0,029	0,0814	0,0015	504	18	504,6	8,8	451	91
7	0,0552	0,0051	0,618	0,053	0,083	0,0023	476	34	514	14	270	180
8	0,0559	0,0022	0,655	0,026	0,083	0,0011	509	16	514,2	6,5	407	88
9	0,0574	0,0027	0,68	0,032	0,0852	0,0012	523	19	527,1	7,2	450	100
10	0,0559	0,0053	0,618	0,055	0,0833	0,0024	487	38	515	14	300	190
11	0,0544	0,0028	0,64	0,034	0,0835	0,0013	497	21	516,7	7,9	340	110
12	0,0559	0,0027	0,646	0,031	0,0828	0,0012	502	19	512,6	7,1	390	110
13	0,0592	0,0054	0,666	0,056	0,0819	0,0022	506	35	507	13	410	190
14	0,0539	0,0036	0,625	0,043	0,0836	0,0016	486	27	519,2	9,8	290	140
15	0,0542	0,0051	0,62	0,056	0,083	0,0018	481	37	514	10	260	190
16	0,0581	0,0057	0,665	0,064	0,0824	0,0021	502	39	510	13	350	200
17	0,0567	0,005	0,645	0,054	0,0829	0,0018	493	34	513	11	360	180
18	0,0548	0,0021	0,653	0,025	0,0851	0,00089	508	15	526,4	5,3	361	84
19	0,0552	0,0041	0,662	0,051	0,084	0,0016	506	30	519,9	9,5	340	150
20	0,0566	0,0058	0,659	0,067	0,0841	0,0024	497	40	520	14	300	200
21	0,0578	0,004	0,675	0,047	0,084	0,0015	516	29	519,7	8,7	420	150
22	0,0585	0,0034	0,673	0,037	0,0844	0,0018	517	23	522	11	460	120
23	0,0553	0,0035	0,639	0,038	0,082	0,0017	500	25	508,1	9,9	380	140

60 °C в гелиевой среде. После завершения реакции смесь He и CO<sub>2</sub> изымалась из пробирки и далее через систему капилляров поступала в приставку GasBenchII. Там она очищалась от воды и поступала в хроматографическую колонку, где происходило разделение газов по времени удерживания. На выходе из колонки CO<sub>2</sub> в смеси с He направлялся в масс-спектрометр, где и измерялся изотопный состав C и O в CO<sub>2</sub>. Точность измерений контролировалась по международным (NBS19  $\delta^{13}\text{C} = +1,9 \text{ ‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = +28,6 \text{ ‰}$ ), российским (ДВГИ  $\delta^{13}\text{C} = +1,2 \text{ ‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = +32,7 \text{ ‰}$ ) и внутрилабораторным (Ca770) стандартам и составляла 0,1 ‰ для значений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ . Все значения приводятся в промилле,  $\delta^{13}\text{C}$  – относительно стандарта PDB,  $\delta^{18}\text{O}$  – относительно стандарта SMOW.

Отбор образцов для изучения изотопного состава C в карбонатных отложениях кинтерепской свиты проводился с использованием следующих геохимических критериев сохранности:  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} > 20 \text{ ‰}$ ,  $\text{Mn}/\text{Sr} \leq 4$ ,  $\text{Fe}/\text{Sr} \leq 10$  [9]. Значение  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  варьирует от 19,8 до 23,8 ‰ (см. рис. 4, з). Изотопный состав углерода  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  известняков кинтерепской свиты изменяется от –0,7 до +0,9 ‰ (см. рис. 4, ж) с плавным переходом от отрицательных значений внизу разреза к положительным в верхней. Отсутствие корреляции между значениями  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  (рис. 5, б) также свидетельствует о сохранности изотопной системы.

Измерения содержаний Rb и Sr, а также изотопного состава Sr проводились на многоколлекторном масс-спектрометре TritonPlus в ЦКП «Геоаналитик» (Екатеринбург, Институт геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого УрО РАН). Навески пробы (0,1–1,5 г) помещались в полипропиленовые колбы (15 см<sup>3</sup>) и промывались в 0,01 М HCl после перемешивания, осаждения в течение 30 мин и последующего центрифугирования в течение 30 мин при 2500 об/мин. Раствор над осадком удалялся. Процедура повторялась три раза. Затем пробу сушили в сушильном шкафу при температуре 90 °C. Сухой остаток взвешивался, после чего к нему добавлялось 2,5 см<sup>3</sup> 0,1 М HCl и 3,5 см<sup>3</sup> 1 М HCl. Далее пробу центрифугировали, раствор над осадком сливали в отдельный бюкс, выпаривали его до сухого остатка и затем растворяли в 3 % HNO<sub>3</sub>.

Хроматографическое разделение Rb и Sr карбонатных пород проведено в колонках с катионитом Dowex 50x8 с дополнительной очисткой фракции стронция через смолу Sr-спек (BioRad) [25]. Корректировка на изотопное фракционирование Sr произведена при помощи нормализации измеренных значений по отношению  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,37521$ . На время измерительной сессии значение NIST SRM 987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляло  $0,710258 \pm 0,00009$  (2 $\sigma$ , n = 9).

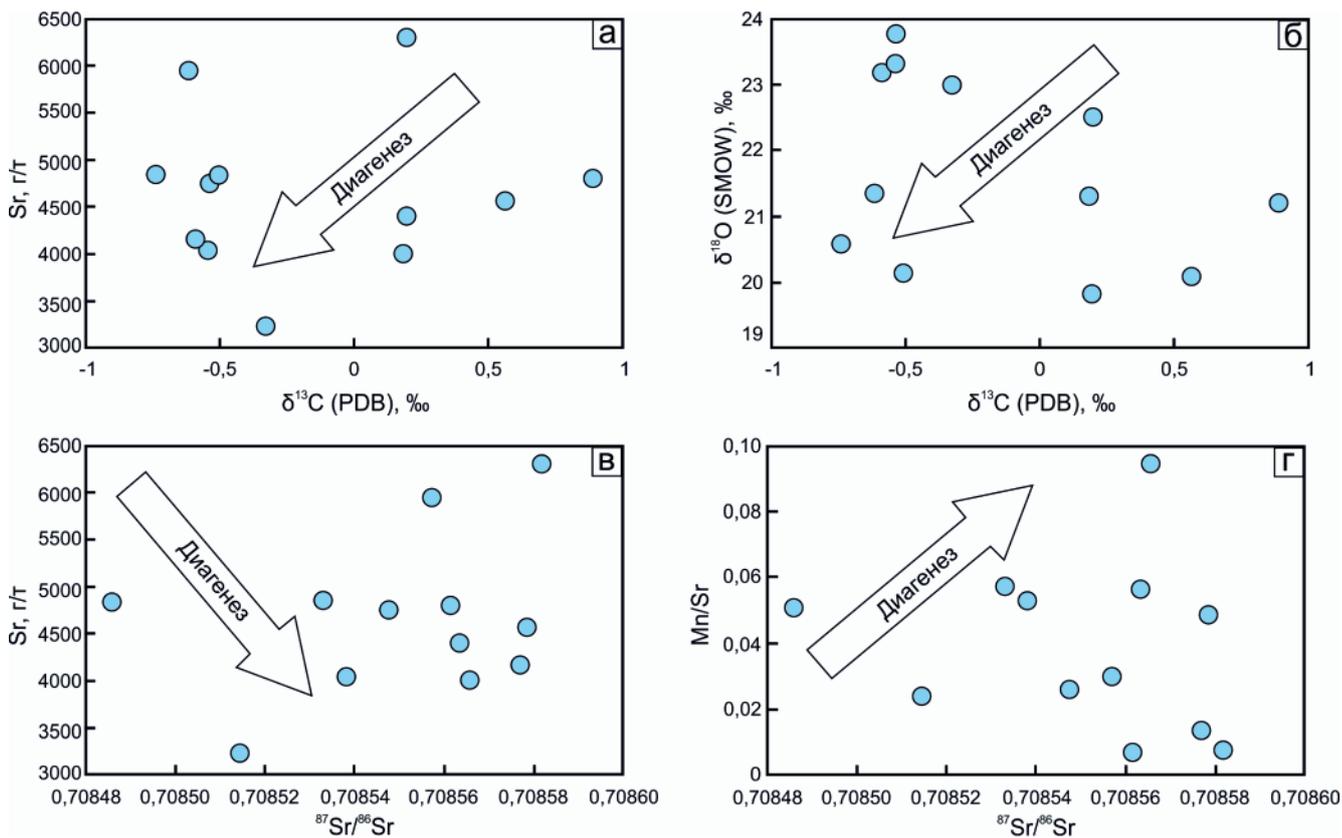


Рис. 5. Диаграммы ковариационных зависимостей: содержания Sr (а) и значений  $\delta^{18}\text{O}$  (б) от  $\delta^{13}\text{C}$ , содержания Sr (в) и Mn/Sr (г) от  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для карбонатных отложений кинтерепской свиты

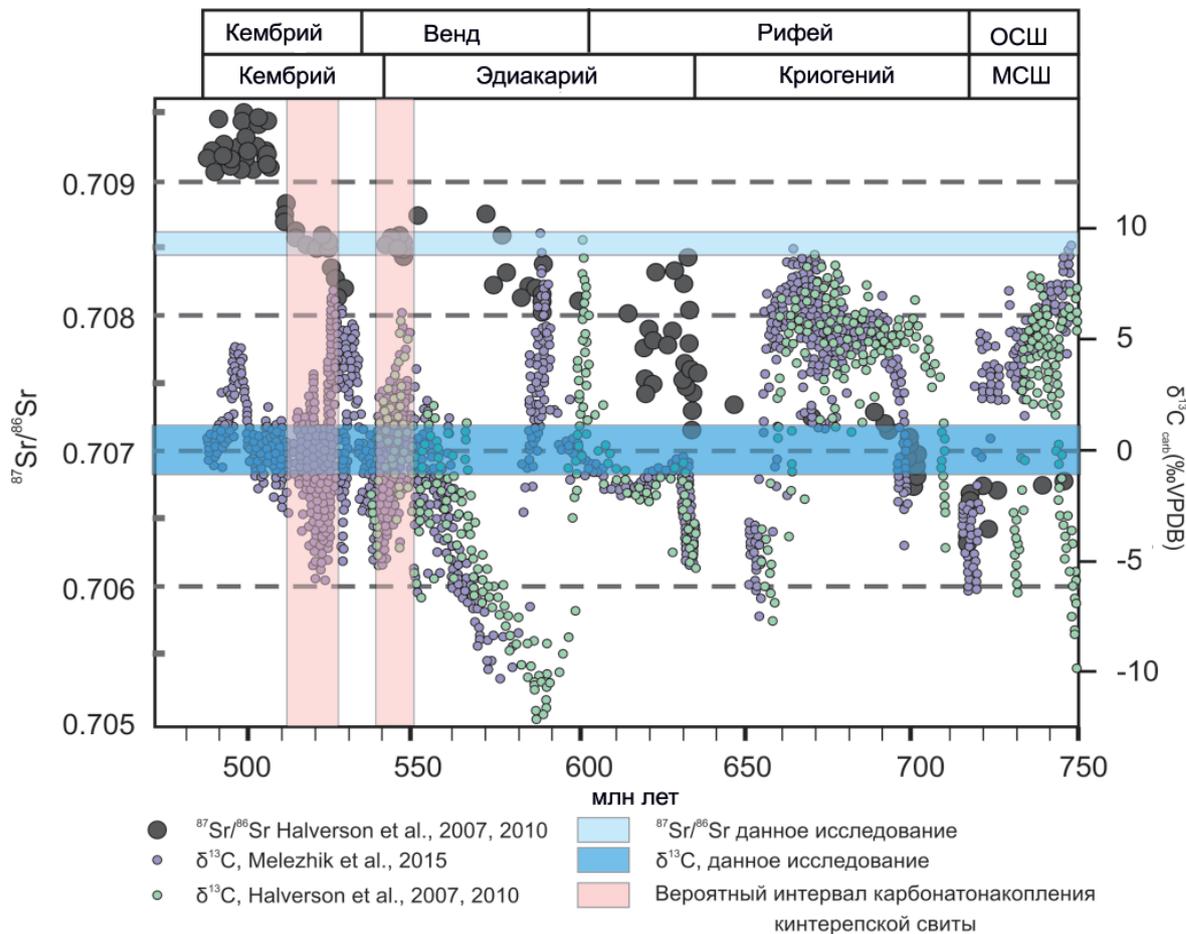


Рис. 6. Сопоставление полученных данных изотопного состава Sr и  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатных отложений кинтерепской свиты со сводной мировой кривой вариаций изотопного состава Sr и  $\delta^{13}\text{C}$  в водах палеоокеана



Для оценки сохранности Sr изотопной системы карбонатных пород был применен набор геохимических критериев, отражающих перераспределение примесных элементов (марганца, железа и стронция) в процессах постседиментационных преобразований. Предельные их значения для известняков:  $Mg/Ca \leq 0,024$ ,  $Mn/Sr \leq 0,2$ ,  $Fe/Sr \leq 5,0$  [11, 12]. Известняки кинтерепской свиты с долей нерастворимого остатка до 10 % характеризуются низкими значениями  $Mn/Sr$  (0,01–0,1). Отношения  $Fe/Sr$  варьируют между 0,13 и 2,3 (см. рис. 4, д, е), что указывает на высокую степень сохранности и их пригодность для исследований изотопного состава стронция. Изотопный состав Sr наименее измененных образцов карбонатных пород кинтерепской свиты характеризуется узким диапазоном значений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  – от 0,70851 до 0,70859. Отсутствие корреляции между содержанием Sr и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (см. рис. 5, в) указывает на сохранность Sr-изотопной системы, что также подтверждается отсутствием корреляции между значениями отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и  $Mn/Sr$  и между содержанием Sr и значениями  $\delta^{13}C_{PDB}$  (см. рис. 5, а, г).

Сопоставление полученных изотопных характеристик ( $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения и значения  $\delta^{13}C_{PDB}$ ) карбонатных пород кинтерепской свиты с обобщенной кривой вариации  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения и значений  $\delta^{13}C_{PDB}$  в палеоокеане [17, 21, 23] показало, что полученные характеристики ( $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношение от 0,70851 до 0,70859, значение  $\delta^{13}C_{PDB}$  от –0,7 до +0,9 ‰) соответствуют двум вероятным интервалам накопления: 550–540 млн лет и 525–510 млн лет (рис. 6).

Схожими изотопными характеристиками обладают: 1) доломиты и известковистые доломиты янгудской свиты Северо-Муйской глыбы:  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от 0,70814 до 0,70879,  $\delta^{13}C_{PDB}$  от –0,4 до +1,9 ‰ с интервалом накопления 525–520 млн лет [8]; 2) карбонатные породы чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (верхняя часть хужиртайской и нургагинской свит боксонской серии):  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от 0,70830 до 0,70873,  $\delta^{13}C$  от –0,9 до –0,1 ‰, интервал накопления 520–540 млн лет [2]; 3) известняки третьей пачки сорнинской свиты енисейской серии Кузнецкого Алатау:  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от 0,70848 до 0,70852, но значения  $\delta^{13}C_{PDB}$  более высокие – от +3 до +4 ‰, интервал накопления 517–525 млн лет [4]; 4) толбачинская и мачинская свиты Уринского поднятия:  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от 0,70854 до 0,70855 [11]; 5) карбонатные отложения Сибирского кратона:  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от 0,70846 до 0,70856,  $\delta^{13}C_{PDB}$  от –1,8 до –0,3 ‰ [24]; 6) баянкольская свита чехла Дзобханского микроконтинента  $^{87}Sr/^{86}Sr$  от 0,70847 до 0,70858,  $\delta^{13}C_{PDB}$  от –3,9 до +5,1 ‰, интервал осадконакопления 520–550 млн лет [18].

#### Результаты геохронологических исследований – U-Pb датирования цирконов

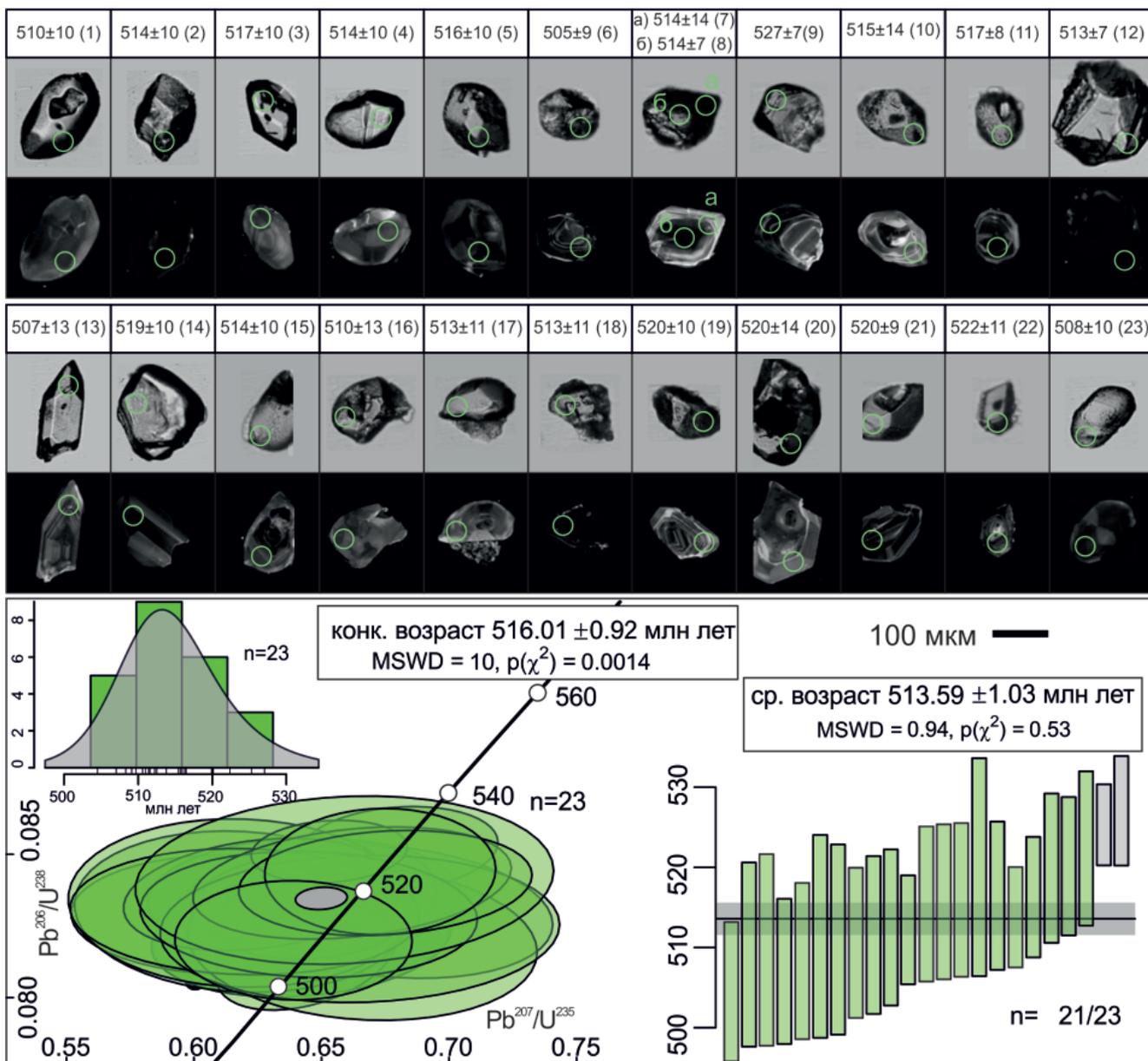
Геохронологические U-Pb исследования цирконов проведены с целью определения возраста фор-

мирования карбонатных пород кинтерепской свиты. Для этого отобрана проба НВ20-19 (54°29.109' с. ш., 83°59.053' в. д.) из прослая туффитов верхней части изученного карбонатного разреза (см. рис. 2). Выделение цирконов из этой пробы выполнено с применением традиционных методов, включающих магнитную сепарацию, разделение в тяжелых жидкостях и отбор вручную. Внутренние структуры цирконов предварительно изучены под микроскопом в отраженном свете и по катодолюминесцентным (КЛ) изображениям с целью выбора потенциальных точек для измерений.

U-Pb датирование цирконов выполнено в Центре геотермохронологии Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета на квадрупольном масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме ThermoScientific iCAP Q, соединенном с системой лазерной абляции на основе эксимерного лазера (длина волны 193 нм) Analyte Excite (Teledyne Cetac Technologies). Диаметр лазерного луча составляет 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц, плотность энергии лазерного излучения 2,5–3,0 Дж/см<sup>2</sup>. В качестве стандартных образцов цирконов использовались международные эталонные образцы цирконов: 91500 – внешний стандарт (1064 млн лет [26]) и Plešovice – контрольный образец (337 млн лет [22]).

Данные масс-спектрометрических измерений обработаны с помощью программы Lolite 3.65, встроенной в Igor Pro [18]. Результаты геохронологических исследований показаны в табл. 2 и на рис. 7. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 2σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов – на уровне 2σ. Расчет средневзвешенных значений возраста по изотопным отношениям выполнялся в Microsoft Excel со встроенным пакетом Isoplot [20].

Для пробы НВ20-19, отобранной из туффитов, проанализированы 22 кристалла циркона. Цирконы представляют собой светло-коричневые преимущественно идиоморфные изометричные и реже призматические кристаллы длиной 100–190 мкм с коэффициентом удлинения в среднем 1,2–2,2. Кристаллы, выбранные для датирования, без видимых трещин, флюидных и/или расплавленных включений. Как показывают КЛ-изображения (см. рис. 7), цирконы имеют умеренное до высокого свечение и различное внутреннее строение, выраженное в виде различной зональности. Чаще всего зональность тонкая магматическая, но есть и кристаллы, в которых осцилляторная зональность не проявлена. Такие морфологические особенности исследованных кристаллов характерны для цирконов магматического происхождения, что также подтверждается типичными для таких цирконов отношениями Th/U (0,20–0,54). Для 22 цирконов выполнены 23 измерения, в одном из кристаллов про-



**Рис. 7.** Результаты U-Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS из туффитов. Фото кристаллов циркона на сером фоне – в отраженном свете, на черном – КЛ-изображения. Зеленые круги – места измерения. Единичные  $Pb^{206}/U^{238}$  возрасты и их погрешности представлены в млн лет; номера измерения согласуются с табл. 2. График с конкордией, гистограмма и среднее значение возраста смоделированы с помощью программы IsoplotR [27]

анализированы центральная и краевая части зерна (точки а и б на рис. 7), в остальных – только краевая часть. Единичные измерения показали диапазон  $Pb^{206}/U^{238}$  возрастов от 505 до 527 млн лет с высокой погрешностью – 7–14 млн лет. Конкордатный возраст, полученный по всем 23 измерениям, составил  $516,0 \pm 0,9$  млн лет (СКВО = 10). Средний возраст, рассчитанный по 21 измерению, показал схожий результат с учетом погрешности –  $513,6 \pm 1,0$  млн лет. Два анализа не были учтены при расчете среднего значения возраста, поскольку оказались несколько древнее, чем основная популяция. Гистограмма распределения единичных возрастов показывает пик приблизительно на 513 млн лет. Учитывая магматическое происхождение проанализированных цирконов, полученная датировка около 515 млн лет

отражает раннекембрийское время формирования вулканического пепла.

### Выводы

В результате проведенных исследований изучен геохимический и изотопно-геохимический (Sr, C, O) состав и уточнен возраст формирования карбонатных отложений стратотипического разреза кинтерепской свиты северо-западной части Салаирского бассейна. Карбонатные отложения кинтерепской свиты имеют довольно выдержанный геохимический состав, представлены чистыми известняками с низкими значениями отношения Mg/Ca ( $< 0,007$ ) и высокой степенью растворимости (в среднем  $\approx 95\%$ ). Особенности геохимического состава кинтерепских известняков исключают суще-



ственные постседиментационные преобразования и свидетельствуют о сохранности Sr-изотопной системы карбонатных пород. Изученные породы характеризуются нормальными значениями  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  (19,8–23,8 ‰) и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  (–0,7...+0,9 ‰) с плавным переходом от отрицательных значений внизу разреза к положительным в верхней. Отсутствие корреляции между значениями  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  также говорит о сохранности изотопной O-C системы. Изотопный состав Sr неизменных образцов карбонатных пород кинтерепской свиты характеризуется узким диапазоном значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70851–0,70859). Сопоставление полученных изотопных характеристик карбонатных пород кинтерепской свиты с обобщенной мировой кривой вариации  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения и значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  в палеоокеане предполагает два вероятных интервала карбонатонакопления: 540–550 и 510–525 млн лет.

U-Pb датирование цирконов из вулканического пепла, обнаруженного среди известняков кинтерепской свиты по геологическим, петрографическим и геохимическим данным, показало возраст их формирования на рубеже около 515 млн лет. Учитывая синхронность образования вулканического пепла с отложением карбонатных осадков, интервал карбонатонакопления 525–510 млн лет наиболее вероятен для времени формирования пород кинтерепской свиты Северо-Западного Салаира. Аналогичные карбонатные породы, имеющие схожий возраст и особенности изотопного состава, известны как в соседних районах (например, Кузнецкий Алатау), так и в пространственно отдаленных от Салаирского бассейна регионах Сибирского палеоконтинента и в пределах микроконтинентов Центральной Азии – Тувино-Монгольского и Дзабханского.

Полученные результаты для осадочных последовательностей Салаира демонстрируют возможности изотопно-геохимических исследований древних карбонатных пород и подчеркивают важность комплексного подхода в комбинации с другими методами, в данном случае с U-Pb датированием цирконов.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области в рамках научного проекта № 20-45-543001 р\_мол\_а за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-00022 (геохимические, геохронологические и изотопные Sr-исследования) и в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (изотопные C-O исследования).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Бабин Г. А., Шокальский С. П.** Основные черты геологического строения Алтае-Саянской складчатой области (тектоническое районирование, стратиграфия, магматизм, история геологического развития) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – № 6с. – С. 19–37.
2. **Вишневская И. А., Летникова Е. Ф.** Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 6. – С. 741–763.
3. **Геологическая** карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кузбасская. Лист N-44-XVIII. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1968. – 76 с.
4. **Геохимические** и изотопные (Sr, C, O) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемостратиграфия и обстановки седиментогенеза / Е. Ф. Летникова, А. Б. Кузнецов, И. А. Вишневская и др. // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 10. – С. 1466–1487.
5. **Государственная** геологическая карта РФ 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-45-Новокузнецк. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2005.
6. **Государственная** геологическая карта РФ 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44-Новосибирск. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2015.
7. **Государственная** геологическая карта РФ 1:200 000 (второе поколение). Серия Кузбасская. Лист N-44-XVIII-Черепановская площадь. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008.
8. **Изотопная** хемостратиграфия и U-Pb датирование детритовых цирконов венд-кембрийских отложений Северо-Муйской глыбы / И. А. Вишневская, Е. Ф. Летникова, Н. А. Каныгина и др. // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59, № 11. – С. 1795–1814.
9. **Изотопный** состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) / В. Н. Подковыров, М. А. Семихатов, И. М. Горохов, Д. П. Виноградов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1998. – Т. 6, № 4. – С. 3–19.
10. **Изотопный** состав стронция в известняках инзерской свиты стратотипа верхнего рифея, Южный Урал / А. Б. Кузнецов, М. А. Семихатов, И. М. Горохов, Н. Н. Мельников // Докл. РАН. – 1997. – Т. 353, № 2. – С. 249–254.
11. **Изотопный** состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири / И. М. Горохов, М. А. Семихатов, А. В. Баскаков и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1995. – Т. 3, № 1. – С. 3–33.
12. **Изотопный** состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в позднерифейском океане / А. Б. Кузнецов, М. А. Семихатов, И. М. Горохов и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2003. – Т. 11, № 5. – С. 3–39.
13. **Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М.** Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемостратигра-



фии// Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2012. – Т. 20, № 6. – С. 3–19.

14. **Легенда** Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье издание) / Г. А. Бабин, Л. Л. Зейферт, А. Ф. Щигрев и др. – Новокузнецк: Запсибгеолсъемка, 2006. – 172 с.

15. **Минералогия** области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны. / Н. А. Росляков, Ю. Г. Щербаков, Л. В. Алабин и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 243 с.

16. **Полихронность** и геохимические особенности Салаирского рудного поля / Ю. Г. Щербаков, Н. В. Рослякова, Ю. Н. Лебедев, Е. Ф. Доильницын // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 82–98.

17. **Evolution** of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of Neoproterozoic seawater / G. P. Halverson, F. Ö. Dudás, A. C. Maloof, S. A. Bowring // *Paleogeography. Paleoclimatology. Paleoecology*. – 2007. – Vol. 256 (3–4). – P. 103–129.

18. **Improved** laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction / C. Paton, J. Woodhead, J. Hellstrom et al. // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2010. – No. 11(3). – URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2009GC002618>.

19. **Integrated** chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia / M. D. Brasier, G. Shields, V. N. Kuleshov, E. A. Zhegallo // *Geol. Mag.* – 1996. – Vol. 133, no. 4. – P. 445–485.

20. **Ludwig K.** User's Manual for Isoplot 3.00 // *A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Vol. 4. – Berkeley, Berkeley Geochronology Center, 2003. CA P. 1–70.

21. **Neoproterozoic** chemostratigraphy / G. P. Halverson, B. P. Wade, M. T. Hurtgen, K. M. Barovich // *Precambrian Research*. – 2010. – Vol. 182. – P. 337–350.

22. **Plešovice** zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis / J. Slama, J. Kosler, D. J. Condon, et al. // *Chemical Geology*. – 2008. – Vol. 249, no. 1–2. – P. 1–35.

23. **Pre-Sturtian** (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach / V. A. Melezhik, P. M. Ihlen, A. B. Kuznetsov, et al. // *Precambrian Research*. – 2015. – Vol. 261. – P. 272–299.

24. **Sr and C** isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a paleoenvironmental record during the Cambrian explosion / L. A. Derry, M. D. Brasier, R. M. Corfield et al. // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1994. – Vol. 128. – P. 671–681.

25. **Streletskaya M., Zaytceva M., Soloshenko N.** Sr and Nd chromatographic separation procedure for precise isotope ratio measurement using TIMS and MC ICP methods-MS // European winter conference

on plasma spectrochemistry. – St. Anton am Arlberg, Austria. – 2017. – 19–24 Feb. – P. 319.

26. **Three** natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses / M. Wiedenbeck, P. Alle, F. Corfu et al. // *Geostandards Newslett.* – 1995. – No. 19. – P. 1–23.

27. **Vermeesch P.** IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers*. – 2018. – Vol. 9. – P. 479–493.

## REFERENCES

1. Babin G.A., Shokalsky S.P. [Major geological features of the Altai-Sayan folded region (tectonic zoning, stratigraphy, magmatism, geological evolution)]. *Geologiya i mineralno-syr'yevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2017, no. 6s, pp. 19–37. (In Russ.).

2. Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F. Chemostratigraphy of the Vendian–Cambrian carbonate sedimentary cover of the Tuva-Mongolian microcontinent. *Russian Geology and Geophysics*, 2013, vol. 54, no. 6, pp. 567–586.

3. *Geologicheskaya karta SSSR mashtaba 1:200 000. Seriya Kuzbasskaya. List N-44-XVIII. Obyaznitelnaya zapiska* [Geological map of the USSR on a scale of 1:200,000. Serie Kuzbassskaya. Sheet N-44-18. Explanatory note]. Moscow, Nedra Publ., 1968. 76 p. (In Russ.).

4. Letnikova E.F., Kuznetsov A.B., Vishnevskaya I.A., Terleev A.A., Konstantinova G.V. The geochemical and isotope (Sr, C, O) characteristics of the Vendian-Cambrian carbonate deposits of the Azyr-Tal Ridge (Kuznetsk Alatau): chemostratigraphy and sedimentogenesis environments. *Russian Geology and Geophysics*, 2011, vol. 52 (10), pp. 1154–1170.

5. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF 1:1 000 000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Altaye-Sayanskaya. List N-45-Novokuznetsk* [State Geological Map of the RF on a scale of 1:1,000,000 (third edition). Series Altai-Sayanskaya. Sheet N-45-Novokuznetsk]. Saint-Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 2005. (In Russ.).

6. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF 1:1,000,000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Altae-Sayanskaya. List N-44-XVIII-Novosibirsk* [State Geological Map of the RF on a scale of 1:1,000,000 (third edition). Altai-Sayanskaya Series. Sheet N-44-Novosibirsk]. Saint-Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 2015. (In Russ.).

7. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF 1:200,000 (vtoroye pokoleniye). Seriya Kuzbasskaya. List N-44-XVIII-Cherepanovskaya ploschad* [State Geological Map of the RF on a scale of 1:200,000 (second edition). Series Kuzbasskaya. Sheet N-44-18-Cherepanovskaya area]. Saint-Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 2008. (In Russ.).

8. Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F., Proshenkin A.I., et al. Isotope stratigraphy and U-Pb dating of detrital zircons from the Vendian-Cambrian deposits of the north Muya Block. *Russian Geology and Geophysics*, 2018, Vol. 59, no. 11, pp. 1433–1449.



9. Podkovyrov V.N., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Vinogradov D.P. [Isotopic Composition of Carbonate Carbon in the Upper Riphean Stratotype (Karatau Group), South Urals]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya – Stratigraphy. Geological Correlation*, 1998, vol. 6, no. 4, pp. 3–19. (In Russ.).
10. Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Melnikov N.N. [Strontium isotopic composition in the limestones of the Inzer Formation, Upper Riphean type section, Southern Urals]. *Doklady Akademii Nauk – Doklady Earth Sciences*, 1997, vol. 353, no. 2, pp. 249–254. (In Russ.).
11. Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Baskakov A.V., et al. [Sr Isotopic Composition in Riphean, Vendian, and Lower Cambrian Carbonates from Siberia]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya – Stratigraphy. Geological Correlation*, 1995, vol. 3, no. 1, pp. 3–33. (In Russ.).
12. Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., et al. [Sr isotope composition in carbonates of the Karatau Group, Southern Urals, and standard curve of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variations in the Late Riphean Ocean]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya – Stratigraphy. Geological Correlation*, 2003, vol. 11, no. 5, pp. 3–39. (In Russ.).
13. Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M. [The Sr isotope composition of the World Ocean, marginal and inland seas: implications for the Sr isotope stratigraphy]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya – Stratigraphy. Geological Correlation*, 2012, vol. 20, no. 6, pp. 3–19. (In Russ.).
14. Babin G.A., Zeyfert L.L., Shchigrev A.F., et al. *Legenda Altae-Sayanskoy serii listov Gosudarstvennoy geologicheskoy karty Rossiyskoy Federatsii mashtaba 1:1 000 000 (tret'ye izdaniye)* [Legend of Altai-Sayan block of State Geological Map of the Russian Federation on a scale of 1:1,000,000 (3<sup>rd</sup> edition)]. Novosibirsk, Zapsibgeolsyemka Publ., 2006. 172 p. (In Russ.).
15. Roslyakov N.A., Shcherbakov Yu.G., Alabin L.V., et al. *Minerageniya oblasti sochleneniya Salaira i Kolyvan-Tomskoy skladchatoy zony* [Minerageny of junction area of the Salair and Kolyvan-Tomsk folded zone]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2001. 243 p. (In Russ.).
16. Shcherbakov Yu.G., Roslyakova N.V., Lebedev Yu.N., Doilnitsyn E.F. [Polychronism and geochemical features of the Salair ore field]. *Regionalnaya geokhronologiya Sibiri i Dalnego Vostoka* [Regional Geology of Siberia and the Far East]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1987, pp. 82–98. (In Russ.).
17. Halverson G.P., Dudás F.Ö., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  composition of Neoproterozoic seawater. *Paleogeography. Paleoclimatology. Paleoecology*, 2007, vol. 256 (3–4), pp. 103–129.
18. Paton C., Woodhead J., Hellstrom J., et al. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, no. 11(3). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2009GC002618>.
19. Brasier M.D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhegallo E.A. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic-early Cambrian of southwest Mongolia. *Geol. Mag.*, 1996, vol. 133, no. 4, pp. 445–485.
20. Ludwig K. User's Manual for Isoplot 3.00. *A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Vol. 4*. Berkeley, Berkeley Geochronology Center, 2003. CA P. 1–70.
21. Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M. Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 2010, vol. 182, pp. 337–350.
22. Slama J., Kosler J., Condon D.J., et al. Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 2008, vol. 249, no. 1–2, pp. 1–35.
23. Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B., et al. Pre-Sturtian (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach. *Precambrian Research*, 2015, vol. 261, pp. 272–299.
24. Derry L.A., Brasier M.D., Corfield R.M., et al. Sr and C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a paleoenvironmental record during the Cambrian explosion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, vol. 128, pp. 671–681.
25. Streletskaya M., Zaytceva M., Soloshenko N. Sr and Nd chromatographic separation procedure for precise isotope ratio measurement using TIMS and MC ICP methods-MS. *European winter conference on plasma spectrochemistry*. St. Anton am Arlberg, Austria, 2017, 19–24 Feb., p. 319.
26. Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newslett.*, 1995, no. 19, pp. 1–23.
27. Vermeesch P. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 2018, vol. 9, pp. 479–493.

© Н. И. Ветрова, Е. В. Ветров, Е. Ф. Летникова, 2022



УДК 553.98:551.762(571.1)

## ОБ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИИ СХЕМЫ КАТАГЕНЕЗА НИЖНЕ-СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УРЕНГОЙСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА НА ОСНОВЕ МИНЕРАЛЬНЫХ И СТРУКТУРНЫХ ИНДИКАТОРОВ

Е. А. Предтеченская<sup>1</sup>, О. Н. Злобина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия; <sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Кратко охарактеризовано состояние проблемы стадийности и зональности катагенеза терригенных осадочных толщ, рассмотрены минеральные и структурные индикаторы стадий и подстадий регионального катагенеза, установленные в различных нефтегазоносных бассейнах мира. С учетом минеральных и структурных индикаторов, схемы катагенеза органического вещества С. Г. Неручева, Н. Б. Вассоевича и Н. В. Лопатина, а также схемы катагенеза терригенных пород Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой составлена более детальная схема подстадий и этапов регионального катагенеза нижне-среднеюрских отложений Уренгойского нефтегазоносного района Обь-Тазовской структурно-фациальной области Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. Для выделения стадий, подстадий и этапов катагенеза использованы состав и типоморфные особенности аутигенных глинистых и карбонатных минералов, полевых шпатов, минералов кремнезема и некоторых других вторичных образований. В отложениях нижней – средней юры по комплексу минеральных и структурных критериев установлены три стадии преобразования пород (средний, поздний катагенез и ранний метагенез) и их основные этапы. Охарактеризованы минералы-индикаторы границ между стадиями среднего и позднего катагенеза, позднего катагенеза и раннего метагенеза, а также границ между этапами каждой стадии.

**Ключевые слова:** катагенез, метагенез, стадии, этапы, минералы-индикаторы, нефтегазоносные отложения, нижняя – средняя юра, Уренгойский район, Западная Сибирь.

## ON THE IMPROVEMENT OF THE CATAGENESIS SCHEME OF THE LOWER-MIDDLE JURASSIC DEPOSITS OF THE URENGOY PETROLEUM REGION AND ADJACENT TERRITORIES BASED ON MINERAL AND STRUCTURAL INDICATORS

E. A. Predtechenskaya<sup>1</sup>, O. N. Zlobina<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia; <sup>2</sup>A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

The article briefly describes the state of the problem concerning stages and zoning of the catagenesis of terrigenous sedimentary strata, examines the mineral and structural indicators of the stages of regional catagenesis determined by a number of researchers in various petroleum basins of the world. Taking into account the mineral and structural indicators of the organic matter (OM) catagenesis scheme by S.G.Neruchev, N.B.Wassoevich and N.V.Lopatin, as well as the catagenesis scheme of terrigenous rocks by N.V.Logvinenko and L.V.Orlova, the author has compiled a more detailed scheme of stages and phases of regional catagenesis of the Lower-Middle Jurassic deposits of the Urengoy petroleum region and adjacent territories of the West Siberian sedimentary megabasin. To distinguish the stages and phases of catagenesis, the composition and typomorphic features of authigenic clay and carbonate minerals, feldspar, silica minerals and some other secondary minerals were used. In the sediments of the Lower-Middle Jurassic, according to the complex of mineral and structural criteria, three stages of rock transformation have been established: middle, late catagenesis and early metagenesis, as well as the main phases of identified stages. Minerals are characterized as indicators of boundaries between stages of middle and late catagenesis, late catagenesis and early metagenesis, as well as boundaries between phases of each stage.

**Keywords:** catagenesis, metagenesis, stages, phases, indicator minerals, oil-and-gas bearing deposits, Lower-Middle Jurassic, Urengoy region, West Siberia.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-24-47

### О стадийности и зональности катагенеза древних осадочных толщ

Анализ опубликованных данных показал, что критерии выделения отдельных стадий и границ между подстадиями и этапами постседиментационного преобразования терригенных осадочных толщ остаются дискуссионными. Однако установление

этих критериев с помощью минеральных и структурных индикаторов с учетом степени катагенеза органического вещества (ОВ) способствует более обоснованному решению вопросов, касающихся интенсивности вторичных фоновых региональных преобразований пород, вступления отложений в главные зоны нефте- и газообразования и прогноза фазового состояния углеводородов (УВ) в залежах. Это имеет



важное практическое значение для планирования геолого-разведочных работ (ГРР), выбора технологии разработки месторождений углеводородов (УВ), оценки и прогнозирования нефтегазоносности юрских отложений Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (НГП).

При установлении стадийности преобразования терригенных осадочных толщ особенно остро стоит вопрос о положении границ между диагенезом и катагенезом и между последним и метаморфизмом [8, 27, 28]. Стадия, следующая за диагенезом и впервые названная А. Е. Ферсманом **катагенезом**, была выделена им в 1922 г. Впоследствии этот термин был использован Н. Б. Вассоевичем и С. Г. Неручевым. К этой стадии они отнесли все преобразования пород от диагенеза вплоть до раннего метаморфизма [1, 13]. В то же время А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов [8] ввели термин «**метагенез**» – стадия, следующая за катагенезом. Они также установили, что начальная стадия метаморфизма является продолжением стадии метагенеза, при этом граница между ними достаточно условна.

Если термин «**диагенез**» большинством исследователей трактуется однозначно и дискуссий не вызывает, то в отношении терминов «**эпигенез**» и «**катагенез**» имеются расхождения во мнениях. Так, П. П. Тимофеев отождествлял эти понятия и считал, что катагенез следует за диагенезом и является составной частью процесса литификации (гипергенез – седиментогенез – диагенез – эпигенез). А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов и Г. Н. Перозио использовали термин «эпигенез», а Н. В. Логвиненко и Л. В. Орлова рассматривали аналогичные изменения пород в качестве катагенетических. Я. Э. Юдович считает, что объединять термины «катагенез» и «эпигенез» не следует, поскольку это ничего, кроме путаницы, в науку о литогенезе не вносит. Н. М. Страхов, Н. В. Логвиненко и Г. В. Карпов предложили подразделить все изменения пород после диагенеза и до метаморфизма на **катагенез** и **метагенез**. Установлено [8, 12, 28 и др.], что переход от диагенеза к катагенезу в морских осадках происходит на глубине 250–300 м. Но результаты глубоководного бурения показали, что в осадочных толщах современных океанов эта граница может располагаться на глубине до 2000 м и более.

Фаии регионального катагенеза были впервые установлены А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым в мезозойских отложениях Предверхоянья. Ими выявлены особенности перехода этих фаций в фации регионального метаморфизма, разработано учение о тектонических типах регионального катагенеза на континентах и в океанах, а также обоснованы минеральные и структурно-типоморфные критерии отнесения вторичных изменений пород к той или иной стадии регионального катагенеза. Они также впервые обозначили проблему влияния тектонических дислокаций и интрузивного магматизма на формирование катагенетических аномалий, вслед-

ствие чего степень катагенеза ОВ может оказаться выше фоновых показателей степени изменения пород. Эти основные положения были развиты А. В. Копелиовичем, Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой в 1960–1980-х гг. при изучении вторичных изменений древних толщ юго-запада Русской платформы и Донбасса, а также использованы рядом авторов при обобщении материалов по осадочным бассейнам мира и данным глубоководного бурения.

Несмотря на широкие дискуссии, единая шкала для выделения зон преобразования терригенных осадочных толщ до сих пор не разработана. В нашей стране в основе всех существующих схем катагенеза терригенных отложений лежит схема Л. В. Пустовалова, составленная им в 1950-х гг. на основе выявления минералов-индикаторов для каждой стадии, подстадии и/или этапа постседиментационных преобразований. Все последующие схемы катагенеза различаются лишь положением границ между отдельными стадиями и подстадиями, терминологией и введением новых, более дробных подразделений [7, 8, 12, 28, 31].

Кроме степени кристалличности иллита и величины отражательной способности (ОС) витринита углей, использовавшихся ранее зарубежными исследователями для выделения зон и подзон катагенеза, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым и В. А. Дрицем [8, 9] впервые был предложен комплекс критериев, включающий структурные показатели глинистых минералов, кристаллохимические особенности слюд и хлоритов, парагенетические ассоциации минералов цемента, характерные черты изменений обломочного кварца, полевых шпатов и акцессорных минералов. С их помощью были выделены четыре зоны вторичных преобразований терригенных пород: начального (раннего) и глубинного (позднего) катагенеза, раннего и позднего метагенеза. Отечественными учеными эта схема в дальнейшем была положена в основу установления катагенетической зональности древних осадочных толщ.

Исследованиями, проведенными ранее, показано, что, несмотря на различия в составе и генезисе, катагенетические изменения терригенных осадочных пород являются региональными и зависят от определенных физико-химических условий среды седиментации и литогенеза. По общепринятому мнению, основные факторы катагенеза – палеоглубина захоронения отложений, температура, давление и геологическое время. Если роль первых трех достаточно очевидна и может быть учтена и оценена, то последний либо вовсе не оценивается, либо оценивается неоднозначно. Известно также, что большую роль в специфике постседиментационных преобразований пород играют и другие факторы (тектонические, гидрогеохимические, АВПД, флюидомиграция и формирование зон разуплотнения), нарушающие региональную фоновую зональность катагенеза осадочных толщ на определенных локальных участках.



Сторонники важной роли времени захоронения осадков при метаморфизме рассеянного ОВ (РОВ) и углей (Н. Б. Вассоевич, Н. В. Лопатин, Х. Л. Кеннон и др.) полагали, что длительное воздействие низких температур может компенсировать кратковременный эффект влияния высоких температур, т. е. одна и та же степень катагенеза ОВ может быть результатом и кратковременного воздействия высоких температур, и длительного влияния низких.

И. И. Аммосов, В. А. Горшков и др. считали, что изменение степени катагенеза пород и ОВ происходит кратковременно в момент максимального погружения бассейна и определяется ростом пластовых температур. По их мнению, катагенез погружения имеет преимущественно термальный характер и в равной степени проявляется для отложений любого возраста. При этом инверсия не влияет на ОВ, уже измененное до определенной градации. Известны публикации зарубежных ученых [35 и др.], которые пытались оценить влияние геологического времени на изменение открытой пористости пород в различных осадочных бассейнах мира как один из параметров, позволяющих проводить границы между зонами катагенеза при прогрессивном погружении.

#### **Минералы-индикаторы стадий, подстадий и этапов регионального катагенеза нижне-среднеюрских отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна**

Стадийность и зональность катагенеза терригенных мезозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна в региональном плане исследовали Г. Э. Прозорович, О. Г. Зарипов, Р. С. Сахибгареев, И. Н. Ушатинский, Г. Н. Перозио, Ю. П. Казанский и др. Наиболее детально они охарактеризованы в трудах Г. Н. Перозио. Она изучала минеральные и структурные преобразования каркаса и цемента пород на стадиях раннего и позднего (глубинного) катагенеза, а также установила, что юрско-нижнемеловые отложения осадочного чехла плиты в районе Обь-Иртышского междуречья и прилегающих районах на глубине около 1500–3000 м претерпели изменения, отвечающие конечному этапу подстадии раннего катагенеза – начальному этапу подстадии глубинного катагенеза [16]. Рядом ученых [16, 19, 20, 26] было показано, что в нижне-среднеюрских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна наиболее широко распространены глинистые (хлорит, гидрослюда, каолинит), карбонатные (кальцит, Са-Mg и Са-Fe доломит) и кремнистые (кварц, халцедон, кристобалит) аутигенные минералы, в меньшей степени вторичные титанистые минералы, полевые шпаты и цеолиты.

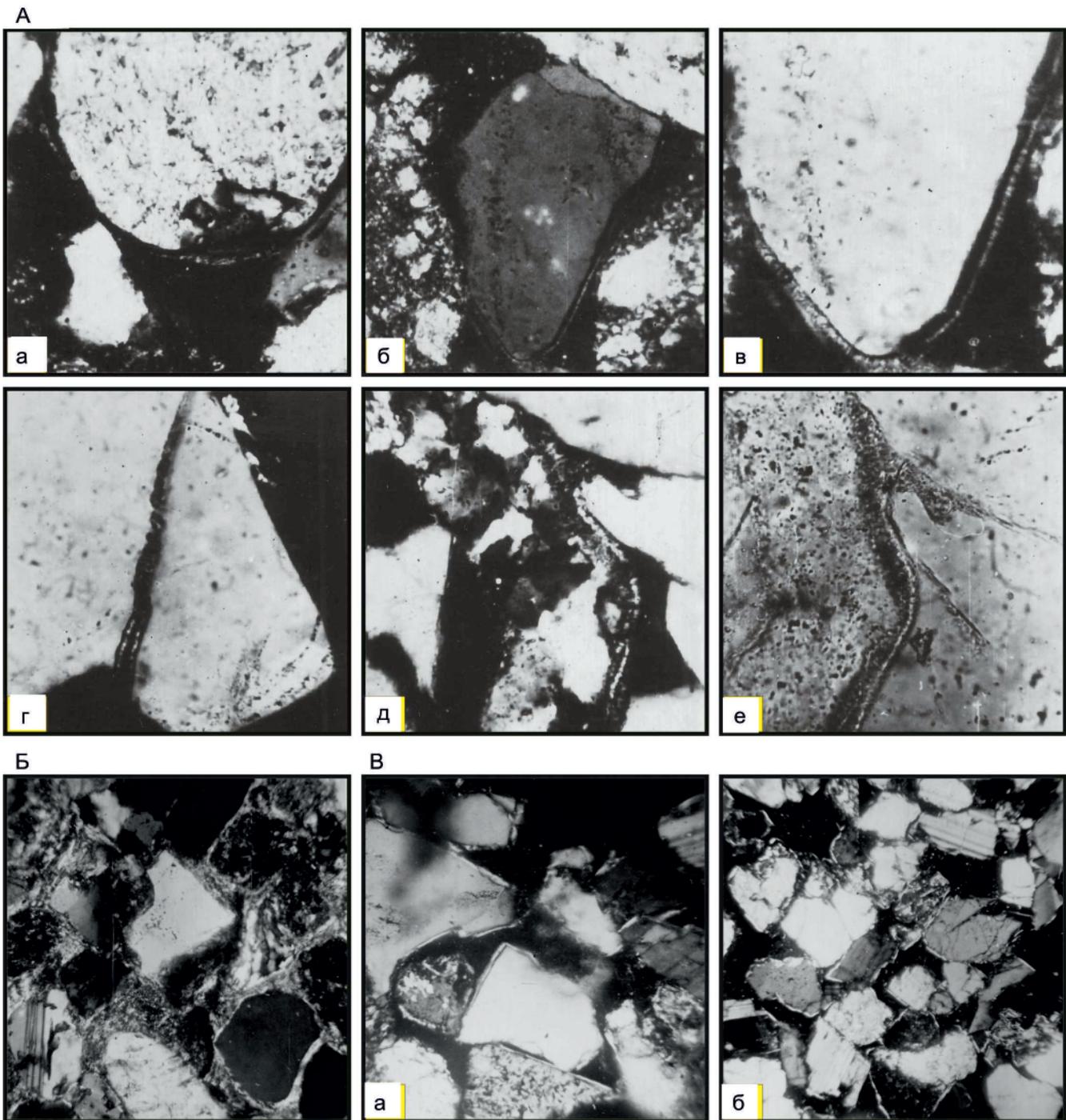
#### **Глинистые минералы**

По данным Г. Н. Перозио [16], в вертикальном разрезе мезозойских отложений осадочного чехла Западно-Сибирской плиты выделяются две фациальные зоны: 1) неизмененного глинистого цемента

с преобладанием монтмориллонита и гидрослюда политипа 1М, 2) измененного глинистого цемента с преобладанием смешанослойных минералов типа гидрослюда-монтмориллонит и гидрослюда политипа 2М<sub>1</sub>. На границе этих региональных зон происходит резкое усиление гидрослюдизации монтмориллонита, отжим поровой и связанной воды и изменение политипии глинистых минералов. Глубина, на которой происходят эти превращения, составляет в среднем 2000–2200 м, что по степени катагенеза ОВ отвечает градации МК<sub>1</sub>–МК<sub>2</sub> (подстадия среднего катагенеза) и совпадает с началом главной фазы нефтеобразования по [13].

*Иллит-смектит* – очень распространенный минерал глинистых пород и глинистого цемента пород-коллекторов, особенно в зоне среднего – верхней подзоне глубинного катагенеза. По данным М. С. Зонн и А. Д. Дзюбло [5], в ходе непрерывного процесса трансформации структуры и состава глинистой компоненты в соответствии с изменяющимися физико-химическими условиями среды формируются смешанослойные фазы переменного состава, к числу которых относятся гидрослюда (иллит)-хлоритовые и иллит-смектитовые (смешанослойные) минералы. В цементе среднеюрских песчаников тюменской свиты гидрослюда с базальными отражениями 10,0, 5,0 и 3,3 Å характеризуется узкими рефлексамми, часто имеет со стороны малых углов четко выраженную асимметрию, что связано с наличием в ее составе смешанослойной фазы. По [5] в глинистой фракции юрских пород смешанослойные фазы представлены минералами ряда *монтмориллонит-гидрослюда* с непостоянным содержанием разбухающих пакетов. Обычно смешанослойные минералы иллит-хлорит, иллит-смектит и иллит-монтмориллонит присутствуют в составе тонкой фракции глинистого цемента пород в виде примеси, образуя пленки вокруг зерен (рис. 1), а монтмориллонит в изученных юрских породах крайне редок. Эти минералы образуются в результате трансформации гидрослюда, каолинита, хлорита и вулканогенного материала.

По данным Д. Д. Котельникова с соавторами [10, 11], иллит-смектиты наиболее характерны для зоны диагенеза, где они достаточно устойчивы и являются преимущественно продуктами преобразования вулканитов основного и ультраосновного состава. Но существуют их разновидности, возникающие в проницаемых песчаниках на стадии раннего катагенеза за счет раскristализации алюмокремниевых гелей, обогащенных железом и особенно калием. Эти реакции обычно протекают на поздних этапах подстадии раннего катагенеза. Поставщиками К и Al для формирования иллит-смектитов могут служить не только калиевые полевые шпаты обломочной части пород, но и кислые плагиоклазы, содержащие до 1–3 % калия. Как указывают В. А. Дриц и А. Г. Коссовская [4], разрушение и внутризерновое растворение калиевых шпатов в песчаных породах может осуществляться от диагенеза



**Рис. 1.** Электронно-микроскопические снимки хлоритовых оболочек: А – аутигенный магниально-железистый хлорит в песчаниках, темная каемка – пленочный хлорит, светлая – щетковидный, а – Мегионская скв. 30, 2169–2174 м,  $\times 210$ ; б, в – Мегионская скв. 30, 2134–2137 м,  $\times 150$  и  $\times 350$ ; г – Самотлорская скв. 12, 2101–2106 м,  $\times 240$ ; д, е – хлорит, пигментированный окислами железа (а–д – николи  $\times$ , е – николи  $\parallel$ ) (Р. С. Сахибгареев, 1984); Б – хлорит-гидрослюдистый порово-пленочный цемент в песчанике (гидрослюда диоктаэдрическая политипа  $2M_1$  по данным рентгено-структурного анализа), надояхский горизонт, скв. Восток-3, 2930 м ( $\times 160$ , николи  $\times$ ); В – гидрослюда-монтмориллонитовый пленочный цемент: а – в средне-мелкозернистом песчанике, малышевский горизонт, надымская свита, Котыг-Еганская скв. 23, 2582 м, ( $\times 80$ , николи  $\times$ ); б – в мелкозернистом алевроитовом песчанике, кровля малышевского горизонта, Гранатовая скв. 18, 2493 м ( $\times 80$ , николи  $\times$ )

вплоть до позднего катагенеза и даже метагенеза. Под электронным микроскопом такие образования диагностируются как удлинено-чешуйчатый монтмориллонит, хотя, по данным [11], он является смешанослойным монтмориллонит-гидрослюдистым минералом, включающим более 40 % разбухающих слоев, неупорядоченно чередующихся с неразбу-

хающими слоями или пакетами. С ростом глубины и щелочности растворов этот минерал постепенно трансформируется в удлинено-пластинчатую гидрослуду.

Удлинено-пластинчатая гидрослюда политипа  $1M$  (гидромусковит) обнаруживается рентгенографически и под электронным микроскопом как са-

мостоятельная фаза или в смеси с диоктаэдрической гидрослюдой политипа  $2M_1$ . Слагающие ее частицы представлены крупными широкими удлинёнными пластинками с четкими контурами, иногда с пирамидальными окончаниями. Вопрос о ее образовании дискуссионный. По данным Г. Н. Перозио [16], в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты (ЗСП) она характерна для зоны неизмененного глинистого цемента (подстадия раннего катагенеза), где доминирует совместно с монтмориллонитом. Но, по мнению других специалистов, в ниже-среднеюрских отложениях ЗСП этот политип является индикатором позднего этапа подстадии глубинного катагенеза. Так, по материалам М. С. Зонн и А. Д. Дзюбло [5], в породах нижнемелового возраста политипы  $2M_1$  и  $1M$  присутствуют совместно и примерно в равных количествах. С ростом глубины залегания политип  $1M$  начинает количественно преобладать, а в наиболее глубоко залегающих породах юры электронографически фиксируется только он. В ряде разрезов нижеюрских отложений Уренгойского и Надымского структурно-фациальных районов (СФР) цемент песчаных пород на 80 % состоит из удлинённо-пластинчатой гидрослюды [5]. Формирование этого минерала в поровом пространстве песчаников в виде волокнистых агрегатов (рис. 2) усложняет структуру порового пространства и снижает проницаемость пород.

Вывод о позднекатагенетическом генезисе гидрослюды этой модификации был также ранее сделан И. Н. Ушатинским и О. Г. Зариповым, которые отметили рост ее содержания в мезозойских отложениях Среднего Приобья от 5–10 % на глубине 500–1000 м до 40–60 % на глубине 3000–4000 м. Имеется также информация о совместном присутствии политипов  $1M$  и  $2M_1$  в зоне глубинного катагенеза [9]. Но, по мнению большинства специалистов, в ниже-среднеюрских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна гидрослюда политипа  $1M$  является индикатором позднего этапа подстадии глубинного катагенеза. Ее формирование связано с кристаллизацией из обогащенных калием растворов при  $T = 230–250$  °C [5], а также с перекристаллизацией изометричных частиц иллита, смектита и иллит-смектита.

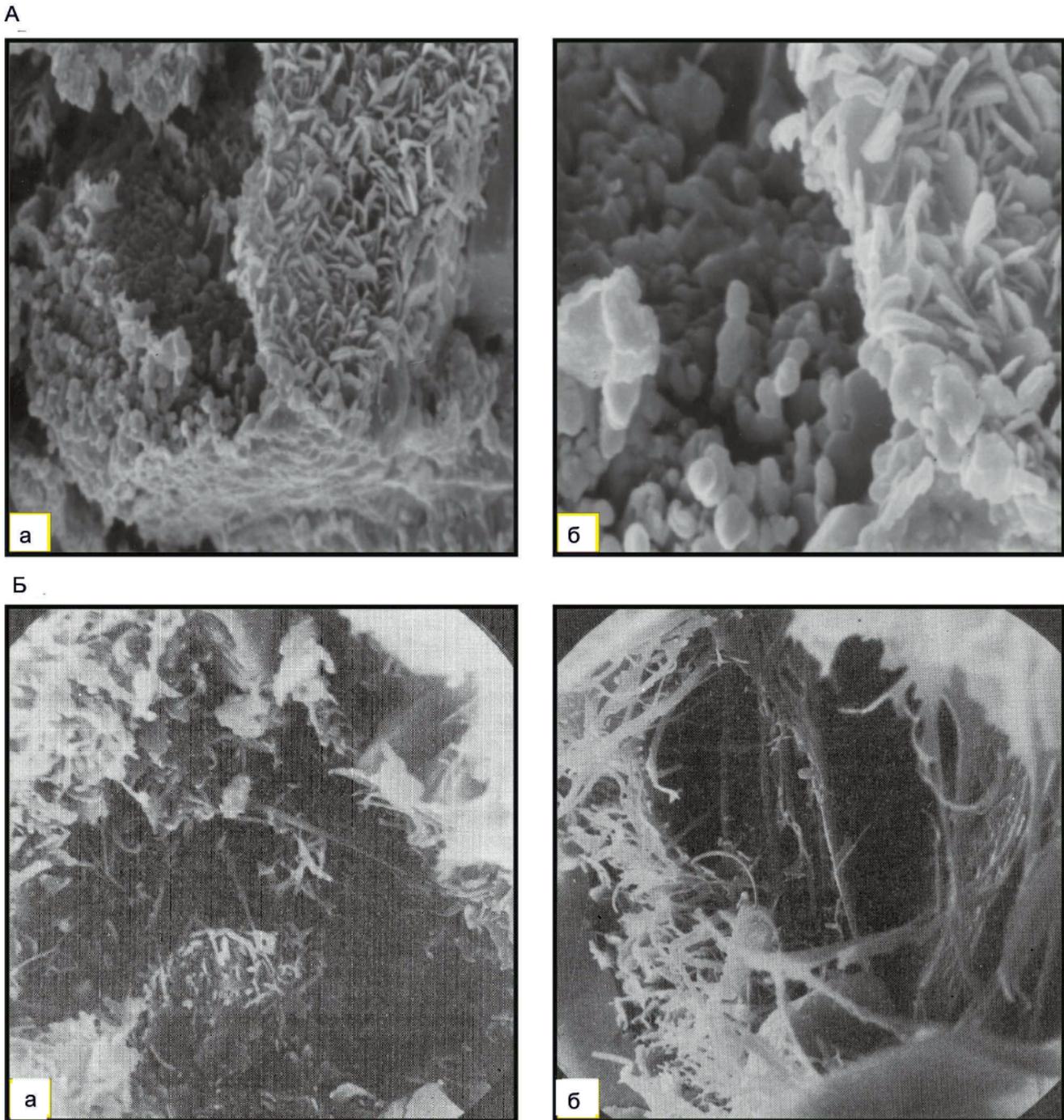
На глубине 1700–2100 м на подстадии среднего катагенеза – начальном этапе подстадии глубинного катагенеза в периферических частях осадочного бассейна начинается формирование *Mg-Fe хлорита* (типичного минерала песчаных и песчано-алевритовых пород прибрежно- и мелководно-морского генезиса) в виде каемок обрастания и щеток инкрустации на поверхности зерен (см. рис. 1). Это слабо плеохроирующий зеленовато-бурый и зеленый минерал с низким показателем двулучепреломления. Предполагается, что он образуется путем трансформации монтмориллонита под действием растворов, по составу близких морской воде. Как правило, чешуйки аутигенного хлорита хорошо окристаллизованы (см. рис. 2) и оптически однородны, но по данным рентгеноструктурного анализа (РА) всегда

содержат примесь гидрослюды. На раннем этапе стадии позднего катагенеза (гл. 1500–2000 м) происходит трансформация хлорита политипа  $7 \text{ \AA}$ ,  $1-b$ ,  $\beta = 90^\circ$  ( $b$  – параметр элементарной ячейки,  $\beta$  – значение в области средних углов) в политип  $14 \text{ \AA}$  [4]. В составе глинистой фракции доминирует устойчивая ассоциация: диоктаэдрическая гидрослюда – *Mg-Fe хлорит*. Американские ученые Е. Д. Питтм, Д. Н. Ламсден и А. Томсон в 1960–1980-х гг. впервые установили, что пленки хлорита на зернах кварца препятствуют значительной деформации обломочного каркаса при погружении осадочных толщ, тем самым способствуя сохранению в породах первично-седиментационной пористости и высоких фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС). В 2000 г. это подтвердили П. А. Аагаард и др. [37].

*Диоктаэдрическая гидрослюда политипа  $2M_1$*  очень широко распространена в ниже-среднеюрских осадочных толщах. Примерно с глубины 2200–2500 м она четко идентифицируется в петрографических шлифах: это образования изометрично-пластинчатого габитуса, обычно хорошо раскристаллизованные, размер чешуек которых 0,02–0,04 мм с более низким показателем двулучепреломления чем у мусковита. Часто они образуют тонковолокнистые агрегаты в порах или пленки вокруг зерен (см. рис. 1).

С увеличением глубины залегания в составе гидрослюд заметно повышается содержание калия и снижается количество воды. В составе цемента ниже-среднеюрских отложений диоктаэдрическая гидрослюда обычно ассоциирует с триоктаэдрическим хлоритом. Составной частью этого цемента также часто является каолинит. По мнению М. С. Зонн и А. Д. Дзюбло [5], гидрослюда политипа  $2M_1$  имеет аллотигенный генезис и поступает в бассейн седиментации в составе терригенного материала из областей питания. Существует и другая точка зрения: этот политип формируется путем трансформации смешанослойных фаз гидрослюда-монтмориллонитового состава вследствие их дегидратации, перестройки кристаллической структуры при погружении осадочных толщ и катагенетическом уплотнении [4]. Эта трансформация фиксируется при переходе осадочных толщ от подстадии среднего к подстадии глубинного катагенеза.

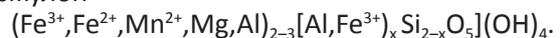
*Бертьерин* в глинистой фракции цементов ниже-среднеюрских песчано-алевритовых пород приурочен в основном к нижним горизонтам осадочного чехла (тогурская, иланская, шеркалинская, урманская свиты), находящимся на подстадии глубинного катагенеза. Он был обнаружен совместно с диоктаэдрической гидрослюдой, каолинитом и *Fe-Mg хлоритом* в нижеюрских аргиллитах, вскрытых скважинами в в Нюрольском, Ажарминском и Колпашевском СФР [25]. Рентгенографическая характеристика бертьерина в тонкой фракции пород тогурской (иланской) свиты приведена в статье П. А. Солотчина [24]. По современным представле-



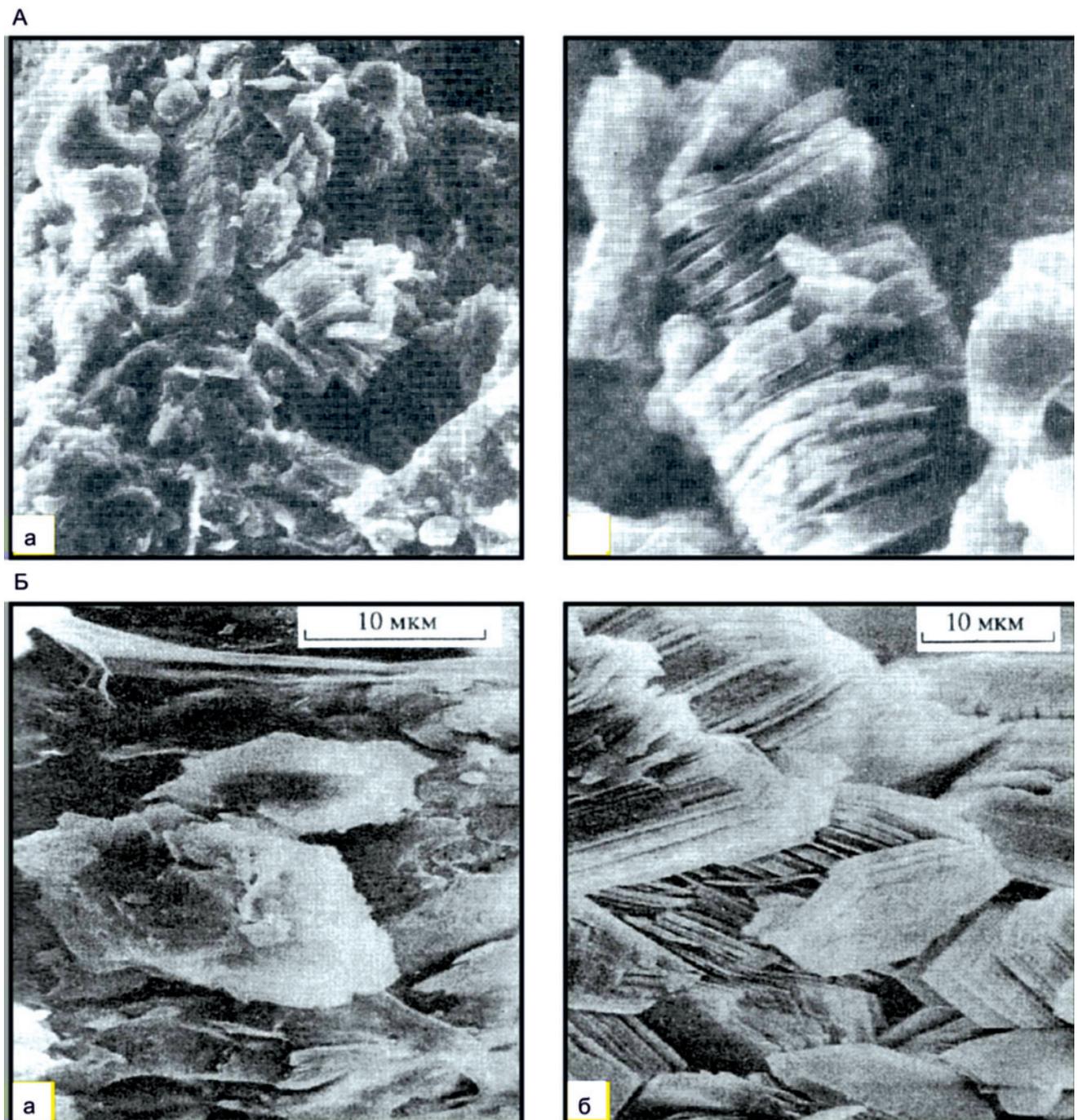
**Рис. 2.** Электронно-микроскопические снимки: А – хлоритовых оболочек на обломочных зернах, Самотлорская скв. 3, 2089–2093 м (а –  $\times 10000$ , б –  $\times 30000$ ) (Р. С. Сахибгареев, 1984); Б – удлиненно-пластинчатой гидрослюды в поровом пространстве нижнеюрских песчаников, Надымская скв. 7: а – 3750–3761 м (надояжский горизонт, селькупская свита),  $\times 10000$ , б – 4369–4379 м (шараповский горизонт, черничная свита),  $\times 1000$  [5]

ниям [30], к бертьеринам относятся триоктаэдрические разновидности хлоритов, в которых сумма триоктаэдрических катионов на ячейку равна или близка к 6, а ди- и триоктаэдрические разновидности, где сумма этих катионов меньше или равна 5, называются *одинитами*. Обычно данные минералы характеризуются низкой степенью структурной упорядоченности. Поскольку в шлифах глауконит и бертьерин практически неразличимы, диагностировать их можно только рентгенографически. По предложению Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [30], одинит и ассоциирующие с ним минералы со структурой

1:1, похожие по химическому составу на лептохлориты оолитовых железных руд, следует именовать минералами бертьериновой группы (МБГ) с общей формулой



Входящие в эту группу метастабильные разновидности могут быть обогащены одним или двумя из следующих катионов:  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  или  $\text{Mg}^{2+}$ . В настоящее время уже известны два типа образований МБГ – диоктаэдрического каолинит-гизингеритового и триоктаэдрического серпентинитового типа [30].



**Рис. 3.** Электронно-микроскопические снимки: А – каолинового цемента в песчанике, Медвежья скв. 30, обр. 30-4, 3219,7 м,  $\times 1000$  (а),  $\times 3000$  (б) раз [5]; Б – каолинита, шараповский горизонт, Дедовская скв. 2 (а) (обр. 41, 3006 м) и диккита (б) (обр. 62, 3064 м) [15]

Известно, что бертьерин широко распространен в морских осадочных железных рудах как один из компонентов ооидов. Предположительно здесь он образуется путем замещения Al на  $Fe^{2+}$  в структуре каолинита. Есть указания на то, что при повышенных температурах (до 200 °С) бертьерин переходит в 14 Å железистый хлорит – шамозит [39]. В районе побережья Галф Кост появление бертьеринов, как и высокожелезистых хлоритов, в глинистых породах отмечено начиная с глубины около 2400 м. При этом 7 Å бертьерины присутствуют совместно со смешанослойными 7–14 Å хлоритами [4]. Японскими исследователями А. Иджима и Р. Матсумото бертьерин

был обнаружен в континентальных углистых алевропелитовых породах верхнего триаса месторождения Итсато в линзах, прослоях и конкрециях совместно с сидеритом. Предполагается, что здесь он сформировался при взаимодействии каолинита и сидерита в восстановительных условиях при погружении пород на глубину свыше 2000 м при  $T^0 = 65\text{--}130$  °С (начальный этап подстадии глубинного катагенеза). Реакция идет по схеме каолинит +  $Fe^{2+} \rightarrow$  бертьерин. При этом железо может поступать из различных источников, в том числе из озерных водоемов, обогащенных  $C_{орг}$ . В морских обстановках источником железа могут быть как илы, богатые  $C_{орг}$ , так и колонии



сульфат-редуцирующих бактерий в районах подтока  $H_2S$ - и Fe-содержащих флюидов [4]. Во всех случаях основным фактором при формировании бертьерина является наличие в растворе ионов двухвалентного железа.

*Каолинит* – полистадийный минерал, формирующийся в юрских отложениях на различных подстадиях и этапах катагенеза. В нижних горизонтах осадочного чехла в крупнозернистых хорошо проницаемых песчаниках (шараповский, надояхский горизонты) он трансформируется в диккит (рис. 3).

В отличие от каолинита в кристаллической решетке *диккита*, впервые обнаруженного в составе нижнеюрских отложений И. Н. Ушатинским [25] и М. Ф. Соколовой [16], содержится повышенное количество калия, а характерные рефлексы на рентгенограммах свидетельствуют о более высоких значениях межплоскостных расстояний (сильные рефлексы на 2,563; 2,507; 2,325; 2,386 и 1,32 Å, в оригинальных работах 2,558; 2,502; 2,320; 2,381; 1,318 кХ, где килоикс (кХ) – экспериментально найденная условная величина, 1 кХ = 1,00202 Å) [24, 25]. Возможно, возникновение диккита в региональном плане в зоне катагенеза на глубине 2500 м и более связано с дегидратацией K-содержащих гидрослюд и гидролизом калиевых шпатов, которые происходят параллельно с отжимом рыхло- и прочносвязанной воды в породы, фиксирующие избыток калия, необходимого для диккитизации исходного каолинита. Этот процесс сходен с процессом гидротермального образования диккита в условиях меньших глубин при наличии благоприятных физико-химических условий (Талинское месторождение, Краснотенинский свод, по данным М. Ю. Зубкова и др.).

Диккит совместно с каолинитом был обнаружен А. Г. Коссовской и др. в глубокозалегающих нижнеюрских отложениях Вилюйской синеклизы и Предверхоанского прогиба [8, 9]. О катагенетическом происхождении диккита в нижнеюрских отложениях Обь-Иртышского междуречья также сообщалось коллективом исследователей ИНГГ СО РАН [3, 17]. Этот минерал был найден Э. П. Солотчиной и др. [15] на Краснотенинском своде (Талинское месторождение) и на восточном склоне Межовского свода в породах урманской свиты (фациального аналога шеркалинской свиты Краснотенинского нефтегазоносного района (НГР)) в составе цемента крупнозернистых песчаников и гравелитов. Здесь в глинистой фракции мелкообломочных разностей методами РА и ИК-спектрии был зафиксирован каолинит низкой степени структурной упорядоченности, а в более грубозернистых – диккит и промежуточная смешанослойная фаза каолинит-диккит ( $d = 10,5 \text{ \AA}$ ). При этом установлено, что по сравнению с каолинитом диккит обладает более крупными размерами частиц, более высокой степенью структурной упорядоченности (индекс Хинкли близок к 1). Форма чешуек обоих минералов на электронных снимках близка (см. рис 3), но кристал-

лы диккита характеризуются наиболее четкими кристаллографическими очертаниями. Э. П. Солотчина с коллегами сделали вывод о формировании диккита в процессе катагенетического изменения пород, в цементе которых изначально содержался каолинит, а также отметили, что преобразование больших количеств каолинита в диккит способствует улучшению качества коллекторов, расширяя объем порового пространства за счет перекристаллизации исходных индивидов с увеличением их размера [15].

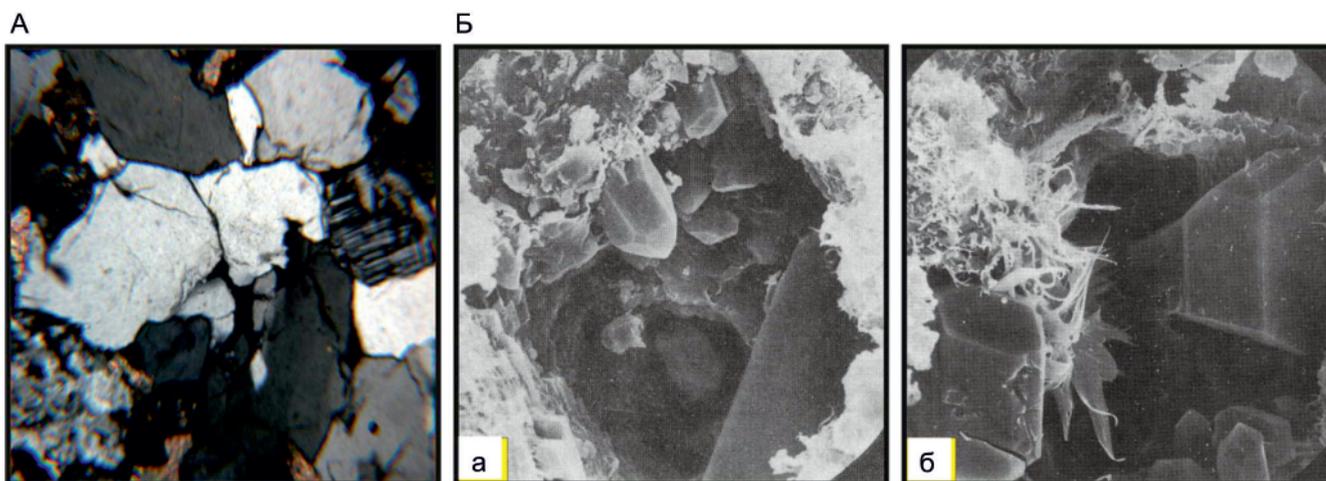
В песчаных породах нижних горизонтов осадочного чехла ЗСП аутигенный диккит, по данным Г. Н. Перозио и М. Ф. Соколовой, приурочен к глубине 2500–2800 м, где он сформировался на подстадии позднего катагенеза. Такой же факт зафиксирован Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой [12] в отложениях юго-запада Русской платформы и Донбасса, а также А. Аялоном и Ф. Дж. Лонгстэффом [32] в меловых отложениях Восточной Канады (базальные песчаники Belly River, бассейн Альберта). Последними авторами установлено, что образование диккита происходило сингенетично с образованием метана из углистых прослоев. Максимальная температура при этом составляла 150–190 °С (поздний катагенез – ранний метагенез).

### **Карбонатные минералы**

Изучением состава и форм выделения аутигенных карбонатов в цементе пород продуктивных пластов нижней-средней юры ранее занимались Г. Э. Прозорович, О. Г. Зарипов, И. Н. Ушатинский, А. В. Щепеткин, А. А. Розин, З. Я. Сердюк, Г. Н. Перозио и Н. Т. Мандрикова. Карбонатные минералы фиксируются как в виде отдельных кристаллов и их агрегатов, так и в форме базального цемента и прослоев в юрско-меловых песчаных породах, служа при этом флюидоупорами для мигрирующих УВ. Мощность таких прослоев может достигать 2–3 м, а протяженность – нескольких километров [26 и др.]. Кальцит в ниже-среднеюрских породах – полигенетический, полистадийный минерал, формирование которого всецело зависит от P-T и Eh-pH условий среды в открытой системе при непрерывно изменяющейся концентрации ионов  $HCO_3^-$  в растворе.

Для определения возраста и стадийности процессов формирования карбонатов в мезозойских отложениях ЗСП исследователи использовали данные об изотопном составе углерода [2 и др.]. Седиментационный кальцит четко отличается от гидротермального по значению изотопа  $\delta^{13}C$ . Установлено, что углерод хемогенных и хемо-биогенных седиментационно-диагенетических и ранне-катагенетических карбонатов намного тяжелее, чем сформировавшийся в позднем катагенезе, особенно при подтоке глубинного  $CO_2$ . Облегчение изотопного состава углерода карбонатов под воздействием процессов флюидомиграции согласуется с данными о современном карбонатообразовании в районах действия «белых курильщиков» и метановых сипов





**Рис. 5.** А – каемки регенерации кварца и конформные контакты между зернами, Надояхский горизонт, селькупская свита, Уренгойская скв. 282, 4458–4060 м ( $\times 120$ , николи  $\times$ ); Б – вторичный кварц в центральной части пор (РЭМ-снимки), надояхский горизонт, Надымская скв. 7, 3750–3761 м (а –  $\times 1000$ , б –  $\times 3000$ ) [5]

протодоломита является начальной стадией доломитизации известняковых толщ.

Изучение ранне-среднеюрских катагенетических доломитов Западной Сибири показало, что они имеют структуру, близкую к неупорядоченным доломитам или протодоломитам [16, 17]. Избыток кальция в их структуре на рентгенограммах проявляется в возрастании межплоскостных расстояний  $d_{104}$  до 2,906–2,926 Å (или 2,90–2,92 кХ). При этом нарушение порядка в слоях Са-Mg доломитовой структуры выражается в ослаблении интенсивности упорядоченных и диффузности базальных рефлексов (10·1, 10·5, 20·1 и 00·6, 00·12 соответственно). Минерал представлен ромбоэдральными кристаллами и тонкими игольчатыми выделениями (в лучистых агрегатах), которые заполняют поровое пространство пород и трещины, слагают тонкие прожилки и линзовидные прослои. Содержание в породах колеблется от 2–3 до 20–30 %. Часто он замещает кислые плагиоклазы, которые сохраняются в виде реликтов.

В юрских отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна формирование протодоломита приурочено к начальному этапу подстадии глубинного катагенеза. Он обычно образуется после аутигенного кварца, часто в парагенезе с альбитом, эпидотом и вторичными титанистыми минералами (анатазом, брукином, сфеном). Протодоломиты, как правило, приурочены к нижним горизонтам осадочного чехла (зимнему, шараповскому, надояхскому), в том числе залегающим непосредственно на доюрском основании, а также тяготеют к зонам тектонических нарушений. Наиболее ранние генерации протодоломита сингенетичны аутигенному кварцу и в районах Широтного Приобья фиксируются на глубине 1700–2300 м при температуре 110–146 °С.

На ряде месторождений ЗСП установлена сингенетичность процессов формирования протодоломита и заполнения коллектора нефтяными УВ, что особенно четко проявляется в зонах ВНК нефтяных месторождений. Впервые захват нефтяных УВ кар-

бонатными минералами цемента, люминесцирующими в желтых тонах в зонах ВНК, был отмечен Ю. В. Щепеткин в 1970 г. Впоследствии американские ученые начали использовать кристаллы протодоломита, извлеченные из потенциально нефтенасыщенных пород, для пиролитического изучения заключенных в них УВ с целью прогноза промышленных скоплений последних. Таким образом, массовое формирование протодоломита рядом исследователей (как отечественных, так и зарубежных) связывается с сингенетичным заполнением ловушек углеводородами. Эксперименты по моделированию условий формирования протодоломита, проведенные сотрудниками СНИИГГиМС, показали, что наиболее благоприятной средой для выпадения его кристаллов являются растворы, обогащенные магнием и содержащие добавки нефтяных УВ, причем последние намного ускоряют синтез протодоломита.

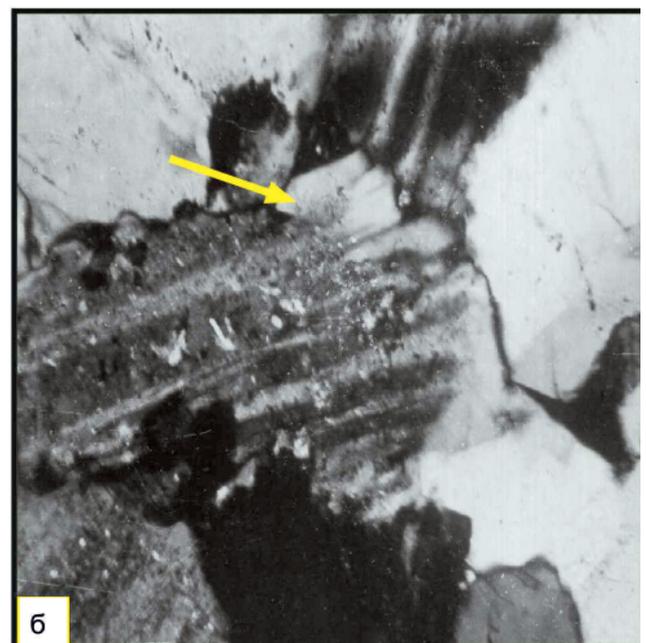
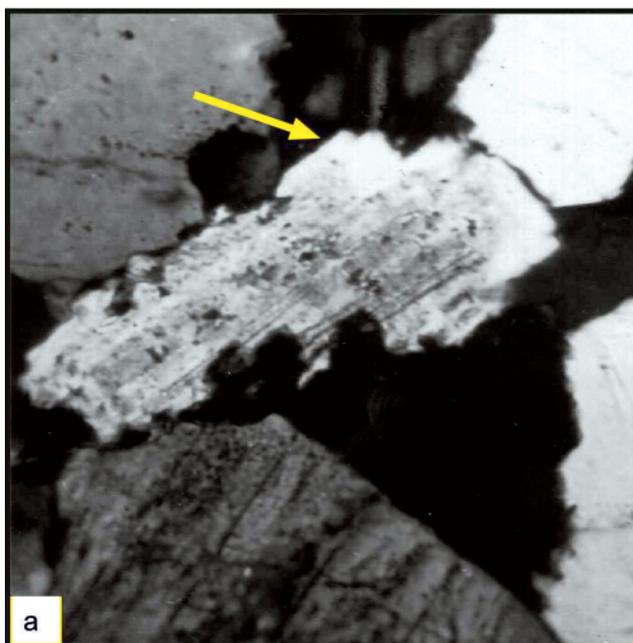
Анализ литолого-геохимических данных [17, 22, 23 и др.] привел исследователей к следующему выводу: наряду с индикатором зоны глубинного катагенеза протодоломит служит четким указателем близости пород к зонам тектонических нарушений с повышенными концентрациями  $\text{CO}_2$ , магния и бикарбонат-иона в подземных водах.

### **Минералы кремнезема**

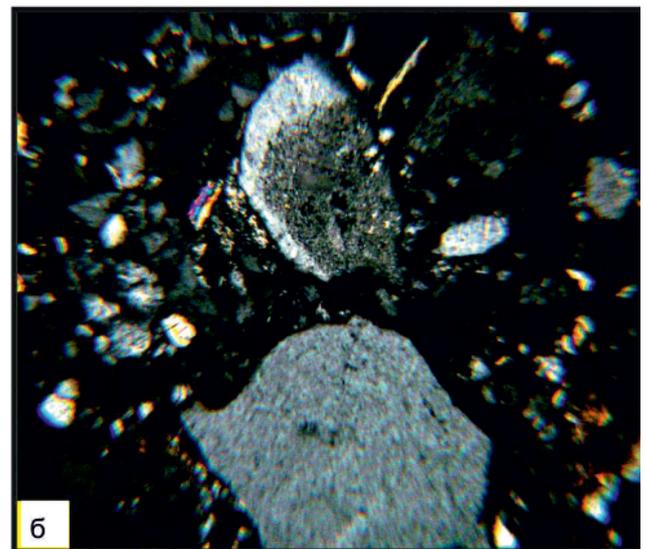
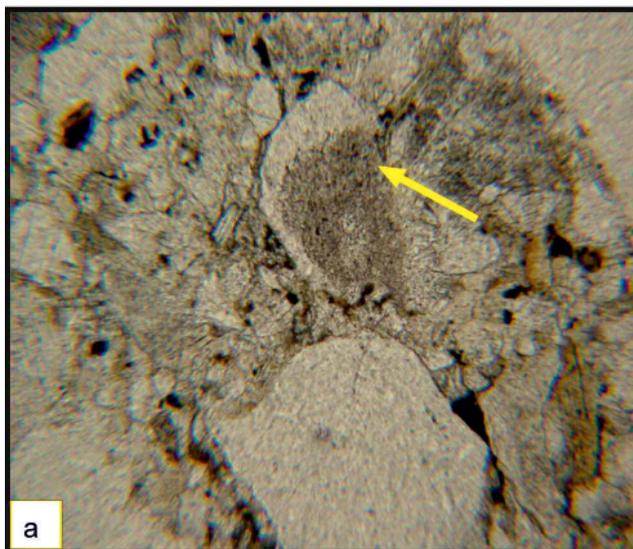
Кварц и халцедон наряду с глинистыми и карбонатными минералами представляют собой широко распространенные аутигенные минералы цемента нижне-среднеюрских отложений. Их содержание возрастает в зоне, переходной от среднего к глубинному катагенезу, в виде идиоморфных, кристаллических новообразований и каемок регенерации на каркасных обломках кварца (рис. 5). Количество этих новообразований невелико (не выше 2–3 %). Проявления кварцевой регенерации на глубине до 1300 м носят спорадический характер, каемки нарастания развиты неравномерно, их ширина 0,002–0,003 мм. По материалам большого количества опорных и разведочных скважин уста-

новлено, что начало формирования аутигенного кварца в мезозойских отложениях Обь-Иртышского междуречья приурочено к глубинам 1300–1500 м [16, 19]. С ростом глубины залегания интенсивность вторичного окварцевания пород усиливается и достигает максимума на глубине 2500–2900 м [16]. Этот процесс характерен для зоны III – хлоритового и альбито-кварцевого цемента [16]. Глубже 2900–3100 м интенсивность вторичного кварцеобразования постепенно снижается и сменяется процессом растворения кварца под давлением. В изученных разрезах резкое повышение концентраций аутигенных кварца и халцедона характерно для перехода отложения от конечного этапа подстадии среднего катагенеза к начальному этапу подстадии глубинного.

А



Б



**Рис. 6.** Регенерационные каемки альбита на пелитизированных зернах полевых шпатов: А – вымский горизонт, толькинская свита, Уренгойская скв. 411, 4365–4367 м (а –  $\times 140$ , б –  $\times 180$ , николи  $\times$ ); Б – шараповский горизонт, черничная свита, Уренгойская скв. 414, 4770–4776 м ( $\times 120$ , а – николи  $\parallel$ , б – николи  $\times$ )



кремнезема часто являются индикаторами современных и палео-ВНК и ГНК месторождений и характеризуют аномалии типа «залежь» независимо от современной глубины залегания продуктивных пластов.

### Полевые шпаты

Среди аутигенных полевых шпатов в изученных разрезах наиболее широко распространены *альбит*, *альбит-олигоклаз* и *адуляр*. По данным [16], начальные этапы формирования вторичных кварца и альбита наиболее четко прослеживаются в верхних частях юрско-неокомских разрезов на глубине около 1100–1300 м. Аутигенные альбит и альбит-олигоклаз появляются в готерив-барремских отложениях с глубины 1170 м. Их содержание в составе цемента юрских пород незначительно.

*Альбит* в виде идиоморфных кристаллов образует микродрузы в порах или обрастает обломочные зерна в виде каемок регенерации (рис. 6). Наиболее подвержены вторичной альбитизации интенсивно пелитизированные и серицитизированные обломки кислых плагиоклазов, ортоклазов и пертитов. Ширина каемок при этом обычно не превышает 0,02–0,04 мм. Чаще всего каемки имеют монокристалльное погасание, реже встречаются тонко сдвойникованные каемки, по составу отвечающие альбиту. Альбит – характерный минерал для нижне-среднеюрских отложений Ямало-Гыданской и Обь-Тазовской фациальных областей (ФО), где часто выполняет поры и мелкие трещины. Обычно он наблюдается в породах надояхского горизонта и глубже, фиксируя переход от этапа  $K_2^2$  к этапу  $K_3^1$  (от градации  $MK_2$  к  $MK_3$ ).

Содержание этого минерала в породах не превышает 2–4 %, достигая в отдельных прослоях 5–7 %. С ростом глубины залегания отложений при повышении температуры и давления ( $T = 150–250$  °C) количество вновь образованного альбита постепенно нарастает и в зоне глубинного катагенеза достигает 7 % и более. В интервале 1700–2700 м альбит является обычным минералом цемента песчаных пород и в парагенезе с кварцем и хлоритом характеризует зону *хлоритового и альбито-кварцевого цемента*. На глубинах свыше 3000 м обычен парагенез альбита с кварцем, халцедоном, хлоритом, серицитом, протодоломитом, эпидотом, сфеном и диккитом. Отложения при этом вступают в зону *альбито-кварцевого и гидрослюдистого цемента*. Ее мощность составляет 180–570 м, а нижняя граница в депрессиях осадочного чехла ЗСП опускается до 4000 м и более.

Таким образом, повышенные концентрации в породах аутигенного альбита могут быть связаны либо со подстадией глубинного катагенеза в бассейнах с нормальной катагенетической зональностью при прогрессивном погружении осадочных толщ [16, 37], либо с зонами повышенной тектонической активности, где этот минерал приурочен к глубинным разломам, испытывающим омоложение на

различных этапах тектонического развития. В последнем случае он является индикатором флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений [19, 22].

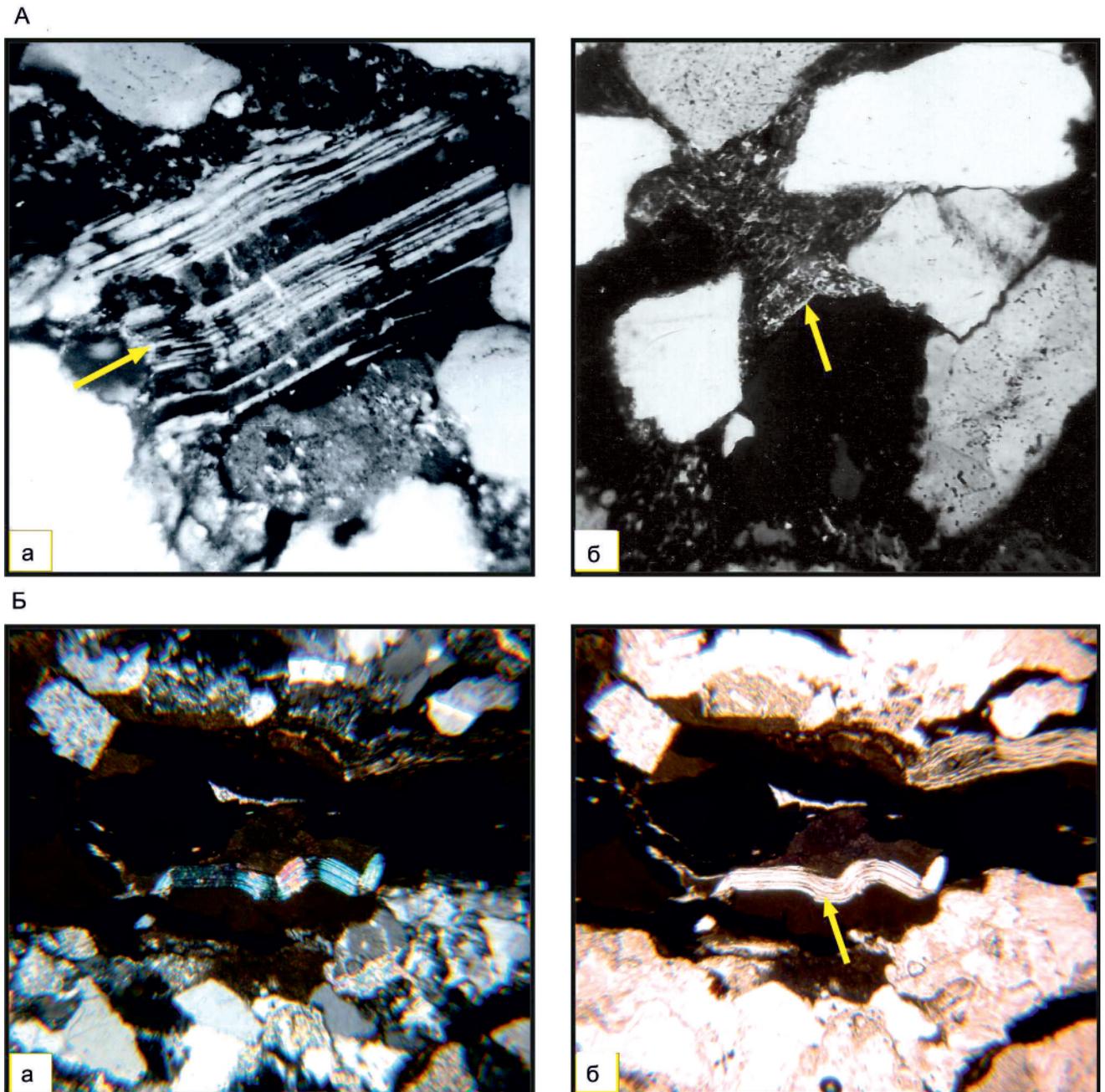
### Структурные индикаторы стадий и этапов регионального катагенеза ниже-среднеюрских отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна

К числу структурных индикаторов регионального катагенеза относятся преобразования обломочного каркаса пород под влиянием повышенного давления при уплотнении, что выражается в растворении, пластической деформации зерен, образовании конформных, сутурно-стилолитовых межзерновых контактов, структур катаклаза, бластеза и рассланцевания [16, 31 и др.]. Большую роль при формировании ряда подобных структур играют *стрессовые напряжения*, возникающие под влиянием палеосейсмических, дизъюнктивных и пликативных нарушений.

Стрессовые напряжения в условиях тектонического сжатия, как показали исследования В. В. Петровой [18], приводят к кардинальной перестройке структур минералов обломочного каркаса и цемента пород и появлению новых минеральных фаз. Так, на севере Вьетнама [24] под влиянием стрессовой нагрузки в молодых плиоцен-четвертичных отложениях смектитовая составляющая глинистых минералов полностью трансформировалась в устойчивую ассоциацию слюд и хлоритов; биотит заместился железистым хлоритом; произошло уплотнение и перераспределение первичных цементов, сближение обломочных зерен и формирование ориентированных микротекстур, появление структур бластеза, заметное сокращение объема свободного порового пространства до его полного исчезновения. Кроме того, часто наблюдалась массовая интенсивная карбонатизация пород. Установлена также тесная корреляция степени битуминизации пород с интенсивностью стрессовых напряжений.

Под влиянием стрессовых напряжений относительно молодые осадочные образования приобретают черты, свойственные породам, преобразованным до подстадии глубинного катагенеза. Одной из отличительных особенностей при этом является *отсутствие стадияльно-минералогической зональности* [24]. Черты предыдущих подстадий катагенеза могут сохраняться в виде реликтовых структур или минералов в породах, способных противостоять давлению сжатия (галечники, конгломераты), и в результате создается впечатление как бы перевернутой, обратной зональности. В качестве минералов-индикаторов стрессовых деформаций выступают слюды и хлориты, фиксируются аномальные содержания каолинита по полевым шпатам и кальцита в порах и трещинах поздних генераций.

В ниже-среднеюрских отложениях осадочного чехла ЗСП наиболее ярко проявились следующие



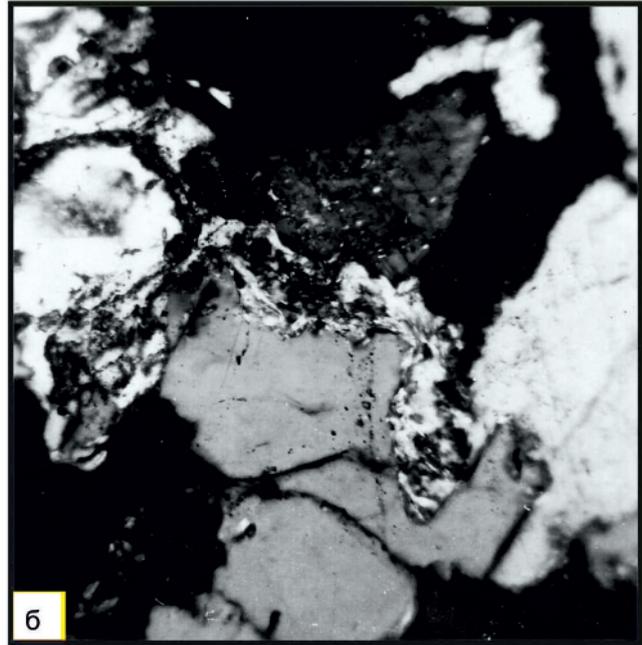
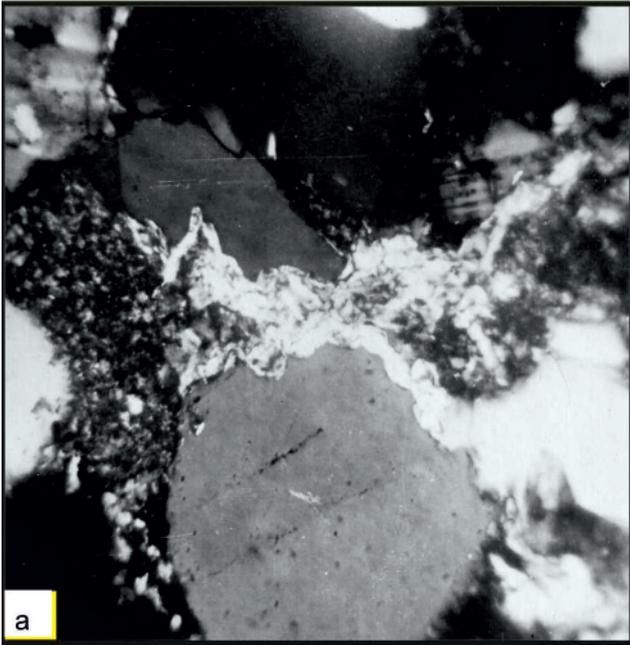
**Рис. 7.** Пластическая деформация: А – плагиоклазов, в разной степени измененных, Котыг-Еганская площадь: а – слабо пелитизированный обломок (скв. 28, вымский горизонт, 2958 м,  $\times 200$ , николи  $\times$ ), б – сильно пелитизированное зерно (скв. 23, надояхский горизонт, 2969,2 м,  $\times 150$ , николи  $\times$ ); Б – слюд в прослоях с сидеритизированным растительным детритом, Ярудейская скв. 3, малышевский горизонт, надымская свита, 2810–2812 м ( $\times 60$ , а – николи  $\times$ , б – николи ||)

структурные преобразования обломочного каркаса пород: 1) пластические деформации неустойчивых компонентов (слюд, полевых шпатов, сланцев, аргиллитов, эффузивных обломков (рис. 7); 2) регенерация, растворение и химическая коррозия кварца (рис. 8, а) и полевых шпатов, реже – регенерация кремней и кварцитов; 3) растворение кварца под давлением, формирование сутурно-стилолитовых швов (см. рис. 8, б), катаклаз кварца и полевых шпатов (рис. 9), реже – брекчирование, кливаж течения и пластические деформации кварцевых зерен. Условия формирования структур пластических деформаций, катаклаза зерен, регенерации и рас-

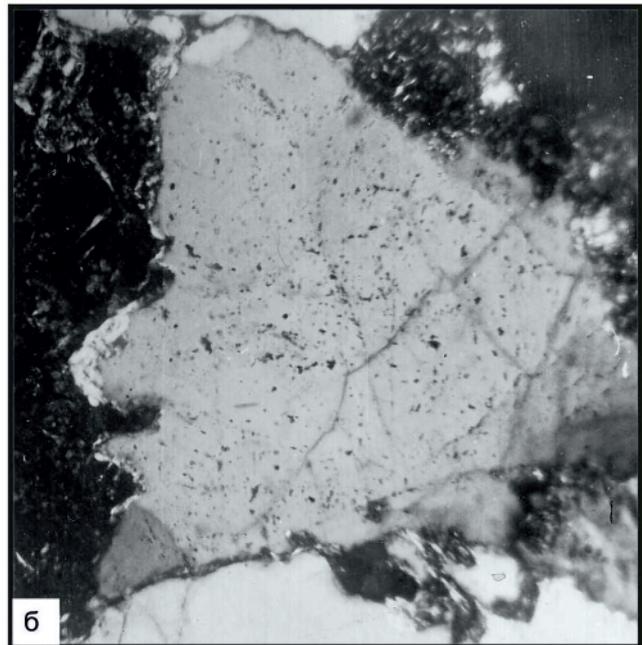
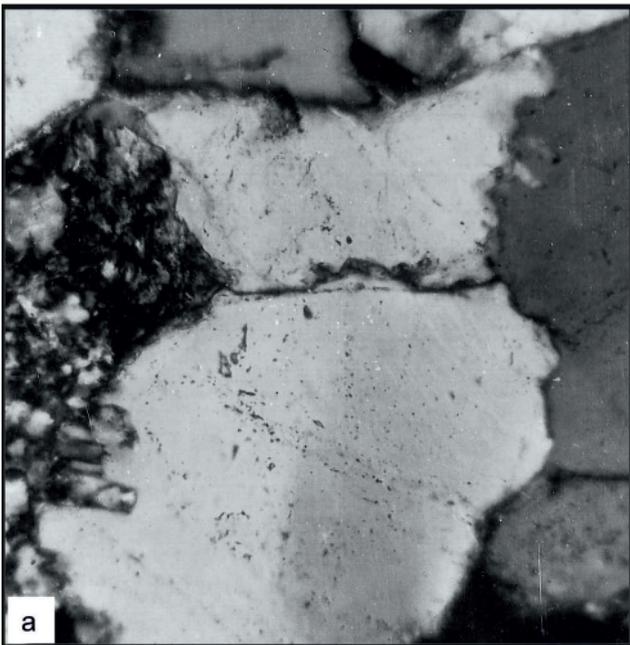
творения кварца под давлением в юрских отложениях Западно-Сибирской плиты детально освещены в монографии Г. Н. Перозиио [16].

**Структуры катакlastического течения** наиболее характерны для пород нижних горизонтов осадочного чехла ЗСП, находящихся на подстадиях глубинного катагенеза и раннего метагенеза в условиях прогрессивного погружения осадочных толщ, а также в тектонически активных зонах, на границах тектонических блоков, в зонах флексуорообразных перегибов и повышенной трещиноватости пород. Их формирование часто связано со стрессовыми напряжениями при сбросовых и сдвиговых дислокаци-

А



Б

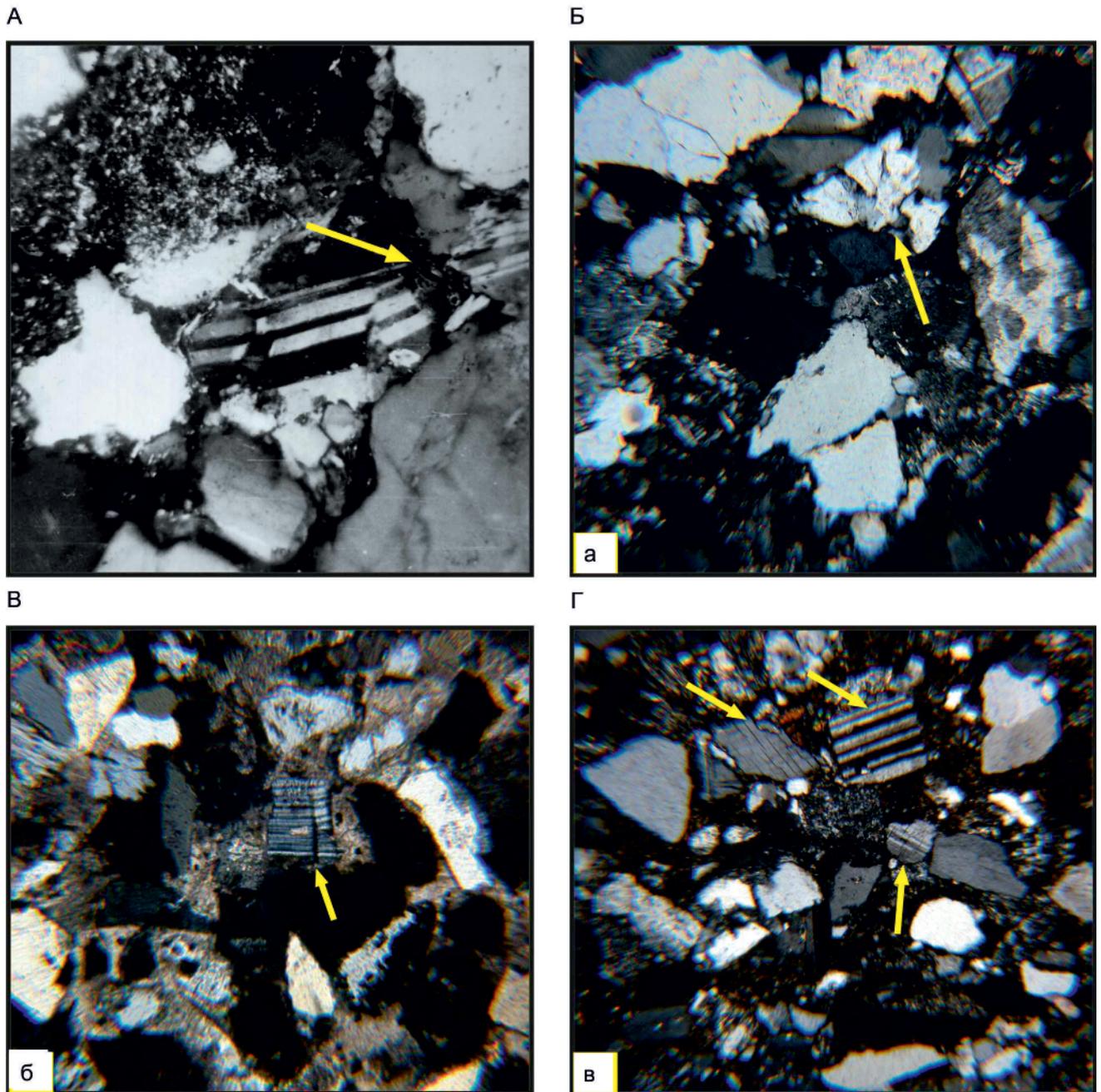


**Рис. 8.** А – химическое растворение (коррозия) кварца на контактах с обломками слюдястого сланца (а –  $\times 160$ , б –  $\times 140$ , николи  $\times$ ); Б – сутурно-стилолитовые контакты между зернами кварца в крупнозернистом песчанике, вымский горизонт, Котыг-Еганская скв. 28, 2964 м ( $\times 100$ , николи  $\times$ )

ях и с палеосейсмическими явлениями. По данным [38], переход от хрупких дислокаций к катакlastическому течению в алюмосиликатных породах имеет место при прогрессивно увеличивающемся предельном давлении и сопровождается резким уменьшением пористости и объема пород. Сокращение пористости связано с процессами дробления и перемещения материала по плоскостям сдвига с аккумуляцией продуктов истирания в поровом пространстве. Поэтому при воздействии стрессовых напряжений пористость пород быстрее сокращается по сравнению с действием литостатической нагрузки.

#### Усовершенствование схемы регионального катагенеза ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района на основе минеральных и структурных индикаторов

На основе результатов изучения керна более 300 глубоких скважин Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (состава, типоморфизма и парагенезов минералов цемента, структурных индикаторов степени преобразования пород, их коллекторских свойств с учетом стадий катагенеза ОВ) была установлена региональная катагенетиче-



**Рис. 9.** Катаклиз: А – плагиоклаза, шарাপовский горизонт, черничная свита, Уренгойская скв. 414, 4950–4955 м ( $\times 80$ , николи  $\times$ ); Б – кварца, В, Г – плагиоклазов, оба в среднеюрских отложениях Колтогорского района Обь-Тазовской СФО (а –  $\times 80$ ; б, в –  $\times 60$ , николи  $\times$ )

ская зональность ниже-среднеюрских отложений в пределах фациальных областей и входящих в них структурно-фациальных районов Западно-Сибирского осадочного мегабассейна [19–21]. Материалом для исследований в Уренгойском нефтегазоносном районе послужил керн Уренгойских глубоких разведочных скважин 266, 282, 673; Северо-Уренгойских 411, 414; Самбургской 700, Ево-Яхинской 356, Ен-Яхинской 455, Комсомольской 199, Геологических 9, 14, 35 в интервале 3600–5700 м.

Литолого-петрографические исследования проведены В. П. Девятовым, И. В. Будниковым, Е. А. Предтеченской, Г. Г. Сысоловой (СНИИГГиМС),

Л. Г. Вакуленко и О. Н. Злобиной (ИНГГ СО РАН); отбор и полевое описание керна осуществлены В. П. Девятовым и И. В. Будниковым. Рентгеноструктурный анализ глинистых минералов выполнен М. Ф. Соколовой (СНИИГГиМС) и Э. П. Солотчиной (ИНГГ СО РАН). Коллекторские свойства пород изучались в лабораториях СНИИГГиМС и Главтюменьгеологии. Данные о значениях отражательной способности витринита, пластовых температур и давлений предоставлены А. С. Фомичевым.

При систематизации материала использована стратиграфическая схема мезозойских отложений Западной Сибири, принятая решением 6-го Межведомственного стратиграфического совещания



Таблица 1

Стадии и этапы катагенеза ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района

Стадия	Подстадия	Этап	Градация мезо-катагенеза	Глубина, м	T <sub>плр</sub> , °С	P <sub>плр</sub> , МПа	R <sup>а</sup>	Марка углей	Тип флюида: В – вода, Н – нефть, Г – газ	P <sub>от</sub> , %	Межзерновые контакты		Коэффициенты катагенеза		
											пластической деформации	сугурно-стилолитовые	I	Ky	
Катагенез	Средняя K <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> <sup>1</sup>	МК <sub>1</sub>	3500–3700	100–105	50–55	71–75	Д, Г	Н Н+В	15–24	3–5	0,3–0,5	4,5–5,0	0,8–1,0	
		K <sub>2</sub> <sup>2</sup>	МК <sub>2</sub>	3700–3900	106–110	56–59	76–84	Г	Н Н+В Г+Н	12–22	5–7	0,8–1,0	5,1–5,3	1,2–1,5	
		K <sub>2</sub> <sup>3</sup>	МК <sub>3</sub>	3900–4900	112–146	60–81	85–91	Г, Ж	Г Г+Н Г+Н+В	10–21	7–10	1,1–3,3	5,5–7,4	1,6–4,3	
	Поздняя K <sub>3</sub>	K <sub>3</sub> <sup>2</sup>	МК <sub>4</sub>	4900–5500	148–159	82–84	92–100	К	Г	Г	8,2–8,8	10–15	3,5–4,7	5,9–9,2	4,5–5,1
		K <sub>3</sub> <sup>3</sup>	МК <sub>5</sub>	5500–5700	160–200	85–92	101–105	ОС	Г	Г	0,02–0,07	15–18	5,0–6,5	7,0–9,7	5,3–6,0
Метагенез	Ранняя M <sub>1</sub>	M <sub>1</sub>	AK <sub>1</sub>	5700–6100	200–250	92–100	106–110	Т	Г	>0,07	>18	>6,5	>9,7	>6,0	
	Средняя M <sub>2</sub>	M <sub>2</sub>	AK <sub>2</sub>	>6100	250–300 и более	<100	115–125	ПА	Г						

Нет данных

Примечания. 1. Данные по материалам бурения глубоких скважин Геологических 9, 14, 35, Ево-Яхинской 356, Ен-Яхинской 455, Комсомольской 199, Самбургской 700, Уренгойских 266, 282, 673, Северо-Уренгойских 411, 414, 2. К – катагенез, МК – мезокатагенез, М – метагенез, АК – апокатагенез, T<sub>плр</sub> – пластовая температура, P<sub>плр</sub> – пластовое давление, R<sup>а</sup> – отражательная способность витринита, углей (в воздухе), усл. ед., P<sub>от</sub> – открытая пористость, I – интенсивность катагенеза, Ky – коэффициент уплотнения.

в 2003 г. Показано, что в наиболее полных разрезах ниже-среднеюрских отложений, находящихся в нормальных геотермических и спокойных тектонических условиях, согласно установленной региональной катагенетической зональности (сверху вниз по разрезу) отложения мальшевского, вымского, реке кровли надояхского горизонтов находятся в зоне среднего катагенеза K<sub>2</sub>, надояхского и шараповского – в зоне глубинного катагенеза K<sub>3</sub>, берегового и зимнего горизонтов – в переходной зоне от глубинного катагенеза к раннему (начальному) метагенезу K<sub>3</sub>–M<sub>1</sub>.

Поскольку зональность и стадийность катагенеза в каждом НГР зависят от геотермического градиента, глубины палеопогружения и мощности осадочных толщ, для оценки степени катагенеза отложений для конкретных НГР предлагается создавать локальные схемы зональности катагенеза, которые должны быть обязательно сопоставлены со стандартной шкалой катагенеза ОВ. С этих позиций с учетом схемы катагенеза для ОВ С. Г. Неручева и др. [12] и схемы катагенеза для терригенных осадочных пород Н. В. Логвиненко и Л. В. Орловой [13] с помощью комплекса структурных и минеральных индикаторов по материалам бурения вышеупомянутых глубоких скважин авторами составлена более детальная схема стадийности регионального катагенеза ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района Обь-Тазовской ФО по сравнению со схемой 1993 г. [21]. При детализации последней были учтены данные о степени катагенеза ОВ, пластовых температурах, давлениях, результатах испытания скважин, изложенные в работах [6, 14, 20, 21] для Уренгойского района, а также материалы изучения керна скважин на сопредельных Надымском, Варь-Еганском и Часельском СФР (скважины Надымская 7, Средненадымские 71, 80, Медвежья 30, Западно-Медвежья 101, 102, 5008, Восточно-Медвежья 5025, Харампурская 340, Саемтахская 800, Еты-Пурская 171, Тагринские 90, 111, Черничная 46, Южно-Часельская 15, Южно-Русская 24, Русско-Реченские 702, 706 и др.).

Используя сведения о минеральных и структурных индикаторах стадий катагенеза в различных терригенных осадочных бассейнах мира [8, 12 и др.], авторы выявили отдельные минералы и парагенетические ассоциации минералов, наиболее характерные для каждой стадии, подстадии и этапа регионального катагенеза ниже-среднеюрских отложений. Охарактеризованы состав и типоморфные особенности глинистых минералов, карбонатов, минералов кремнезема и полевых шпатов. По комплексу критериев для ниже-среднеюрских нефтегазоносных отложений установлены три подстадии преобразования пород: среднего (K<sub>2</sub>), глубинного катагенеза (K<sub>3</sub>) и раннего (начального) метагенеза (M<sub>1</sub>), а также отдельные этапы внутри этих стадий (табл. 1–3). Рассмотрены Т-Р условия катагенеза



Таблица 2

Типичные парагенезы вторичных минералов и минералы индикаторы этапов ката- и метагенеза нижне-среднеюрских отложений Уренгойского района

Этапы ката- и метагенеза	Градации мезо- и апокатагенеза	Типичные парагенезы вторичных минералов
$K_2^1$	МК <sub>1</sub>	Q, Гсл 1М, Хл 7 Å, Fe-, Fe-Mg и Mg-Мм, Mg-Fe Cal, Ca-Fe и Fe Dol, K
$K_2^2$	МК <sub>2</sub>	Q, Гсл 1М, Хл 7 Å, Fe-, Fe-Mg и Mg-Мм, Mg-Fe Cal, Ca-Fe и Fe Dol, K, Гал, Серп
$K_3^1$	МК <sub>3</sub>	Q, Ab, Гсл 1М, Гсл 2М <sub>1</sub> , Хл 14 Å, K, Ber, Д, Ptd, St
$K_3^2$	МК <sub>4</sub>	Q, Хц, Ab, Гсл 2М <sub>1</sub> , Хл 14 Å, Ber, Д, Ptd, St, Э, Ц
$K_3^3$	МК <sub>5</sub>	Q, Хц, СТ-Ор, Ab, Гсл 1М, Гсл 2М <sub>1</sub> , Хл 14 Å, Ber, Д, Ptd, (А), Э, Ц, МрК, An, Br, Sp, Це, St, Му
М <sub>1</sub>	АК <sub>1</sub>	Q, Хц, СТ-Ор, Ab, Гсл 1М, Гсл 2М <sub>1</sub> , Хл 14 Å, Mg-Хл 7 Å II-b, Ber, Д, Ptd, Э, Ц, МрК, An, Br, Sp, Це, St, Му

*Примечания.* Гсл 1М – удлиненно-пластинчатая гидрослюда поли типа 1М, Гсл 2М<sub>1</sub> – диоктаэдрическая гидрослюда поли типа 2М<sub>1</sub>, Хл 7 Å – Fe-Mg 7 Å хлорит поли типа IIb, Хл 14 Å – Fe-Mg 14 Å хлорит поли типа I-b,  $\beta = 90^\circ$ ; Mg-Хл 7 Å IIb – Mg 7 Å -хлорит поли типа II-b поздней генерации, К – каолинит, Д – дикцит, Гал – галлуазит, Серп – серпентин, Mg-Fe и Mg Мм – Mg-Fe и Mg монтмориллонит, Бер – бертьерин, St – серицит, Му – мусковит, Mg-Fe Cal – Mg-Fe кальцит, Ca-Fe и Fe Dol – Ca-Fe и Fe доломит, Ptd – протодоломит, А – анкерит, МрК – мраморизованный кальцит, Q – кварц, Хц – халцедон, СТ-Ор – СТ-опал, Ab – альбит, Э – эпидот, Ц – цоизит, An – анатаз, Br – брукит, Sp – сфен, Це – цеолиты. Цветом обозначены минералы-индикаторы вхождения отложений на новый этап катагенеза.

и аутигенные минералы – региональные маркеры границ между стадиями, подстадиями и этапами ката- и метагенеза.

#### Краткая характеристика выделенных подстадий и этапов

##### Подстадия среднего катагенеза $K_2$

Первый этап  $K_2^1$  (градация мезокатагенеза МК<sub>1</sub>,  $R^a = 71-75$ ,  $T = 100-105$  °С,  $P = 50-55$  МПа) характеризуется продолжением формирования сложных поликомпонентных глинистых и карбонатных цементов, унаследованных от подстадии раннего (начального) катагенеза [16]. Для этого этапа характерны Fe, Fe-Mg и Mg монтмориллониты в ассоциации с каолинитом и аутигенными титанистыми минералами; встречаются Mg-Fe кальцит, Ca-Fe доломит, Fe доломит и Са сидероплезит. Происходит перекристаллизация седиментационно-диагенетических тонкозернистых карбонатов; за счет внутрислойного растворения полевых шпатов и слюд формируются гидрослюды, хлориты, каолинит, монтмориллонит, сидерит, окислы железа и лейкоксен. Глины подвергаются незначительным изменениям (слабая гидрослюдизация монтмориллонита). Наиболее распространена ассоциация каолинит – хлорит – монтмориллонит – гидрослюда. Здесь доминирует гидромусковит – удлиненно-пластинчатая гидрослюда поли типа 1М [16]. На конечном этапе подстадии среднего катагенеза – начальном этапе подстадии глубинного катагенеза в цементе морских песчаников формируется Fe-Mg хлорит в виде каемок обрастания и щеток инкрустации на поверхности обломочных зерен. Регенерация кварца развивается лишь в отдельных пластах и в незначительных масштабах.

На втором этапе  $K_2^2$  (градация МК<sub>2</sub>,  $R^a = 76-84$ ,  $T = 106-110$  °С,  $P = 55,6-59,2$  МПа) происходит существенная перестройка первичных микроструктур глинистых минералов в связи с их дегидратацией при уплотнении пород [10]. На этом этапе кроме 7 Å-хлорита, каолинита и монтмориллонита, фиксируются аллотигенные галлуазит, триоктаэдрические слоистые алюмосиликаты – серпентин поли типа А и вермикулит, усиливается процесс внутрислойного растворения слюд и полевых шпатов, продолжается процесс гидрослюдизации монтмориллонита. Кристаллическая решетка глинистых минералов гидрослюда-монтмориллонитового состава изменяется от разбухающей к неразбухающей, что соответствует вступлению отложений в зону измененного глинистого цемента с трансформацией смешанослойных минералов гидрослюда-монтмориллонит в диоктаэдрическую гидрослюда поли типа 2М<sub>1</sub> [9, 16]. Дегидратация разбухающих глинистых минералов, по данным М. С. Пауэрса и Дж. Ф. Берста, начинается при погружении осадков на глубину 1800–2000 м и заканчивается на глубине 3000–4500 м. Этот процесс на градациях МК<sub>1</sub>–МК<sub>2</sub> соответствует вхождению отложений в главную зону нефтеобразования.

На этапе  $K_2^2$  происходит также трансформация хлорита поли типа I-b, 7 Å в высокотемпературный Fe-Mg хлорит поли типа 14 Å тонкопластинчатой структуры [4, 11, 12] (см. табл. 2, 3). В изученных породах, достигших градации МК<sub>2</sub><sup>2</sup>, смешанослойные глинистые минералы в составе цемента присутствуют в виде примеси, образуя пленки вокруг зерен, и представлены смешанослойными фазами иллит-сметтит и гидрослюда-монтмориллонит, содержащими более 40 % разбухающих пакетов [5]. Монтмориллонит в породах переходной стадии крайне редок. Таким



Таблица 3

Минералы-индикаторы стадий и этапов катагенеза ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района по данным бурения глубоких скважин

№ 2(50) ♦ 2022

Стадия		Катагенез					Метагенез
		Средний (K <sub>2</sub> )			Поздний (K <sub>3</sub> )		Ранний
Подстадия							
Этап		K <sub>2</sub> <sup>1</sup>	K <sub>2</sub> <sup>2</sup>	K <sub>3</sub> <sup>1</sup>	K <sub>3</sub> <sup>2</sup>	K <sub>3</sub> <sup>3</sup>	M <sub>1</sub>
Градация		МК <sub>1</sub>	МК <sub>2</sub>	МК <sub>3</sub>	МК <sub>4</sub>	МК <sub>5</sub>	АК <sub>1</sub>
Марка углей		Д	Г	Ж	К	ОС	Т
Минералы-индикаторы	Mg-Fe и Mg монтмориллонит						
	Гидрослюда 1М						
	Гидрослюда 2М <sub>1</sub>						
	Хлорит 7А <sup>0</sup> Ib						
	Хлорит 14А <sup>0</sup> IIb						
	Mg-хлорит 7А <sup>0</sup> IIb						
	Бертьерин						
	Диксит						
	Серицит						
	Mg-Fe кальцит						
	Мраморизованный кальцит						
	Протодоломит						
	Кварц						
	Халцедон						
	СТ-опал						
	Альбит						
	Анатаз, брукит						
	Эпидот, цоизит						
Сфен							
Цеолиты							

Частота встречаемости вторичных минералов в типичных парагенезах



Участки, на которых минерал может считаться индикатором вхождения отложений на новый этап катагенеза





образом, глубину, на которой исчезает монтмориллонит, можно рассматривать как некий маркирующий горизонт – границу между подстадиями среднего и глубинного катагенеза.

### **Подстадия позднего (глубинного) катагенеза $K_3$**

Эта подстадия (градации  $MK_3$ – $MK_5$ ) характеризуется развитием кварцитовидных структур и хлорит-серицитового цемента. В мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты глины преобразуются в аргиллиты, в пестроцветных породах гетит переходит в гематит, морские отложения обогащаются Mg-Fe хлоритом, шамозитом, прибрежно-морские – глауконитом. В осадках вблизи внутренних источников сноса и в периферических районах осадочного бассейна часто встречаются каолинитизированные продукты переотложения кор выветривания. В глинистом цементе в определенных условиях формируются вермикулитоподобные агрегаты гидрослюда и диккита.

На первом этапе  $K_3^1$  (градация  $MK_3$ ,  $R^a = 85$ – $91$ ,  $T = 112$ – $146$  °C,  $P = 59,7$ – $81,0$  МПа) в составе глинистой фракции начинает доминировать устойчивая ассоциация диоктаэдрическая гидрослюда – хлорит. Важными индикаторами вступления отложений на этот этап служат переход монтмориллонита и иллит-сметита в высокотемпературную гидрослуду поли типа  $2M_1$ ; появление в цементе аутигенных альбита, протодоломита, диккита, мусковита; рост интенсивности процессов серицитизации, окремнения пород; растворение кварца под давлением. Наряду с развитием процессов регенерации и растворения кварца происходит заметное усиление процессов пластической деформации полевых шпатов и слюд, появляются конформные и инкорпорационные структуры, микростилолитовые контакты. В нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна к начальному этапу подстадии глубинного катагенеза приурочено формирование протодоломита (см. табл. 2, 3).

Для второго этапа  $K_3^2$  (градация  $MK_4$ ,  $R^a = 92$ – $100$ ,  $T = 148$ – $159$  °C,  $P = 82,1$ – $84,2$  МПа) характерно интенсивное растворение обломочного кварца под давлением, образование конформных и сутурно-стилолитовых контактов, замещение слюд и темноцветных минералов эпидотом, цоизитом и Mg-Fe-хлоритом, трансформация каолинита в диккит и резкое снижение открытой пористости пород. Здесь доминирует устойчивая ассоциация  $14 \text{ \AA}$  хлорит и диоктаэдрическая гидрослуда поли типа  $2M_1$  с небольшой долей смешанослойной фазы гидрослюда-монтмориллонит.

Третий (поздний) этап  $K_3^3$  (градация  $MK_5$ ,  $R^a = 101$ – $105$ ,  $T = 160$ – $220$  °C,  $P = 85$ – $92,3$  МПа) отличается широким развитием аутигенной карбонизации: формированием Mg-Fe кальцита, протодоломита, реже анкерита, доминированием хлорит-гидрослюдистой ассоциации глинистых минералов, преобладанием обломочного кварца мозаичной

структуры, развитием новообразований высокотемпературного СТ-опала, халцедона, альбита, цеолитов, эпидота и сфена. Тонкодисперсный сидерит перекристаллизуется в агрегаты яснокристаллического Ca-сидероплезита и Ca-пистомезита. Типичны интенсивное уплотнение обломочного каркаса; формирование конформных, микростилолитовых, инкорпорационных структур, структур пластических деформаций полевых шпатов и слюд; развитие процессов аргиллизации, катаклаза обломочных зерен, рассланцевания пород, а также альбитизации плагиоклазов, растворения зерен кварца под давлением, осветления биотита и замещения его мусковитом. Процесс кварцевой регенерации постепенно затухает (см. табл. 3). В глинистой фракции песчано-алевритовых пород наряду с удлиненно-пластинчатой гидрослудой поли типа  $1M$  широко развита аутигенная диоктаэдрическая гидрослуда поли типа  $2M_1$ .

Четкими индикаторами рассматриваемого этапа являются также аутигенные диккит, триоктаэдрические бертьерин и Fe-Mg хлорит (см. табл. 2, 3). Аутигенный диккит, по данным Я. Э. Юдовича и М. П. Кетрис [29], служит индикатором стадии не только позднего катагенеза, но и метagenеза. Он формируется на глубине  $2500$ – $2800$  м при температуре  $150$ – $190$  °C, как отмечали Г. Н. Перозидо для мезозойских отложений Западной Сибири, Б. Дж. Тилли и Ф. Дж. Лонгстэфф для песчаников бассейна Альберта (Канада), что отвечает переходу от подстадии позднего катагенеза к подстадии раннего метagenеза. Трансформация каолинита в диккит в триас-юрских отложениях шельфа Норвегии фиксируется на стадии позднего катагенеза при  $T = 110$ – $120$  °C на глубине  $3100$ – $3200$  м ниже уровня моря [33]. О катагенетическом происхождении диккита в нижнеюрских отложениях Центрального Приобья сообщалось также в работах [3, 15, 25].

### **Подстадия раннего метagenеза $M_1$**

Эта подстадия (градация  $AK_1$ ,  $R^a = 106$ – $110$ ,  $T = 220$ – $300$  °C,  $P = 93$ – $100$  МПа) выделена прежде всего на основании структурных признаков: широкого развития микростилолитовых контактов, структур рассланцевания и регенерационно-мозаичных структур. На градации апокатагенеза  $AK_1$  завершается процесс аргиллизации. Здесь образование ориентированных микроструктур глинистых минералов приобретает массовый характер. В зоне апокатагенеза количество разбухающих пакетов снижается до 20 %, становятся неустойчивыми микроблоки каолинита, которые распадаются по мере гидрослюдизации последнего; происходит трансформация разбухающих триоктаэдрических разностей в  $7 \text{ \AA}$  хлорит поли типа II-b поздней генерации с более высоким содержанием Mg, чем в составе хлорита поли типа I-b [9]. Количество лабильных слоев в структурах разбухающих ди- и триоктаэдрических минералов резко снижается до полного исчезновения, усилива-



ется развитие высокоориентированных микроструктур [10]. Для отложений ряда площадей, находящихся в наиболее высокотемпературных условиях больших глубин, характерны признаки вхождения в зону раннего катагенеза: структуры катакластического течения, микросланцеватость, бластез, мраморизация кальцита, возникновение «бородатых» зерен кварца и др. [4, 9, 12 и др.]. По полевым шпатам формируются хлорит, серицит, диксит. Темноцветные минералы интенсивно замещаются цеолитами, серпентин-хлоритом, эпидотом, темноцветные слюды – эпидотом, цоизитом, Fe-Mg-хлоритом, часто в парагенезе с гематитом и рутилом. Типичны массовая серицитизация и хлоритизация пород, формирование крупночешуйчатых агрегатов гидрослюд в ассоциации с вторичными халцедоном, кварцем и альбитом, а также агрегатов серицита и хлорита, каолинита и галлуазита.

**Выводы**

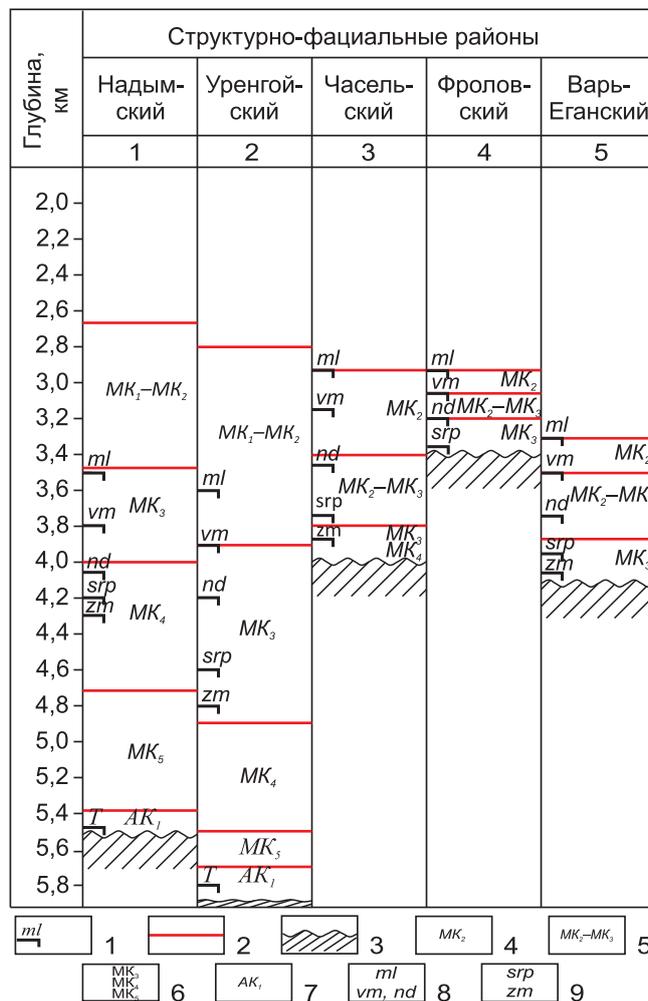
Материалы геолого-геофизического исследования скважин, а также анализ большого объема данных о типоморфных, структурных особенностях и парагенезах аутигенных минералов терригенных пород позволили авторам статьи (с использованием опубликованных фактических и экспериментальных данных и сведений о пластовых температурах, давлениях и степени катагенеза ОВ) создать более дробную шкалу катагенеза ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района Обь-Тазовской ФО (см. табл. 1). Согласно этой схеме, отложения нижней – средней юры Западно-Сибирского осадочного мегабассейна претерпели изменения, характерные для среднего, позднего (глубинного) катагенеза и раннего (начального) метакатагенеза. Подстадия среднего катагенеза подразделена на два этапа, подстадия позднего – на три.

Подтвержден ранее сделанный вывод о том, что границы между стадиями и подстадиями катагенеза скользящие [19]. Их положение зависит от тектонических, гидрогеохимических и термодинамических условий литогенеза в каждом конкретном СФР и в каждом конкретном НГР. Оно определяется, в первую очередь, палеоглубиной захоронения отложений, мощностью осадочных толщ и значением геотермического градиента. Так, граница между подстадиями K<sub>2</sub> и K<sub>3</sub> в Варь-Еганском и Фроловском СФР проходит на глубине 3100–3400 м, в то время как в наиболее погруженных Нижнеобском и Надымском СФР она опускается до 3500–3600 м, а в Уренгойском – до 3900–4000 м [6, 19–21]. Граница между подстадиями K<sub>3</sub> и M<sub>1</sub> в Надымском СФР предполагается на глубине 5400 м, в Уренгойском – 5700 м (рис. 10).

Региональная катагенетическая зональность может нарушаться под воздействием процессов регрессивного катагенеза, гипергенеза, дизъюнктивной тектоники и флюидодинамики, формирования зон повышенной трещиноватости, а также

в районах структурных перестроек (инверсий). Воздействие этих процессов может привести к несовпадению границ между стадиями, подстадиями и этапами катагенеза, установленными по структурным и минеральным индикаторам, с границами, определенными по степени катагенеза ОВ. При этом, в частности под влиянием повышенного теплового потока в тектонически активных зонах, степень катагенетической преобразованности ОВ может возрастать на несколько градаций по сравнению с региональным фоном.

Структурно-минералогические критерии, использованные авторами для усовершенствования шкалы катагенеза Уренгойского района, позволяют по результатам комплексного литолого-геохимиче-



**Рис. 10.** Схема катагенетической зональности ниже-среднеюрских отложений Уренгойского района и прилегающих территорий

1 – кровля горизонта; 2 – границы между зонами катагенеза; 3 – поверхность доюрского основания; зоны: 4 – среднего катагенеза, 5 – переходная от среднего катагенеза к позднему, 6 – позднего катагенеза, 7 – начального метакатагенеза; горизонты песчаной седиментации: 8 – ml – малышевский, vm – вымский, nd – надояхский, 9 – srp – шараповский, zm – зимний; скважины: 1 – Надымская 7, Западно-Медвежья 1101; 2 – Уренгойская 414; 3 – Красноселькупская (Черничная) 46, Харампурская 340; 4 – Западно-Фроловская 62; 5 – Саемтахская 800



ского изучения керна глубоких скважин предложить алгоритм для создания подобных шкал не только для юрско-меловых отложений других нефтегазоносных районов упомянутой ФО, но и для районов Ямало-Гыданской и Обь-Иртышской ФО. Это позволит более обоснованно выделять в разрезах мезозойских осадочных толщ ГЗН и ГЗГ, прогнозировать фазовое состояние УВ в залежах и более рационально осуществлять планирование ГРП в районах исследования.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Вассоевич Н. Б.** Стадии литогенеза // Справочник по литологии. – М.: Недра, 1983. – С. 85–96.
2. **Гольшев С. И., Черепнин А. В., Рожнев А. Н.** Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов нефтегазоносных отложений Западной Сибири // Геохимия. – 1981. – № 8. – С. 1216–1226.
3. **Дикит** в нижнеюрских отложениях Талинской зоны нефтегазонакопления (Западная Сибирь) / А. Э. Конторович, Э. П. Солотчина, Ю. П. Казанский, В. В. Казарбин // Докл. АН СССР. – 1995. – Т. 342, № 3. – С. 350–353.
4. **Дриц В. А., Коссовская А. Г.** Глинистые минералы: слюды, хлориты. – М.: Наука, 1991. – 175 с.
5. **Зонн М. С., Дзюбло А. Д.** Коллекторы юрско-го нефтегазоносного комплекса севера Западной Сибири. – М.: Наука, 1990. – 85 с.
6. **Катагенетическая** зональность ниже-среднеюрских отложений Обь-Тазовской фациальной области в связи с их нефтегазоносностью / Е. А. Предтеченская, Л. Г. Вакуленко, И. Д. Полякова, А. С. Фомичев // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса: матер. к 1-му Всерос. литол. совещ. Т. 2. – М.: МГУ, 2000. – С. 145–149.
7. **Кокшина Л. В.** Постдиагенетические преобразования петрокластических граувак (на примере среднего палеозоя Южного Урала и юга Западной Сибири): автореф. дис. ... к. г.-м. н. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2013. – 23 с.
8. **Коссовская А. Г., Шутов В. Д.** Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. – М.: Наука, 1971. – С. 9–34. – (Тр. ГИН АН СССР; вып. 221).
9. **Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А.** Глинистые минералы-индикаторы глубинного изменения терригенных пород // Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. – М.: Наука, 1963. – С. 120–130.
10. **Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н.** Особенности эволюции глинистых минералов при формировании отложений терригенных осадочных формаций // Докл. РАН. – 2002. – Т. 382, № 4. – С. 526–530.
11. **Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н., Солодкова Н. А.** Аутигенные смектиты в проницаемых отложениях на поздних этапах стадии раннего катагенеза // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: матер. 14-го Геол. съезда Республики Коми. Седиментогенез, эволюция осадочных бассейнов. Геология нефти и газа. Стратиграфия. Палеонтология. Т. 3. – Сыктывкар: Геопринт, 2004. – С. 25–26.
12. **Логвиненко Н. В., Орлова Л. В.** Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. – Л.: Недра, 1987. – 253 с.
13. **Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В.** О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием // Горючие ископаемые. – М.: Наука, 1976. – С. 47–52.
14. **Нефтегазообразование** на больших глубинах Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта / И. Д. Полякова, Г. Ч. Борукаев, М. М. Колганова, Е. И. Соболева // Геохимия. – 1994. – № 1. – С. 111–121.
15. **О происхождении** диккита в нижнеюрских терригенных отложениях Межовского свода (юго-восток Западно-Сибирской плиты) / А. Э. Конторович, Э. П. Солотчина, П. А. Солотчин, О. Н. Злобина // Докл. РАН. – 1997. – Т. 353, № 5. – С. 649–651.
16. **Пероziо Г. Н.** Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности. – М.: Недра, 1971. – 158 с.
17. **Пероziо Г. Н., Мандрикова Н. Т.** Протодоломиты Сибири и их генезис // Докл. АН СССР. – 1971. – Т. 199, № 4. – С. 913–914.
18. **Петрова В. В.** Низкотемпературные вторичные минералы и их роль в литогенезе (гидрооксиды, силикаты, алюмосиликаты): автореф. дис. ... д. г.-м. н. – М.: ГИН РАН, 2002. – 52 с.
19. **Предтеченская Е. А.** Катагенетические преобразования ниже-среднеюрских отложений Западно-Сибирского осадочного мегабассейна: автореф. дис. ... д. г.-м. н. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2011. – 45 с.
20. **Предтеченская Е. А., Фомичев А. С.** Катагенетические преобразования ниже-среднеюрских отложений севера Западной Сибири // Литологические аспекты геологии слоистых сред: матер. 7-го Урал. литол. совещ. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. – С. 214–217.
21. **Предтеченская Е. А., Вакуленко Л. Г., Злобина О. Н.** Катагенез песчаников нижней и средней юры Уренгойского района // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34, № 7. – С. 70–80.
22. **Предтеченская Е. А., Шиганова О. В., Фомичев А. С.** Катагенетические и гидрохимические аномалии как индикаторы воздействия флюидных потоков в зонах дизъюнктивных нарушений в ниже-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири // Литосфера. – 2009. – № 6. – С. 54–65.
23. **Розин А. А., Сердюк З. Я.** Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литология и полезные ископаемые. – 1970. – № 4. – С. 102–113.
24. **Синхронные** трансформации минеральной и органической составляющих осадочных пород в геологической структуре с тектоническим режи-



мом первоначального растяжения и последующего сжатия / В. В. Петрова, Ле Тхи Нгинь, И. Е. Стукалова и др. // Литология и полезные ископаемые. – 2003. – № 3. – С. 251–266.

25. **Солотчин П. А.** Литология нижнеюрских отложений юго-восточной части Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 6. – С. 863–873.

26. **Ушатинский И. Н.** О дикките и накрите в отложениях мезозоя Западной Сибири // Докл. АН СССР. – 1973. – Т. 209, № 3. – С. 677–679.

27. **Ушатинский И. Н., Рыльков А. В.** Минералогия и геохимия триас-юрских отложений на севере Западной Сибири // Изв. вузов. Нефть и газ. – 1999. – № 4. – С. 13–19.

28. **Фейрбридж Р. У.** Фазы диагенеза (диагенез в узком смысле, катагенез и гипергенез) и аутигенное минералообразование // Диагенез и катагенез осадочных образований. – М.: Мир, 1971. – С. 27–92.

29. **Холодов В. Н.** Проблемы стадийного анализа и развитие литологии // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 2. – С. 115–135.

30. **Юдович Я. Э., Кетрис М. П.** Минеральные индикаторы литогенеза. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. – 556 с.

31. **Юдович Я. Э., Кетрис М. П.** О существовании МГБ-минералов бертьериновой группы // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. – 2009. – № 7, вып. 127. – С. 76–95.

32. **Япаскорт О. В.** Аспекты теории постседиментационного литогенеза // Литосфера. – 2005. – № 3. – С. 3–30.

33. **Ayalon A., Longstaffe F. J.** Oxygen isotope studies of diagenesis and pore-water evolution in the Western Canada sedimentary basin; evidence from the Upper Cretaceous basal Belly River Sandstone, Alberta // Jour. of Sedim. Research. – 1989. – Vol. 58, no. 3. – P. 489 – 505.

34. **Depth-dependent** transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf / S. N. Ehrenberg, P. A. Aagaard, M. J. Wilson, et al. // Clay Mineral. – 1993. – Vol. 28, no. 3. – P. 325–352.

35. **Distribution** of hydrocarbons in sedimentary basins. The importance of temperature / A. T. Buller, P. A. Bjorkin, P. Nadeau, O. Walderhaug / Research Technology, Memoir series. – 2005. – No. 7. – P. 3–9.

36. **Ehrenberg S. N., Nadeau P. H., Steen Q.** Petroleum reservoir porosity versus depth: Influence of geological age // Bull. AAPG. – 2009. – Vol. 93, no. 10. – P. 1281–1296.

37. **Formation** of grain coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrence: Pap. read at a conference on «Mineral diagenesis and reservoir quality – the way forward», Cambridge, 1998 / P. A. Aagaard, J. S. Jahren, A. O. Harstad, et al. // Clay minerals. – 2000. – Vol. 35, no. 1. – P. 261–269.

38. **Moore F.** Autigenic albite in the Green River oil shales // Jour. of Sedim. Petrol. – 1950. – Vol. 20, no. 4. – P. 227–230.

39. **Rutter E. H., Hadizadeh J.** On the influence of porosity on the low-temperature brittle-ductile transition in silicoclastic rocks // Jour. Struct. Geol. – 1991. – Vol. 13, no. 5. – P. 609–614.

40. **Walker J. R., Thomson G. R.** Structural variations in chlorite and illite in a diagenetic sequence from the imperial valley, California // Clays and Clay Minerals. – 1990. – Vol. 38, no. 3. – P. 315–321.

## REFERENCES

1. Vassoevich N.B. [Stages of lithogenesis]. *Spravochnik po litologii* [Lithology: A handbook]. Moscow, Nedra Publ., 1983, pp. 85–96. (In Russ.).

2. Golyshev S.I., Cherepnin A.V., Rozhnev A.N. [Carbon and oxygen isotopic composition of carbonates in petroleum deposits of Western Siberia]. *Geokhimiya – Geochemistry International*, 1981, no. 8, pp. 1216–1226. (In Russ.).

3. Kontorovich A.E., Solotchina E.P., Kazanskiy Yu.P., Kazarbin V.V. [Dickite of Jurassic sedimentary rocks of Talinskaya Zone of gas and oil accumulation (Western Siberia)]. *Doklady AN RF – Doklady Earth Sciences*, 1995, vol. 342, no. 3, pp. 350–353. (In Russ.).

4. Drits V.A., Kossovskaya A.G. *Glinistyye mineraly: slyudy, khlority* [Clay minerals: mica, chlorites]. Moscow, Nauka Publ., 1991. 175 p. (In Russ.).

5. Zonn M.S., Dzyublo A.D. *Kollektory yurskogo neftegazonosnogo kompleksa severa Zapadnoy Sibiri* [Reservoirs of the Jurassic oil and gas complex in the north of Western Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1990. 85 p. (In Russ.).

6. Predtechenskaya E.A., Vakulenko L.G., Polyakova I.G., Fomichev A.S. [Catagenetic zoning of the Lower-Middle Jurassic deposits of the Ob-Taz facies region in connection with their petroleum potential]. *Problemy litologii, geokhimii i rudogeneza osadochnogo protsesa. Materialy k 1-mu Vserossiyskomu litologicheskому soveshchaniyu. Tom 2* [Problems of lithology, geochemistry and ore genesis of sedimentary process. Materials to the 1<sup>st</sup> All-Russian Lithological Meeting. Vol. 2]. Moscow, MSU Publ., 2000, pp. 145–149. (In Russ.).

7. Kokshina L. V. *Postdiageneticheskiye preobrazovaniya petroklasticheskikh grauvalk (na primere srednego paleozoya Yuzhnogo Urala i yuga Zapadnoy Sibiri). Avtoref. dis. ... k. g.-m. n.* [Post-diagenetic transformations of petroclastic greywackes (on the example of the Middle Paleozoic of the Southern Urals and the south of Western Siberia). Authors abstract of PhD thesis]. Ekaterinburg, IGIG UB RAS Publ., 2013. 23 p. (In Russ.).

8. Kossovskaya A.G., Shutov V.D. [The problem of epigenesis]. *Epigenesis i ego mineralnyye indikatory* [Epigenesis and its mineral indicators]. *Trudy GIN AN SSSR*, 1971, issue 221, pp. 9–34. (In Russ.).

9. Kossovskaya A.G., Shutov V.D., Drits V.A. [Clay mineral-indicators of the deep-water alternation of terrigenous rocks]. *Geokhimiya, petrografiya i mineralogiya osadochnykh obrazovaniy* [Geochemistry, petrography and mineralogy of sedimentary formations]. Moscow, Nauka Publ., 1963, pp. 120–130. (In Russ.).



10. Kotelnikov D.D., Zinchuk N.N. [Evolution of clay minerals during the formation of terrigenous sedimentary rocks]. *Doklady Earth Sciences*, 2002, vol. 382, no. 1, pp. 26-30.
11. Kotelnikov D.D., Zinchuk N.N., Solodkova N.A. [Autigenic smectites in permeable sediments at the late stages of early catagenesis]. *Geologiya i mineralnyye resursy evropeyskogo severo-vostoka Rossii: Materialy 14-go Geologicheskogo syezda Respubliki Komi. Sedimentogenez, evolyutsiya osadochnykh basseynov. Geologiya nefi i gaza. Stratigrafiya. Paleontologiya. T. 3.* [Proceedings of 14<sup>th</sup> Geological Congress of the Komi Republic "Geology and mineral resources of the European North-East of Russia". Vol. 3]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 2004, pp. 25–26. (In Russ.).
12. Logvinenko N.V., Orlova L.V. *Obrazovaniye i izmeneniye osadochnykh porod na kontinente i v okeane* [Formation and transformation in sedimentary rocks on the continent and in the ocean]. Leningrad, Nedra Publ., 1987. 253 p. (In Russ.).
13. Neruchev S.G., Vassoevich N.B., Lopatin N.B. [On the scale of catagenesis in connection with oil generation]. *Goryuchie iskopaemye* [Fossil fuels]. Moscow, Nauka Publ., 1976, pp. 47–52. (In Russ.).
14. Polyakova I.D., Borukaev G.Ch., Kolganova M.M., Soboleva E.I. *Nefteobrazovaniye na bolshikh glubinakh Koltogorsko-Urengoysskogo graben-rifta* [Oil and gas formation at great depths of the Koltogor-Urengoy graben rift]. *Geokhimiya – Geochemistry International*, 1994, no. 1, pp. 111–121. (In Russ.).
15. Kontorovich A.E., Solotchina E.P., Solotchichin P.A., Zlobina O.N. [On the origin of dickite in Lower Jurassic sediments of the Mezhevsky swell (south east of the West Siberian Plate)]. *Doklady RAN*, 1997, vol. 353, no. 5, pp. 649–651. (In Russ.).
16. Perozio G.N. *Epigenez terrigennykh osadochnykh porod Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Epigenesis of terrigenous sedimentary rocks of the West Siberian Lowland]. Moscow, Nedra Publ., 1971. 158 p. (In Russ.).
17. Perozio G.N., Mandrikova N.T. [Protodolomites of Siberia and their genesis]. *Doklady AN SSSR*, 1971, vol. 199, no. 4, pp. 913–914. (In Russ.).
18. Petrova V.V. *Nizkotemperaturnyye vtorichnyye mineraly i ikh rol v litogeneze (gidrookisly, silikaty, alyumosilikaty). Avtoref. dokt. dis.* [Low-temperature secondary minerals and their role in lithogenesis (hydroxides, silicates, aluminosilicates). Author's abstract of DSc thesis]. Moscow, GIN RAS Publ., 2002. 52 p. (In Russ.).
19. Predtechenskaya E.A. *Katageneticheskiye preobrazovaniya nizhne-sredneyurskikh otlozheniy Zapadno-Sibirskogo osadochnogo megabasseyna. Avtoref. dokt. dis.* [Catagenetic transformations of the Lower-Middle Jurassic sediments of the West Siberian sedimentary megabasin. Author's abstract of DSc thesis]. Yekaterinburg, IGIG UrB RAS Publ., 2011. 45 p. (In Russ.).
20. Predtechenskaya E.A., Fomichev A.S. [Catagenetic transformations of the Lower- Middle Jurassic deposits of the north of Western Siberia]. *Litologicheskiye aspekty geologii sloistyykh sred. Materialy 7-go Uralskogo litologicheskogo soveshchaniya* [Lithological aspects of the geology of stratified subsurface. Materials of the 7<sup>th</sup> Ural Lithological Meeting]. Yekaterinburg, IGG UrB RAS Publ., 2006, pp. 214-217. (In Russ.).
21. Predtechenskaya E.A., Vakulenko L.G., Zlobina O.N. [Catagenesis of sandstones of the Lower and Middle Jurassic in the Urengoy district]. *Geologiya i geofizika*, 1993, vol. 34, no. 7, pp. 70–80. (In Russ.).
22. Predtechenskaya E.A., Shiganova O.V., Fomichev A.S. [Catagenetic and hydrochemical anomalies in Lower-Middle Jurassic oil-and-gas bearing deposits in West Siberia as indicators of fluid-dynamic processes in disjunctive dislocation zones]. *Litosfera – Lithosphere*, 2009, no. 6, pp. 54–65. (In Russ.).
23. Rozin A.A., Serdyuk Z.Ya. [Transformation of the groundwater and rock composition of the West Siberian Plate under the influence of deep carbon dioxide gas]. *Litologiya i poleznyye iskopaemye*, 1970, no. 4, pp. 102–113. (In Russ.).
24. Petrova V.V., Nginh Le Tkhi, Stukalova I.E., et al. [Synchronous transformations of mineral and organic constituents of sedimentary rocks in geological structure with an initial extension and subsequent compression tectonic regime]. *Litologiya i poleznyye iskopaemye – Lithology and Mineral Resources*, 2003, no. 3, pp. 251–266. (In Russ.).
25. Solotchichin P.A. [Lithology of Lower Jurassic deposits in the southwest of West Siberia]. *Geologiya i geofizika*, 1999, vol. 40, no. 6, pp. 863–873. (In Russ.).
26. Ushatinskiy I.N. [On dickite and necrite in Mesozoic deposits of Western Siberia]. *Doklady AN SSSR*, 1973, vol. 209, no. 3, pp. 677–679. (In Russ.).
27. Ushatinskiy I.N., Rylkov A.V. [Mineralogy and geochemistry of Triassic and Jurassic deposits in the north of West Siberia]. *Izvestiya vuzov. Neft i gaz*, 1999, no. 4, pp. 13–19. (In Russ.).
28. Ferbridzh R.U. [Phases of diagenesis (diagenesis in the narrow sense, catagenesis and hypergenesis) and authigenic mineral formation]. *Diagenез i katagenез osadochnykh obrazovaniy* [Diagenesis and catagenesis of sedimentary formations]. Moscow, Mir Publ., 1971, pp. 27–92. (In Russ.).
29. Kholodov V.N. [Problems of the stadial analysis and development of lithology]. *Litologiya i poleznyye iskopaemye – Lithology and Mineral Resources*, 2004, no. 2, pp. 115–135. (In Russ.).
30. Yudovich Ya.E., Ketris M.P. *Mineralnyye indikatorы litogeneza* [Mineral indicators of lithogenesis]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 2008. 556 p. (In Russ.).
31. Yudovich Ya.E., Ketris M.P. [On the existence of MBG-minerals of berthierite group]. *Litogeneз i geokhimiya osadochnykh formatsiy Timano-Uralskogo regiona* [Lithogenesis and geochemistry of sedimentary formations of the Timan-Ural region]. Syktyvkar, IGIG UrB RAS Publ., 2009, no. 7, issue 127, pp. 76–95. (In Russ.).



32. Yapraskurt O.V. [The aspects of the postsedimental lithogenesis theory]. *Litosfera – Lithosphere*, 2005, no. 3, pp. 3–30. (In Russ.).

33. Ayalon A., Longstaffe F.J. Oxygen isotope studies of diagenesis and pore-water evolution in the Western Canada sedimentary basin; evidence from the Upper Cretaceous basal Belly River Sandstone, Alberta. *Jour. of Sedim. Research*, 1989, vol. 58, no. 3, pp. 489–505.

34. Ehrenberg S.N., Aagaard P.A., Wilson M.J., et al. Depth-dependent transformation of kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Mineral*, 1993, vol. 28, no. 3, pp. 325–352.

35. Buller A.T., Bjorkin P.A., Nadeau P., Walderhaug O. Distribution of hydrocarbons in sedimentary basins. The importance of temperature. *Research Technology, Memoir series*, 2005, no. 7, pp. 3–9.

36. Ehrenberg S.N., Nadeau P.H., Steen Q. Petroleum reservoir porosity versus depth: Influence of geo-

logical age. *Bull. AAPG*, 2009, vol. 93, no. 10, pp. 1281–1296.

37. Aagaard P.A., Jahren J.S., Harstad A.O., et al. Formation of grain coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrence: Paper read at a conference on «Mineral diagenesis and reservoir quality – the way forward», Cambridge, 1998. *Clay minerals*, 2000, vol. 35, no. 1, pp. 261–269.

38. Moore F. Autigenic albite in the Green River oil shales. *Gour. of Sedim. Petrol.*, 1950, vol. 20, no. 4, pp. 227–230.

39. Rutter E.H., Hadizadeh J. On the influence of porosity on the low-temperature brittle-ductile transition in siliciclastic rocks. *Jour. Struct. Geol.*, 1991, vol. 13, no. 5, pp. 609–614.

40. Walker J.R., Thomson G.R. Structural variations in chlorite and illite in a diagenetic sequence from the imperial valley, California. *Clays and Clay Minerals*, 1990, vol. 38, no. 3, pp. 315–321.

© Е. А. Предтеченская, О. Н. Злобина, 2022



УДК 552.578

## НОВЫЕ НАХОДКИ БИОДЕГРАДИРОВАННЫХ НАФТИДОВ В ПОРОДАХ ХАТЫСПЫТСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

Д. С. Мельник

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Исследована геохимия органического вещества и пород из новых разрезов хатыспытской свиты венда на Оленекском поднятии. Анализ битумоидов позволил выявить в шести пробах признаки глубокой биодеградации насыщенных углеводородов, деметилированные терпаны. Настоящая работа нацелена на выявление особенностей состава компонентов ОВ пород, содержащих биодegradированные битумоиды, и оценку пород хатыспытской свиты в качестве потенциально нефтематеринских. Установлено, что породы обогащены органическим веществом, которое накапливалось в восстановительных условиях с возможным сероводородным заражением придонных вод, водная толща была стратифицирована. Зрелость ОВ на Оленекском поднятии соответствует начальным стадиям мезокатагенеза (началу нефтяного окна), оно могло генерировать нафтиды. Сравнительный молекулярный анализ насыщенных углеводородов показал, что источником биодegradированных битумоидов было рассеянное органическое вещество хатыспытской свиты. Особенности распределения углеводородов свидетельствуют о нескольких этапах первичной миграции битумоидов. Предполагается, что в хатыспытской свите могут быть распространены не только потенциально нефтематеринские породы, но и породы, вторично обогащенные нафтидами.

**Ключевые слова:** биомаркеры, нафтиды, нефтематеринские породы, хатыспытская свита, венд, Сибирская платформа.

## NEW FINDINGS OF BIODEGRADED NAPHTHIDES IN ROCKS OF THE VENDIAN KHATYSPYT FORMATION OF THE OLENEK UPLIFT

D. S. Melnik

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

The geochemistry of organic matter (OM) and rocks from new sections of the Vendian Khatyspyt Formation on the Olenek uplift has been studied. The analysis of bitumens revealed signs of deep biodegradation of saturated hydrocarbons (HCs), demethylated terpanes in six samples. The present work is aimed at identifying the composition features of the OM components from rocks, containing biodegraded bitumens and assessing the Khatyspyt Formation rocks as potentially source ones. It was found that the rocks are enriched with OM, which accumulated under reducing conditions with possible sulphurous contamination of near-bottom waters, the water column was stratified. Its maturity on the Olenek Uplift corresponds to the initial stages of mesocatagenesis (the early oil window), it could generate naphthides. Comparative molecular analysis of saturated HCs showed that the source of biodegraded bitumens was represented by the dispersed OM of the Khatyspyt Formation. The peculiarities of HCs distribution indicate several stages of primary migration of bitumens. It is assumed that not only potentially oil source rocks can be distributed in the Khatyspyt Formation, but also rocks that are re-enriched with naphthides.

**Keywords:** biomarkers, naphthides, source rocks, Khatyspyt Formation, Vendian, Siberian Platform.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-48-56

На северо-востоке Сибирской платформы в отложениях вендского и раннекембрийского возраста известны скопления битумов. На Оленекском поднятии они сосредоточены в туркутской свите венда и кессюсинской серии венда и кембрия [3, 10, 13 и др.], а к востоку от Анабарского массива встречены в разрезе старореченской свиты венда [4, 8]. Одним из их источников могли быть потенциально нефтематеринские породы хатыспытской свиты венда, залегающей под туркутской [3, 4, 13]. Изучение геохимии рассеянного органического вещества (ОВ) пород хатыспытской свиты остается актуальной задачей региональных работ по оценке перспектив нефтегазоносности региона [1, 2, 11, 13].

Исследование крупной коллекции образцов пород хатыспытской свиты, начатое в 2017 г. и на-

правленное на детальное изучение геохимии пород и компонентов ОВ, позволило выявить среди ОВ насыщенных фракций серию деметилированных 25-норгопанов, три- и тетрацикланов, что свидетельствует о биодegradации некоторых битумоидов хатыспытской свиты [6, 17]. Было проведено дополнительное исследование пород в шлифах, в трещинах и кавернах обнаружено концентрированное ОВ. Таким образом, было доказано, что породы свиты на некоторых уровнях содержат микропроявления битумов [6].

В рамках дальнейшего комплексного исследования неопротерозойских отложений северо-востока Сибирской платформы в 2018 г. автором была собрана новая коллекция пород хатыспытской свиты для исследования органической геохимии пород из

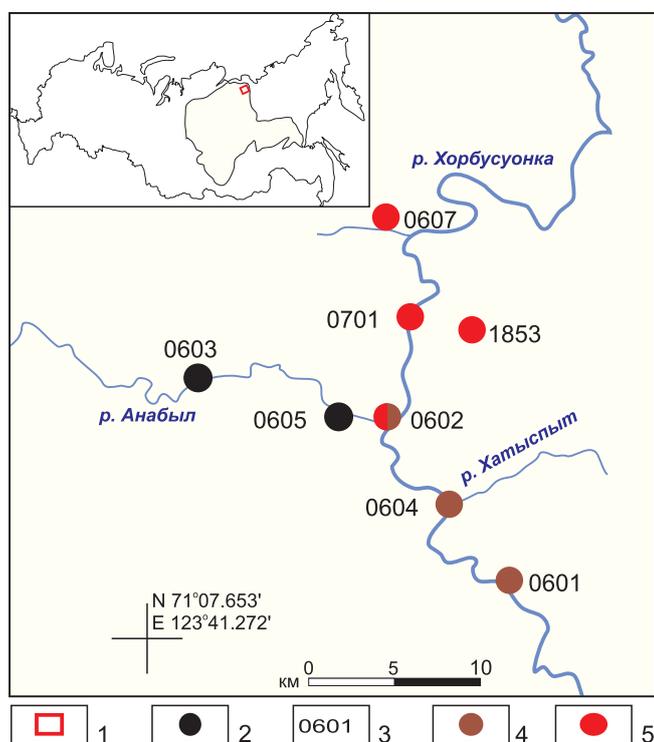
неизученных разрезов. Анализ углеводородов битумоидов позволил обнаружить в шести пробах признаки биodeградации УВ.

Цель работы – установить особенности состава компонентов ОВ пород, содержащих биodeградированные битумоиды, оценить породы хатыспытской свиты в качестве потенциально нефтематеринских.

## Материалы и методы

Коллекция пород (56 образцов) неопротерозойских отложений собрана в ходе экспедиционных работ на Оленекском поднятии в бассейне р. Хорбусуонка (рис. 1). Ранее геохимия пород и органического вещества хатыспытской свиты из разрезов 1853, 0607, 0603 не исследовалась. Настоящее сообщение начинает новый цикл работ по геохимии компонентов ОВ хатыспытской свиты. Основное внимание в статье сосредоточено на детальном изучении шести образцов пород, содержащих биodeградированные битумоиды.

Изучение пород и ОВ проводилось по стандартной методике, принятой в ИНГГ СО РАН. Породы дробились до 0,25 мм. Навески порошков обрабатывались 10%-ной соляной кислотой для получения нерастворимых остатков (НО). На приборе АН-7529 путем сжигания проб НО в токе кислорода определялось содержание органического углерода на НО и на породу в массовых процентах.



**Рис. 1.** Схема обнажений хатыспытской свиты на Оленекском поднятии по материалам [16] с дополнениями автора

1 – территория исследования; 2 – обнажения хатыспытской свиты; 3 – номер обнажения; 4 – обнажения, где обнаружены биodeградированные битумоиды по данным [6]; 5 – обнажения, где обнаружены биodeградированные битумоиды

Пиролиз порошков пород и нерастворимых остатков проводился на приборе SR-Analyzer–POPI (Pyrolytic Oil Productivity Index) в режимах определения TPH/TOC (Total Petroleum Hydrocarbons/Total Organic Carbon).

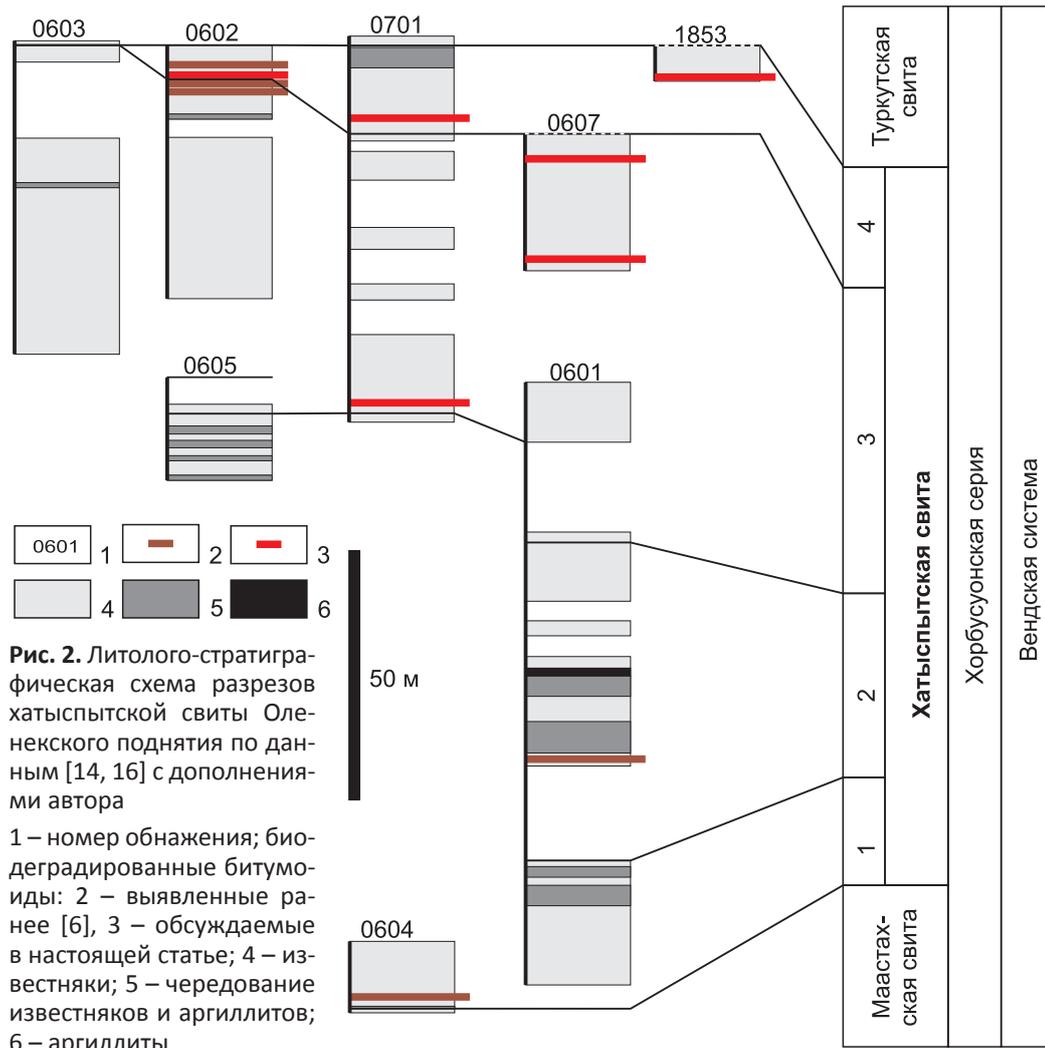
Холодная многократная экстракция битумоидов проводилась из порошков пород хлороформом с использованием центрифуги. От элементарной серы экстракты очищались ртутью. Групповой состав битумоидов определялся методом хроматографии; предварительно осаждались асфальтеновые компоненты.

Фракции насыщенных углеводородов анализировались методами газожидкостной хроматографии (ГЖХ) и хромато-масс-спектрометрии (ХМС). ГЖХ проводилась на приборе Agilent 7820A, оснащенном кварцевой капиллярной колонкой длиной 30 м и внутренним диаметром 0,25 мм с толщиной нанесения фазы HP-5 0,25 мкм. Газ-носитель – гелий. Начальная температура – 100 °С (выдерживалась 4 мин), последующий нагрев – 4 °С/мин, конечная температура – 290 °С (выдерживалась 4 мин). ХМС проводилась на установке, состоящей из хроматографа Agilent 6890 и спектрометра с масс-селективным детектором Agilent 5973N. Хроматограф оборудован кварцевой капиллярной неполярной колонкой HP-5 (длина 30 м, внутренний диаметр 0,25 мм, толщина нанесения неподвижной фазы 0,25 мкм). Газ-носитель – гелий. Температурный режим – 100 °С (выдерживался 4 мин), дальнейший нагрев 4 °С/мин до 290 °С (выдерживался 20 мин). Запись ионного тока проходила в полном сканирующем режиме ( $m/z$  50–550) и по заданным ионам. Энергия ионизации составляла 70 eV, температура ионизации – 290 °С. Идентификация индивидуальных соединений проводилась путем сравнения масс-спектров с опубликованными материалами и данными из библиотеки масс-спектров NIST04.

Использовался метод сравнительного анализа пород и молекулярного состава УВ с опубликованными данными по геохимии ОВ пород хатыспытской свиты, содержащих автохтонные и паравтохтонные, а также биodeградированные битумоиды [2, 6, 7].

## Результаты исследований

Рассматриваемые в настоящей работе породы с биodeградированными битумоидами представлены известняками, известняками кремнистыми (3 пробы), силицитами известковыми (2 пробы) (рис. 2). Содержание нерастворимого остатка в породах 5,6–73,8 %, органического углерода 0,40 % в известняке, 0,25–1,26 % в породах смешанного состава (табл. 1). Выходы хлороформенных битумоидов составляют 0,026–0,220 % и растут с содержанием  $C_{орг}$  в породах ( $r = 0,77$ ). Значения битумоидного коэффициента ( $\beta = b_{хл}/1,33C_{орг}$ ) обычно 3,7–7,7 %, в одном образце с наивысшими значениями  $C_{орг}$  и  $b_{хл}$  битумоидный коэффициент равен 13,1 %. Групповой состав битумоидов следующий: содержа-



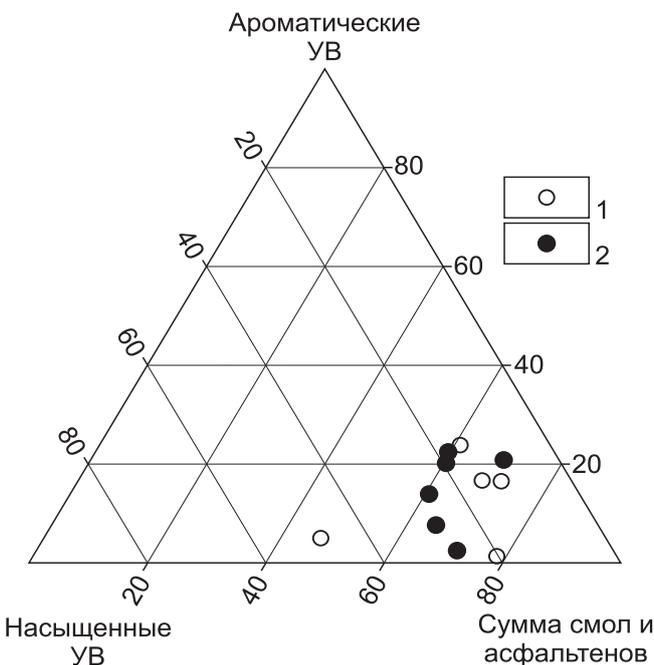
**Рис. 2.** Литолого-стратиграфическая схема разрезов хатыспытской свиты Оленекского поднятия по данным [14, 16] с дополнениями автора  
 1 – номер обнажения; биодegradированные битумоиды: 2 – выявленные ранее [6], 3 – обсуждаемые в настоящей статье; 4 – известняки; 5 – чередование известняков и аргиллитов; 6 – аргиллиты

ние насыщенных УВ 9,4–27,4 %, ароматических УВ 2,5–22,5 %, смол 54–64,6 %, асфальтенов 1,1–8,8 % (рис. 3, см. табл. 1).

Пиролиз пород показал следующее: значения «битумоидной» составляющей  $S_1$  варьируют обыч-

но в пределах 0,02–0,12 мг УВ/г породы, «керогеновой» составляющей  $S_2$  – 0,43–4,77 мг УВ/г породы. В одном образце с максимальным содержанием  $C_{орг}$  значения  $S_1$  и  $S_2$  равны 0,67 и 7,84 мг УВ/г породы соответственно (см. табл. 1). Значения  $S_2$  возрастают с увеличением содержания  $C_{орг}$  ( $r = 0,98$ ). Температура максимального выхода УВ ( $T_{max}$ ) 429–436 °С. Индекс продуктивности  $PI = S_1/(S_1+S_2) = 0,01–0,08$ , водородный индекс  $HI = S_2/C_{орг} = 170–622$  мг УВ/г  $C_{орг}$  (см. табл. 1). Установлено, что значения  $HI$  увеличиваются с ростом содержания  $C_{орг}$  в породах ( $r = 0,94$ ).

Распределение алкановых УВ анализировалось по результатам ГЖХ. Максимум распределения нормальных алканов обычно приходится на область  $n-C_{17}$ – $n-C_{21}$ , в одном образце представлен широкой областью пиков от  $n-C_{18}$  до  $n-C_{30}$  (рис. 4). На всех ГЖ-хроматограммах наблюдаются высокие пики терпановых УВ, часто превышающие пики нормальных алканов (см. рис. 4). «Нафтенковые горбы» (области неразделенных УВ) наблюдаются, как правило, во временном интервале, соответствующем выходу



**Рис. 3.** Тригонограмма группового состава биодegradированных битумоидов хатыспытской свиты  
 Биодegradированные битумоиды: 1 – выявленные ранее [6], 2 – обсуждаемые в настоящей статье

Таблица 1

Геохимическая характеристика пород и органического вещества хатыспытской свиты

Образец	0602-46.1	0607-0.8	0607-26.4	0701-5.3	0701-59.0	1853-(-2.0)	
НО, %	42,8	59,5	14,5	73,8	25,1	5,6	
C <sub>орг</sub> , %	1,03	1,26	0,25	0,63	0,81	0,40	
b <sub>хл</sub> , %	0,049	0,220	0,026	0,064	0,074	0,040	
β, %	3,5	13,1	7,7	7,7	6,9	7,6	
Насыщенные УВ, %	25,4	26,4	27,4	9,4	18,0	19,4	
Ароматические УВ, %	14,0	2,5	7,7	20,9	22,5	20,2	
Сумма УВ, %	39,4	29,0	35,1	30,3	40,5	39,7	
Смолы, %	55,0	64,6	57,2	60,9	58,4	54,0	
Асфальтены, %	5,6	6,5	7,7	8,8	1,1	6,3	
Пиролиз пород	S <sub>1</sub> , мг УВ/г породы	0,10	0,67	0,02	0,12	0,05	0,06
	S <sub>2</sub> , мг УВ/г породы	4,77	7,84	0,43	2,72	4,14	0,80
	T <sub>max</sub> , °C	429	430	434	436	429	431
	PI	0,02	0,08	0,04	0,04	0,01	0,07
	HI, мг УВ/г C <sub>орг</sub>	462	622	170	434	511	202

гопанов (см. рис. 4), и лишь в одном образце он наблюдается в области нормальных алканов. Установлено, что значения отношения пристана к фитану (Pr/Ph) лежат в пределах 0,46–0,82, отношения Pr/n-C<sub>17</sub> и Ph/n-C<sub>18</sub> – в пределах 0,2–0,3 и 0,3–0,5 соответственно. Индекс CPI равен 1,0–1,1 (табл. 2). Во всех пробах в следовых количествах обнаружены 12- и 13-монометилалканы, часто их пики едва различимы на ГЖ-хроматограммах, однако отчетливо видны на масс-хроматограммах по *m/z* 182.

Распределение стеранов анализировалось на масс-хроматограммах по *m/z* 217, 218, 231, 414. Рас-

чет стерановых отношений выполнялся по площадям пиков на масс-хроматограммах по *m/z* 217. Распределение стеранов C<sub>27</sub>–C<sub>30</sub> характеризуется преобладанием этилхолестана C<sub>29</sub>. Его относительные концентрации составляют 56–61 % на сумму C<sub>27</sub>–C<sub>30</sub>. Содержание холестана C<sub>27</sub> на уровне 22–27 %, метилхолестана C<sub>28</sub> – 12–16 %, пропилахолестанов C<sub>30</sub> – 2–3 %. Отношение гомологов C<sub>29</sub>/C<sub>27</sub> 2,1–2,8. Значение стерановых коэффициентов зрелости C<sub>29</sub> ββ/(αα + ββ) и C<sub>29</sub> 20S/(20S + R) – 0,3–0,5 и 0,5 соответственно (см. табл. 2). Отношение диастеранов к регулярным стеранам (Σ(C<sub>27</sub>–C<sub>30</sub>)/(βα/(αα + ββ))) =

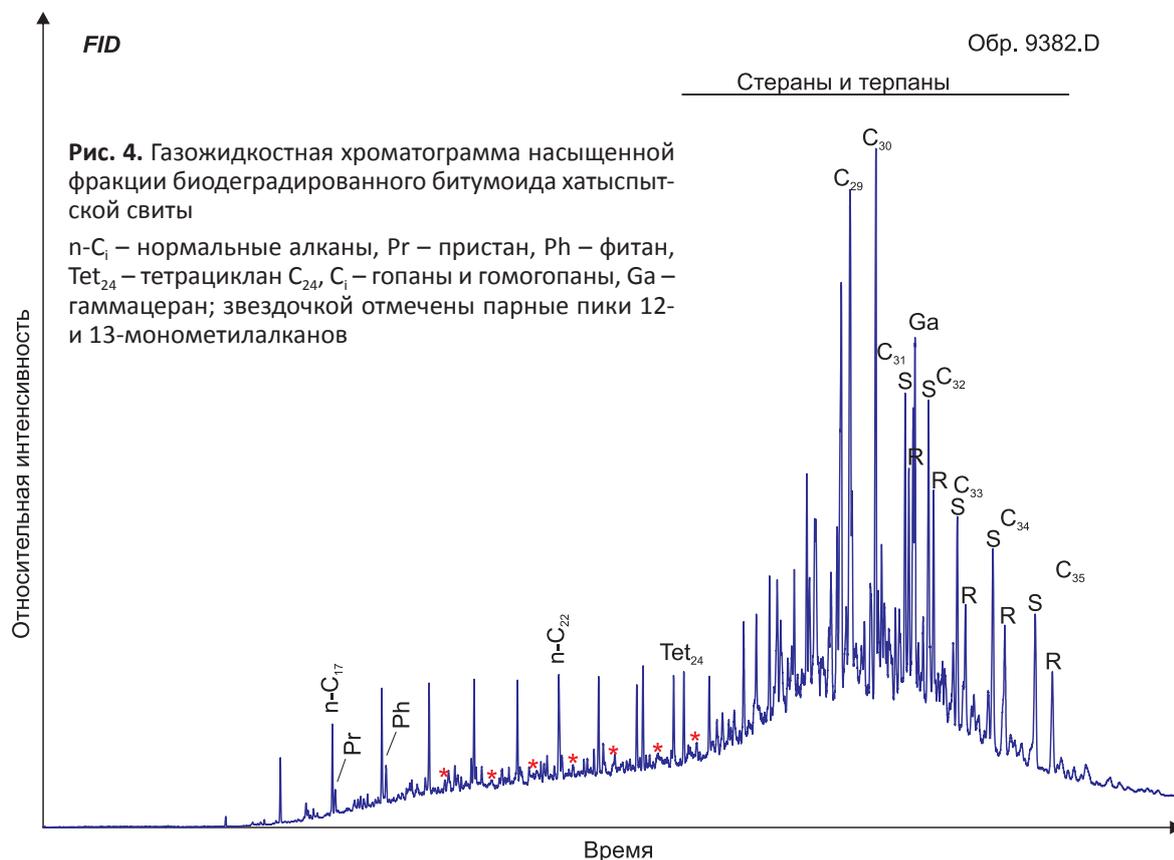




Таблица 2

Характеристика состава и распределения алканов, стеранов и терпанов насыщенных фракций битумоидов хатыспытской свиты

Образец		0602-46.1	0607-0.8	0607-26.4	0701-5.3	0701-59.0	1853-(-2.0)	
Алканы	Pr/Ph	0,83	0,71	0,69	0,46	0,63	0,46	
	Pr/n-C <sub>17</sub>	0,32	0,32	0,20	0,19	0,30	0,19	
	Ph/n-C <sub>18</sub>	0,41	0,53	0,31	0,35	0,40	0,35	
	n-C <sub>27</sub> /n-C <sub>17</sub>	0,51	0,58	0,73	0,76	0,93	0,76	
	n-C <sub>i</sub> /izo-C <sub>i</sub>	10	12	20	16	13	16	
	CPI*	1,08	1,07	1,05	1,03	1,0	1,03	
Стераны	В % на сумму	C <sub>27</sub>	25	26	23	21	27	23
		C <sub>28</sub>	16	12	13	16	15	15
		C <sub>29</sub>	57	60	61	61	56	60
		C <sub>30</sub>	2	2	3	2	2	2
	C <sub>29</sub> /C <sub>27</sub>	2,22	2,27	2,70	2,83	2,06	2,62	
	C <sub>29</sub> ββ/(αα+ββ)	0,5	0,3	0,5	0,5	0,4	0,5	
	C <sub>29</sub> 20S/(20S+20R)	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	
	ΣC <sub>27</sub> -C <sub>30</sub> βα/(αα+ββ)	0,13	0,13	0,14	0,12	0,33	0,10	
Стераны/прегнаны	4,5	11,5	7,4	6,7	6,0	5,4		
Терпаны	Гопаны и гомогопаны, %	81	83	84	80	76	86	
	Моретаны, %	5	5	3	5	6	4	
	Трицикланы, %	11	10	10	12	13	7	
	Тетрацикланы, %	3	2	3	3	4	3	
	Ts/Tm	0,4	0,5	0,6	0,5	0,4	0,5	
	Гопаны C <sub>29</sub> /C <sub>30</sub>	0,8	0,6	0,7	0,7	0,8	0,8	
	Гомогопаны C <sub>35</sub> /C <sub>34</sub>	0,75	1,04	1,13	0,89	0,97	1,13	
	Трициклановый индекс	1,1	0,5	0,4	0,7	0,6	0,5	
Гаммацеран, %	9,8	6,5	3,7	10,7	6,3	4,3		
Стераны+прегнаны/терпаны		0,16	0,24	0,18	0,14	0,21	0,14	

Примечания.\* – Carbon preference index,  $CPI = 0,5 \times ((C_{25}-C_{33})_{\text{нечетные}} / (C_{26}-C_{34})_{\text{четные}} + ((C_{25}-C_{33})_{\text{нечетные}} / (C_{26}-C_{32})_{\text{четные}})$ .

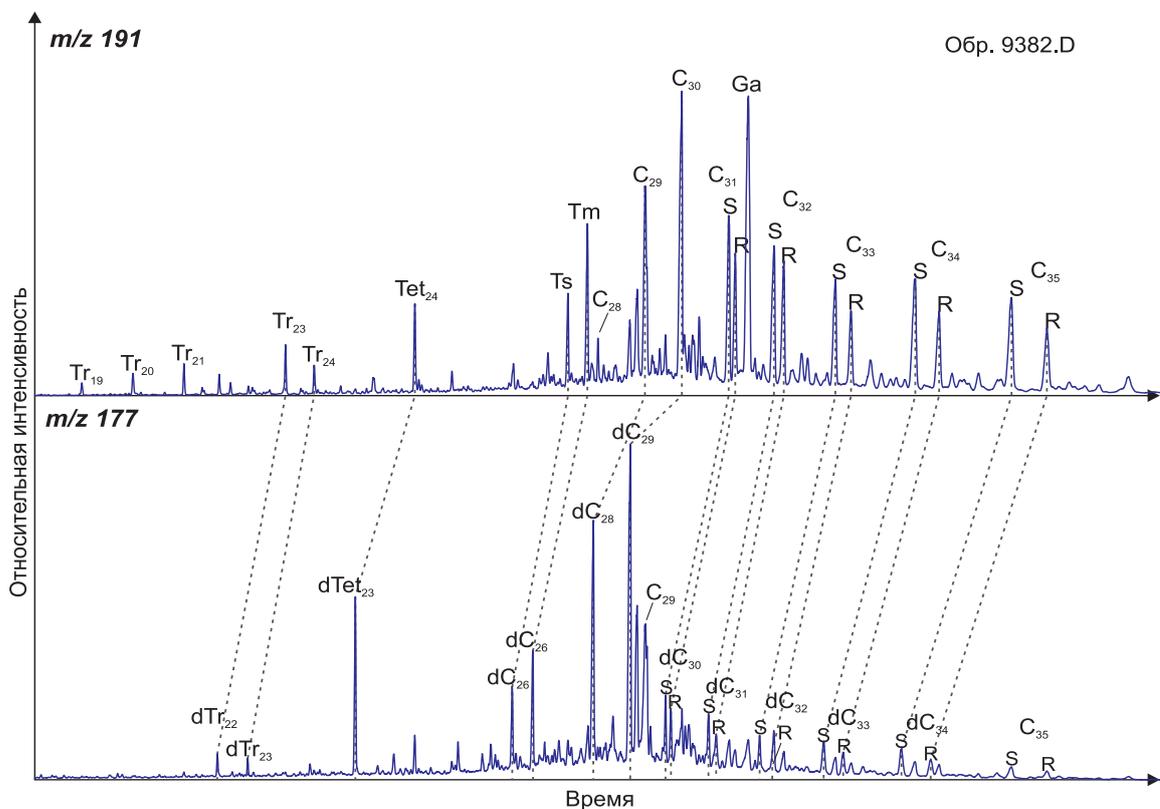


Рис. 5. Масс-хроматограммы по  $m/z$  191 и 177 насыщенной фракции биodeградированного битумоида хатыспытской свиты

Tr<sub>i</sub> – трицикланы, Tet<sub>i</sub> – тетрацикланы, Ts – триснорнеогопан, Tm – трисноргопан, C<sub>i</sub> – гопаны и гомогопаны, C<sub>28</sub> – 29,30-бисноргопан, dC<sub>i</sub>, dTr<sub>i</sub>, dTet<sub>i</sub> – деметилированные 25-норгопаны, 25-трицикланы и 25-тетрацикланы соответственно

= 0,10–0,33. Отношение стеранов  $C_{27}$ – $C_{30}$  к прегнанам  $C_{21}$ – $C_{22}$  варьирует от 5 до 12, в среднем 8.

Терпановые УВ исследовались на масс-хроматограммах по  $m/z$  191, 177, 205, 369, 412, 426 и др. Расчет отношений индивидуальных соединений проводился с использованием площадей соответствующих пиков на хроматограммах по  $m/z$  191. Среди терпанов насыщенных фракций изученных проб доминируют гопаны и гомогопаны (27–33 и 44–57 % соответственно), их суммарное содержание равно 76–86 %. На долю трицикланов приходится 7–13 %, тетрацикланов – 2–4 %, моретанов – 3–7 %. Распределение гопанов и трицикланов во всех пробах однотипно (рис. 5). Отношение триснорнеогопана к трисноргопану  $Ts/Tm = 0,4$ – $0,6$ , адиантана к гопану  $C_{29}/C_{30} = 0,6$ – $0,8$ , гомогопанов  $C_{35}/C_{34} = 0,8$ – $1,1$ . Среди трицикланов преобладают гомологи  $C_{21}$  и  $C_{23}$ . Значения трицикланового индекса (ТЦИ =  $2 \cdot \sum C_{19-20} / \sum C_{23-26}$ ) изменяются от 0,4 до 1,1. Среди зарегистрированных тетрацикланов  $C_{24}$ – $C_{27}$  доминирует гомолог  $C_{24}$ . Во всех пробах по высокому сигналу масс-ионов 163, 191, 369 и 384 был идентифицирован 29,30-бисноргопан. Во всех пробах зарегистрировано высокое содержание гаммацераана – от 3,7 до 10,7 % на сумму терпанов (см. табл. 2, рис. 5). Также среди терпанов были идентифицированы 8,14-секогопаны, устойчивые к биодegradации [9, 17].

Во всех пробах на масс-хроматограммах по  $m/z$  177 элюируются деметилированные 25-норгопаны, а также 25-нортетрациклан  $C_{23}$ . В некоторых пробах отмечаются гомологи 25-нортрицикланов (см. рис. 5).

### Обсуждение результатов

Известно, что разрез хатыспытской свиты сложен преимущественно известняками, обедненными или слабо обогащенными органическим веществом (0,2–0,4 %). Реже отмечаются кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые породы с повышенным содержанием  $C_{орг}$  (1–2 %), единично – черные сланцы ( $C_{орг}$  12–14 %) [1, 2, 7, 9, 13]. Изученные нами известняки, кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые породы обогащены органическим веществом. При этом установленные значения  $C_{орг}$  (см. табл. 1), как правило, превышают среднее его содержание в карбонатных и карбонатно-кремнистых породах хатыспытской свиты с автохтонными и паравтохтонными битумоидами (0,3 %) [2, 7, 13] а также в карбонатных и кремнисто-карбонатных породах с паравтохтонными биодegradированными битумоидами (0,3 %) [6].

Анализ состава и распределения насыщенных углеводородов-биомаркеров позволил реконструировать обстановки осадконакопления ОВ хатыспытской свиты и оценить его преобразование в диагенезе, катагенезе и гипергенезе.

Отношения  $Pg/Ph$  на уровне 0,46–0,83 и гомогопанов  $C_{35}/C_{34}$  на уровне 0,8–1,1 свидетельствуют

о развитии восстановительных условий в хатыспытском морском бассейне и возможном сероводородном заражении придонных вод. Прежние исследования геохимии пород и ОВ хатыспытской свиты показывают, что ее осадки отлагались в чередующихся окислительно-восстановительных обстановках, а в придонных водах периодически развивались эквинные условия [2, 6, 7].

Особенностью рассеянного ОВ хатыспытской свиты и связанных с ним битумов Центрально-Оленекского и Восточного-Анабарского полей являются высокие концентрации гаммацераана среди терпанов [2, 8, 13] – маркера стратификации водного столба, которая обычно связана с гиперсолеными обстановками в морском бассейне [17]. Последние исследования показывают, что в автохтонных и паравтохтонных (в том числе биодegradированных) битумоидах хатыспытской свиты встречается как высокое, так и низкое содержание этого биомаркера [6, 7]. Это свидетельствует о чередовании фациальных обстановок в хатыспытском бассейне и о периодическом возникновении стратификации водной толщи [17]. В изученных нами пробах отмечаются максимальные, ранее не зафиксированные содержания гаммацераана, достигающие 10,7 % на сумму терпанов (см. табл. 2).

Такие характеристики, как отношения изомеров стеранов  $C_{29} \beta\beta/(\alpha\alpha + \beta\beta)$  и  $C_{29} 20S/(20S+R)$  на уровне 0,3–0,5 и 0,5 соответственно, значения  $T_{max} = 429$ – $436$  °C,  $PI = 0,01$ – $0,08$ ,  $CPI = 1,0$ – $1,1$  указывают на зрелость ОВ, соответствующую градациям катагенеза  $MK_1^1$  по шкале А. Э. Конторовича или началу «нефтяного окна» [5, 17]. Таким образом, породы хатыспытской свиты, изучаемые в обнажениях на Оленекском поднятии, за свою геологическую историю погружались до глубин, соответствующих главной зоне нефтеобразования, и могли генерировать нафтиды. Этот вывод согласуется с прежними результатами исследования геохимии ОВ хатыспытской свиты и ее насыщенных углеводородов [2, 6, 7, 13].

Сравнительно низкий катагенез ОВ хатыспытской свиты ( $MK_1^1$  по А. Э. Конторовичу), а также высокие значения водородного индекса (до 622 мг УВ/г породы), установленные по материалам с Оленекского поднятия, свидетельствуют о слабой реализации генерационного потенциала пород хатыспытской свиты на этой территории. В тех районах, где свита погружается на глубину, катагенез ОВ и объемы генерации углеводородов могут быть выше – в направлении к морю Лаптевых (к северу от Оленекского поднятия) или в Суханском осадочном бассейне (к юго-западу от Оленекского поднятия), где кровля неопротерозойских отложений погружена до глубины 3 км [1, 13, 15].

Выходы битумоидов (см. табл. 1), как и содержание  $C_{орг}$  в среднем повышены на фоне пород с автохтонными и паравтохтонными битумоидами (среднее содержание  $b_{хл}$  0,031 %), а также пород



с биодegradированными битумоидами (0,047 %) [2, 6, 7]. Значения битумоидного коэффициента обычно не превышают 8 %, в одном образце – высокие ( $b_{\text{хл}}$  0,220 %,  $\beta$  13 % (см. табл. 1)). Ранее на основе повышенного битумоидного коэффициента (> 10 %, редко > 25 %) в разрезе хатыспытской свиты были диагностированы паравтохтонные битумоиды, в некоторых из них установлено повышенное содержание насыщенных углеводородов в групповом составе [2, 7]. По значениям  $\beta$  и групповому составу, изученные битумоиды в целом подобны автохтонным битумоидам хатыспытской свиты. Следует отметить, что значения индекса продуктивности, не превышающие 0,08 (см. табл. 1), характерны для пород с битумоидами, сохранившимися в месте своей генерации [17]. Таким образом, не только битуминологические, но и пиролитические характеристики пород позволяют судить о сходстве между изученными битумоидами и автохтонными битумоидами хатыспытской свиты.

В насыщенных фракциях исследуемых битумоидов были идентифицированы серии деметилированных 25-норгопанов, три- и тетрацикланов (см. рис. 5). Образование этих соединений связывают с процессами бактериального окисления терпановых углеводородов [17]. Для этих проб характерны «нафтенковые горбы» на газожидкостных хроматограммах и высокие пики терпановых УВ на фоне нормальных алканов (см. рис. 4), что также указывает на протекавшие процессы биодegradации битумоидов [17].

Известно, что деструкция углеводородов при биодegradации протекает в последовательности: нормальные алканы → изопреноидные алканы → гопапы и гомогопапы → три- и тетрацикланы → стераны [17]. Распределение алканов с максимумом в области  $n\text{-C}_{17}$ – $n\text{-C}_{22}$  (типичное для хатыспытской свиты [7]), а также значения отношений  $\text{Pr}/n\text{-C}_{17}$  и  $\text{Ph}/n\text{-C}_{18}$  на уровне 0,3 и 0,4 соответственно указывают на то, что алканы в насыщенных фракциях изученных проб не подвергались биологическому окислению. Обобщая вышесказанное, можно предполагать, что изученные битумоиды имеют смешанный состав и образованы в несколько этапов первичной миграции. Так, битумоиды, аккумуляировавшиеся в результате первого этапа первичной миграции, были в значительной степени биодegradированы, а в составе их насыщенных УВ остались только деметилированные терпаны и, вероятно, стераны. Последующие процессы первичной миграции привели к обогащению этих битумоидов новообразованными углеводородами [17]. Ранее подобный результат был получен при изучении битумов из пород куонамского комплекса нижнего и среднего кембрия Сибирской платформы из естественных обнажений вдоль р. Кюленке [12]. Так как бактериальное окисление компонентов органического вещества происходит только на их контакте с водой [17], изученные битумоиды могут рассматриваться в качестве биодegrad-

ированных нафтидов. Таким образом, настоящее исследование показало, что в разрезе хатыспытской свиты могут быть распространены не только потенциально нефтематеринские породы, но и уровни вторичного обогащения органическим веществом в пустотном пространстве пород. При благоприятных геологических условиях в ее разрезе могут быть обнаружены скопления нефти или битумов. Одним из перспективных объектов могут быть локальные куполовидные поднятия, осложняющие Суханскую впадину одноименного осадочного бассейна [13, 15].

На литолого-стратиграфической схеме разрезов хатыспытской свиты на Оленекском поднятии видно, что породы с биодegradированными битумоидами встречаются не только вблизи кровли и подошвы свиты, но и в средних частях ее разреза (см. рис. 2). Новые данные показывают, что диапазон проявлений таких битумоидов шире, чем было установлено ранее [6, 11]. Настоящее исследование с привлечением материалов из новых разрезов также позволило расширить географию нафтидопроявлений в хатыспытской свите на Оленекском поднятии (см. рис. 1).

Присутствие 12- и 13-монометилалканов в следовых количествах, преобладание гомолога  $\text{C}_{29}$  среди стеранов, значения трицикланового индекса обычно меньше 1, аномально высокие концентрации гаммацераана (до 10,7 %) указывают, что изученные битумоиды были генерированы рассеянным органическим веществом хатыспытской свиты [2, 7, 13]. Эти характеристики молекулярного состава насыщенных фракций (за исключением 12- и 13-монометилалканов) также присущи битумам Центрально-Оленекского и Восточного-Анабарского полей [8, 13].

## Выводы

Исследование материала из новых разрезов хатыспытской свиты на Оленекском поднятии подтвердило, что ее ОВ достигло градаций катагенеза  $\text{MK}_1^1$  и могло генерировать углеводороды. В тех районах, где хатыспытская свита погружается на глубину (к западу, северу и востоку от Оленекского поднятия), катагенез и интенсивность генерации ОВ могли быть выше.

В новой коллекции диагностированы биодegradированные битумоиды. Для них характерны «нафтенковые горбы» на газожидкостных хроматограммах, высокие пики терпанов на фоне нормальных алканов, серии деметилированных 25-норгопанов, три- и тетрацикланов среди терпанов. Существование в одной системе деметилированных терпанов и стеранов, нормальных и изопреноидных алканов свидетельствует о нескольких этапах первичной миграции битумоидов и об их смешении в пустотном пространстве пород хатыспытской свиты. Эти битумоиды предлагается рассматривать в качестве микропроявлений нафтидов. По битуминологиче-



ским и пиролитическим характеристикам они похожи на автохтонные битумоиды хатыспытской свиты. Сравнительный молекулярный анализ показал генетическое сходство нафтидов и автохтонного ОБ хатыспытской свиты.

Таким образом, в разрезе хатыспытской свиты распространены как потенциально нефтематеринские породы, так и уровни пород, вторично обогащенных нафтидами. При благоприятных геологических условиях скопления нефти или битумов могут быть обнаружены не только в перекрывающих вендских и кембрийских отложениях, но и в самой хатыспытской свите, в пустотном пространстве ее карбонатных и карбонатно-кремнистых пород.

Работа выполнена в рамках проекта НИР № FWZZ-2022-0012 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-35-90029).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Геохимические** критерии нефтегазоносности рифей-палеозойских отложений Лено-Анабарского регионального прогиба и сопредельных территорий / П. Н. Соболев, Д. С. Лезнин, И. А. Панарин и др. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2019. – № 8 (332). – С. 62–74.

2. **Геохимия** органического вещества хатыспытской свиты (венд, северо-восток Сибирской платформы) / Т. М. Парфенова, Б. Б. Кочнев, К. Е. Наговицин и др. // Успехи органической геохимии: матер. Всерос. науч. конф. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2010. – С. 265–268.

3. **Каширцев В. А.** Природные битумы северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: Изд-во ЯФ СО РАН, 1988. – 104 с.

4. **Клубов Б. А.** Природные битумы Севера. – М.: Наука, 1983. – 208 с.

5. **Конторович А. Э.** Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. – Новосибирск, 1976. – 250 с. – (Тр. СНИИГГиМС; вып. 229).

6. **Мельник Д. С., Парфенова Т. М., Рогов В. И.** Биодegradированные рассеянные битумы в породах хатыспытской свиты венда (неопротерозоя) на северо-востоке Сибирской платформы // Георесурсы. – 2020. – № 2. – С. 37–44.

7. **Мельник Д. С., Парфенова Т. М., Рогов В. И.** Геохимия насыщенных углеводородов-биомаркеров рассеянного органического вещества хатыспытской свиты неопротерозоя (северо-восток Сибирской платформы) // Актуальные проблемы геологии нефти и газа Сибири: матер. 2-й Всерос. науч. конф. молодых ученых и студентов, посвящ. 85-летию акад. А. Э. Конторовича (Новосибирск, 12–13 марта 2019 г.). – Новосибирск, 2019. – С. 96–99.

8. **Месторождения** природных битумов на северо-востоке Сибирской платформы / В. А. Каширцев, А. Э. Конторович, В. Л. Иванов, А. Ф. Сафронов // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 1. – С. 93–105.

9. **Натапов Л. М.** Отложения типа доманиковой формации на северо-востоке Сибирской платформы // Советская геология. – № 11. – 1962. – С. 110–112.

10. **Нафтидопроявления** в вендских и кембрийских отложениях в зоне вечной мерзлоты (северо-восток Сибирской платформы) / Т. М. Парфенова, Д. С. Мельник, В. А. Каширцев и др. // Дегазация Земли: геология и экология – 2018: междунар. конф. (Москва, 24–26 апреля 2018 г.). – М., 2018. – С. 1–4. – URL: [http://oilgasjournal.ru/issue\\_23/parfenova-vendian.html](http://oilgasjournal.ru/issue_23/parfenova-vendian.html).

11. **Нефтематеринские** формации, нефти и газы докембрия и нижнего – среднего кембрия Сибирской платформы / Т. К. Баженова, М. В. Дахнова, Т. П. Жеглова и др. – М.: ВНИГНИ, 2014. – 128 с.

12. **Парфенова Т. М., Каширцев В. А., Коровников И. В.** Новые находки нафтидопроявлений в породах среднего кембрия на северо-востоке Сибирской платформы // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2014. – Т. 9, № 2. – С. 1–22. – [http://www.ngtp.ru/rub/1/25\\_2014.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/1/25_2014.pdf).

13. **Прямые** признаки нефтегазоносности и нефтематеринские отложения Суханского осадочного бассейна Сибирской платформы / В. А. Каширцев, Т. М. Парфенова, С. А. Моисеев и др. // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60, № 10. – С. 1472–1487.

14. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Н. В. Мельников, М. С. Якшин, Б. Б. Шишкин и др. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2005. – 428 с.

15. **Структурно-тектоническая** характеристика Лено-Анабарского региона / В. А. Конторович, А. Э. Конторович, С. А. Моисеев, М. В. Соловьев // Геология нефти и газа. – 2014. – № 1. – С. 74–82.

16. **Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy** of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform / K. E. Nagovitsin, V. I. Rogov, V. V. Marusin, et al. // Revised Precambrian Research. – 2015. – Vol. 270 – P. 226–245.

17. **Peters K. E., Walters C. S., Moldowan J. M.** The biomarker guide. 2<sup>nd</sup> ed. Vol. 1, 2. – New York: Cambridge University Press, 2005. – 1155 p.

## REFERENCES

1. Sobolev P.N., Lezhnin D.S., Panarin I.A., et al. [Geochemical criteria of petroleum potential of the Riphean-Paleozoic sediments of the Lena-Anabar regional trough and adjacent territories]. *Geologiya, geofizika i razrabotka neftyanykh i gazovykh mestorozhdeniy – Geology, Geophysics and Development of Oil and Gas Fields*, 2019, no. 8 (332), pp. 62–74. (In Russ.).

2. Parfenova T.M., Kochnev B.B., Nagovitsin K.E., et al. [Geochemistry of organic matter of the Khatyspyt Formation (Vendian, northeast of the Siberian Platform)]. *Uspekhi organicheskoy geokhimii: Materialy Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii* [Proceedings of the All-Russian Scientific Conference: Advances Organic



- Geochemistry]. Novosibirsk, IPGG SB RAS Publ., 2010, pp. 265–268. (In Russ.).
3. Kashirtsev V.A. *Prirodnyye bitумы severo-vostoka Sibirskoy platformy* [Natural bitumens of the north-eastern Siberian Platform]. Yakutsk, YaB SB RAS Publ., 1988. 104 p. (In Russ.).
4. Klubov B.A. *Prirodnyye bitумы Severa* [Natural bitumen of the North]. Moscow, Nauka Publ., 1983. 208 p. (In Russ.).
5. Kontorovich A.E. [Geochemical methods for the quantitative evaluation of the petroleum potential of sedimentary basins]. *Trudy SNIIGGiMS* [SNIIGGiMS Proceedings]. Moscow, Nedra Publ., 1976, issue 229. 250 p. (In Russ.).
6. Melnik D.S., Parfenova T.M., Rogov V.I. [Biodegraded bitumens dispersed in Vendian (Neoproterozoic) rocks of the Khatyspyt Formation, Northeastern Siberia]. *Georesursy – Georesources*, 2020, no. 2, pp. 37–44. (In Russ.).
7. Melnik D.S., Parfenova T.M., Rogov V.I. [Geochemistry of saturated hydrocarbon biomarkers of dispersed organic matter of the Neoproterozoic Khatyspyt Formation (northeast of the Siberian Platform)]. *Aktualnyye problemy geologii nefti i gaza Sibiri: Materialy 2-y Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii molodykh uchenykh i studentov, posvyashchennoy 85-letiyu akademika A.E.Kontorovicha, Novosibirsk, 12–13 marta 2019* [Proceedings of the 2<sup>nd</sup> All-Russian Scientific Conference of Young Scientists and Students, devoted to the 85<sup>th</sup> anniversary from the birth of Acad. A.E.Kontorovich: Actual problems of the geology of oil and gas of Siberia, 12–13 March 2019]. Novosibirsk, 2019, pp. 96–99. (In Russ.).
8. Kashirtsev V.A., Kontorovich A.E., Ivanov V.L., Safronov A.F. Natural bitumen fields in the northeast of the Siberian Platform (Russian Arctic Sector). *Russian Geology and Geophysics*, 2010, vol. 51, no. 1, pp. 72–82.
9. Natapov L.M. [Deposits of the domanic formation type in the northeast of the Siberian Platform]. *Sovetskaya geologiya*, 1962, no. 11, pp. 110–112. (In Russ.).
10. Parfenova T.M., Melnik D.S., Kashirtsev V.A., et al. [Naphthide shows in Vendian and Cambrian deposits permafrost (north-east of the Siberian Platform)]. *Degazatsiya Zemli: geologiya i ekologiya – 2018: mezhdunarodnaya konferentsiya (Moskva, 24–26 aprelya 2018)* [Earth degassing: Geology and Ecology – 2018: International Conference (Moscow, April 24–26, 2018)]. Moscow, 2018, pp. 1–4. URL: [http://oilgasjournal.ru/issue\\_23/parfenova-vendian.html](http://oilgasjournal.ru/issue_23/parfenova-vendian.html). (In Russ.).
11. Bazhenova T.K., Dakhnova M.V., Zheglova T.P., et al. *Neftematerinskiye formatsii, nefti i gazy dokembriya i nizhbego – srednego kembriya Sibirskoy platformy* [Oil source formations, oils and gases of the Precambrian and Lower-Middle Cambrian of the Siberian Platform]. Moscow, VNIGNI Publ., 2014. 128 p. (In Russ.).
12. Parfenova T.M., Kashirtsev V.A., Korovnikov I.V. [New naphthide shows finds in the Middle Cambrian rocks in the north-eastern Siberian Platform]. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika – Petroleum Geology. Theoretical and Applied Studies*, 2014, vol. 9, no. 2, pp. 1–22. URL: [http://www.ngtp.ru/rub/1/25\\_2014.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/1/25_2014.pdf) (In Russ.).
13. Kashirtsev V.A., Parfenova T.M., Moiseev S.A., et al. The Sukhana sedimentary basin, Siberian Platform: source rock characterization and direct evidence of oil and gas presence. *Russian Geology and Geophysics*, 2019, vol. 60, no. 10, pp. 1175–1187.
14. Melnikov N.V., Yakshin M.S., Shishkin B.B., et al. *Stratigrafiya neftegazonosnykh basseynov Sibiri. Rifey i vend Sibirskoy platformy i ee skladchatogo obramleniya* [Stratigraphy of the oil and gas basins of Siberia. The Riphean and Vendian of the Siberian Platform and its folded frame]. Novosibirsk, Geo Publ., 2005. 428 p. (In Russ.).
15. Kontorovich V.A., Kontorovich A.E., Moiseev S.A., Solovyev M.V. [Structure-tectonic characteristic of Leno-Anabar region]. *Geologiya nefti i gaza – Oil and Gas Geology*, 2014, no. 1, pp. 74–82. (In Russ.).
16. Nagovitsin K.E., Rogov V.I., Marusin V.V., et al. Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform. *Revised Precambrian Research*, 2015, vol. 270, pp. 226–245.
17. Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The biomarker guide. 2<sup>nd</sup> ed. Vol. 1, 2. New York: Cambridge University Press, 2005. 1155 p.



## РАСЧЕТ АПРИОРНЫХ СТАТИЧЕСКИХ ПОПРАВОК В МОВ С УЧЕТОМ ПОЛОЖЕНИЯ ЗАРЯДА ОТНОСИТЕЛЬНО ПОДОШВЫ ЗОНЫ МАЛЫХ СКОРОСТЕЙ

А. П. Сысоев, А. А. Шамордин

Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

При обработке наземных сейсмических наблюдений методом отраженных волн с применением взрывного источника возбуждения стандартный способ компенсации неоднородности зоны малых скоростей (ЗМС) основан на использовании параметров взрывных скважин: глубины заложения заряда, вертикального времени и скорости подстилающей толщи, определяемой по кажущейся скорости преломленной волны. Необходимым условием применимости данного способа является размещение заряда ниже подошвы ЗМС, поэтому необходимо для каждого источника выполнить оценку положения заряда относительно кровли ЗМС. При невыполнении необходимого условия для расчета статических поправок требуется решить задачу оценки мощности и скорости ЗМС. В представленной работе задача анализа положения заряда относительно подошвы ЗМС и оценки параметров зоны решается на основе совместного анализа параметров скважин и волны, преломленной на подошве ЗМС. Решение задачи иллюстрируется на примере обработки реальных данных.

**Ключевые слова:** зона малых скоростей, априорные статические поправки, преломленная волна, вертикальное время, глубина взрывных скважин.

## CALCULATIONS OF DATUM STATICS IN REFLECTION METHOD WITH CONSIDERATION TO THE POSITION OF THE CHARGE RELATIVE TO THE BASE OF LOW-VELOCITY LAYER

A. P. Sysoev, A. A. Shamordin

Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia

While processing ground-based seismic operations by the reflection method using an explosive excitation source, the standard method of compensation technique for the inhomogeneity of the low velocity layer (LVL) is based on the use of blastholes parameters: shot depth, TSP and velocity of underlying stratum, determined by the apparent velocity of refracted wave. The necessary condition for the applicability of this method is the arrangement of the charge below the base of the LVL. Therefore, to substantiate this method, it is necessary to evaluate the position of the charge relative to the roof of the LVL for each source. If the necessary condition for calculating statics computations is not met, it is necessary to solve the problem of estimating the LVL's thickness and velocity. The presented work contains the problem of analyzing the position of the charge relative to the LVL's position and estimating the layer parameters which is solving on the basis of joint analysis of the parameters of wells and wave refracted on the LVL base. The solution of the problem is illustrated by the example of real data processing.

**Keywords:** lower velocity layer, datum statics, refracted wave, TSP, shothole depth.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-57-61

Компенсация структурно-скоростной неоднородности верхней части разреза (ВЧР) является сложной и плохо формализованной проблемой, возникающей при обработке наземных сейсмических наблюдений МОВ. Выделим три причины, определяющие ее сложность.

1. Прежде всего, сам объект характеризуется многообразием строения и резкой латеральной и вертикальной скоростной неоднородностью.

2. При планировании сейсмических исследований задача изучения ВЧР как необходимой составляющей структурно-скоростной модели среды не рассматривается. И в силу этого обычно отсутствует система данных, достаточная для корректного решения задачи. Исключением из этого правила является методика многоуровневой сейсморазведки [1, 3], но она не получила широкого распространения.

3. В скоротечном режиме производственного процесса исполнители не имеют возможности теоретического обоснования задачи учета ВЧР и вынуждены применять имеющиеся в пакетах обработки решения, удовлетворяющие критериям наилучшего выделения сигналов.

Тем не менее в каждом конкретном проекте при обработке сейсмических данных задача учета неоднородности ВЧР должна решаться. При недостаточной системе данных единственного решения задача не имеет и выбор конкретной реализации определяется допущениями, используемыми при формулировке задачи.

В свете сказанного представляется важным в практической деятельности знать и использовать немногие варианты, обеспечивающие единственность решения задачи оценки параметров ВЧР, реализуемые по данным стандартной съемки.



В настоящей работе рассматривается задача компенсации неоднородности зоны малых скоростей – составляющей, присущей всем типам ВЧР. При изложении материала для иллюстрации будем использовать данные по одному из профилей Западно-Сибирского региона.

Из-за большого различия скорости в зоне малых скоростей (ЗМС) и подстилающей толще, независимо от удаления приемник – источник (ПП-ПВ), лучи пересекают ЗМС субвертикально. Поэтому задача компенсации ЗМС сводится к расчету и вводу статических поправок, которые определяются временем пробега волны от точек размещения ПВ и ПП до линии приведения.

Здесь задача оценки параметров модели ВЧР и расчета статических поправок рассматривается при следующих условиях.

1. Источник возбуждения – взрыв в скважинах. Параметры источника определяются глубиной  $h_c$  заложения заряда и вертикальным временем  $t_v$  пробега волны вдоль ствола скважины от забоя до дневной поверхности.

2. Верхняя часть разреза определяется зоной малых скоростей. Как следствие, в первых вступлениях регистрируется преломленная (головная) волна с кажущейся скоростью  $v_g$ , равной скорости подстилающего слоя. Будем предполагать, что скорость продольной волны в слое, подстилающем ЗМС, близка к постоянному значению.

В том случае, если источник погружен под ЗМС, статические поправки в источниках  $\tau_s$  и приемниках  $\tau_r$  определяются по классической формуле [2]

$$\tau_s = (h_p - h_c - h_0)/v_g; \tau_r = \tau_s + t_v. \quad (1)$$

Здесь  $h_p$  и  $h_c$  – альтитуда дневной поверхности и линии приведения соответственно.

Если заряд расположен в ЗМС, то при расчете статических поправок по формуле (1) возникают ошибки, которые назовем ошибками модели. В этом случае для корректного расчета статических поправок необходимо ввести в уравнение время пробега волны от источника до подошвы ЗМС и, следовательно, два неизвестных параметра: мощность  $h_z$  и скорость ЗМС  $v_z$ :

$$\tau_s = (h_z - h_c)/v_z + (h_p - h_z - h_0)/v_g.$$

В случае расположения заряда в ЗМС скорость в этом слое можно оценить по параметрам источника  $v_z = h_z/t_v$ . Но поскольку положение заряда относительно подошвы ЗМС неизвестно, то этим уравнением в общем случае определяется средняя скорость  $v_c$  двухслойной среды до забоя скважины, включающей ЗМС и подстилающую толщу. Выразим значение вертикального времени через параметры модели ВЧР:

$$\begin{aligned} 1. t_v &= h_z/v_z \quad (h_z > h_c). \\ 2. t_v &= h_z/v_z + (h_c - h_z)/v_g \quad (h_z < h_c). \end{aligned} \quad (2)$$

Регистрация преломленной волны от подошвы ЗМС позволяет для каждого источника запи-

сать уравнение годографа преломленной волны. Конкретный вид уравнения будет определяться положением заряда относительно подошвы ЗМС (рис. 1, а):

$$\begin{aligned} 1. t(l) &= (h_z - h_c)\cos i/v_z + h_z(l)\cos i/v_z + l/v_g = \\ &= t'_0 + l/v_g \quad (h_z > h_c). \\ 2. t(l) &= h_z(l)/v_z + l/v_g = t'_0 + l/v_g \quad (h_z < h_c). \end{aligned}$$

Вторая группа уравнений определяет значение параметра  $t'_0$  преломленной волны:

$$\begin{aligned} 1. t'_0 &= (h_z - h_c)\cos i/v_z + h_z \cos i/v_z \quad (h_z > h_c). \\ 2. t'_0 &= h_z \cos i/v_z \quad (h_z < h_c). \end{aligned} \quad (3)$$

Как показано в работах [4, 5], совместное решение уравнений (2) и (3) позволяет оценить положение заряда относительно подошвы ЗМС и получить единственное решение задачи расчета статических поправок независимо от положения заряда. При погружении заряда под ЗМС используется формула (1), в противном случае для расчета статических поправок решается система двух уравнений (2) и (3) относительно двух неизвестных  $h_z$  и  $v_z$ .

Для оценки значения  $t'_0$  в работах [4, 5] предлагается использовать корреляцию первых вступлений разрезов ОПВ, просуммированных на малой базе с учетом скорости преломленной волны. При освоении этого способа расчета в учебном процессе в СПГУ с использованием прикладного пакета RadexPro определен еще один способ решения указанной задачи, представляющий практический интерес.

Предположим, что скорость слоя под ЗМС известна по измерениям кажущейся скорости преломленной волны. При мощности ЗМС, как правило, не более 20 м на удалении ПП-ПВ > 20 м в первых вступлениях уже регистрируется преломленная волна (см. рис. 1, б).

Также предположим, что мощность ЗМС в ПВ и ПП при близком расстоянии между этими точками имеет одинаковое значение.

Составим выборку трасс с заданным удалением приемник – источник (разрез  $l = \text{const}$ ). Для каждой трассы временного разреза источник находится на забое взрывных скважин, а приемник – на поверхности наблюдения (рис. 2, а).

Поправкой  $l/v_g$  приведем время вступления преломленной волны к значению  $t'_0$ . Далее выполним интерполяцию значений  $t_v$  в точки ПП и введем в трассы поправки за ПП, равные  $t_v \cos i$ . С учетом уравнения (2) определим поправку через параметры модели среды

$$\begin{aligned} 1. t_v \cos i &= h_c \cos i/v_z \quad (h_z > h_c). \\ 2. t_v \cos i &= h_z \cos i/v_z + (h_c - h_z)\cos i/v_g \quad (h_z < h_c). \end{aligned}$$

При расположении заряда выше подошвы ЗМС поправка приводит пункт приема на линию забоя скважин, во втором – опускает ниже подошвы ЗМС.

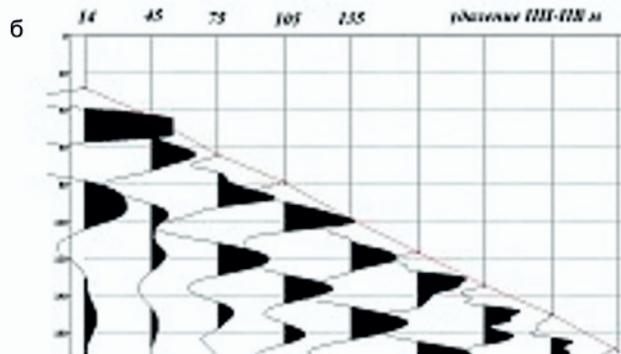
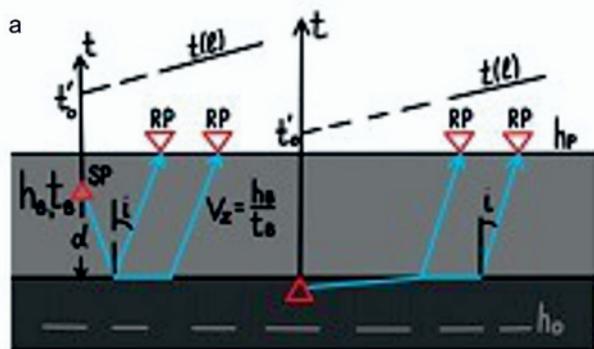


Рис. 1. Траектории лучей преломленной волны (а); преломленная волна на сейсмограмме ОПВ (б)

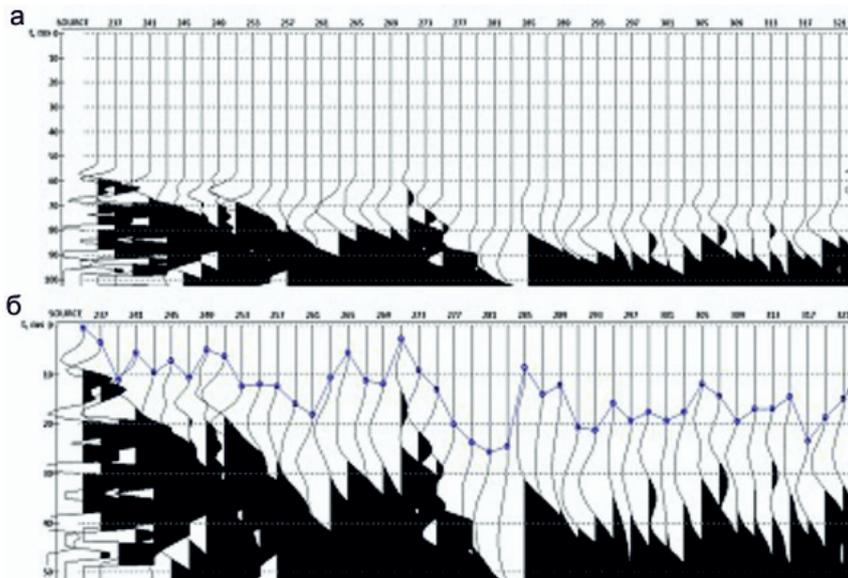


Рис. 2. Фрагмент временного разреза  $l = \text{const} = 45$  м до (а) и после (б) пересчета на линию скважин

После ввода двух поправок значение времени вступления преломленной волны описывается выражениями

$$\begin{aligned}
 1. \tau &= t'_0 - t_v \cos i = 2(h_z - h_c \cos i) / v_z > 0 \quad (h_z > h_c). \\
 2. \tau &= t'_0 - t_v \cos i = 2(h_z - h_c \cos i) / v_z < 0 \quad (h_z < h_c).
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

В результате этого преобразования возможны два сценария: линия источников находится 1) выше подошвы ЗМС (рис. 3, а) или 2) ниже подошвы ЗМС  $h_c > h_z$  (см. рис. 3, б). Согласно (4) признаком этого события является отрицательное значение параметра  $\tau$ .

Результат преобразования разреза  $l = \text{const}$  с линией корреляции первых вступлений  $\tau$  представлен на рис. 2, б, а график параметра  $\tau$  для всего профиля – на рис. 4, а.

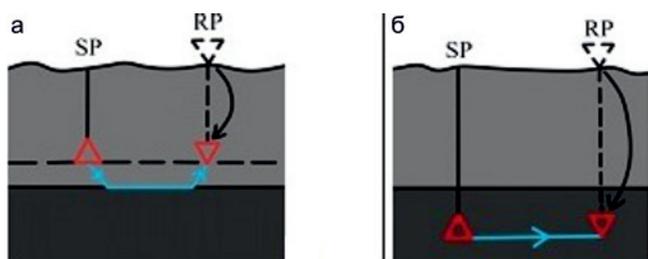


Рис. 3. Положение источников и приемников выше (а) или ниже (б) подошвы ЗМС после пересчета на линию скважин

При положительном значении параметра  $\tau$  заряд расположен в ЗМС, глубина кровли ЗМС относительно линии источников  $d_h = h_z - h_c$  определяется выражением

$$d_h = h_z - h_c = \tau v_z / 2 \cos i.$$

На рис. 4, б представлен график параметра  $d_h$ , характеризующий мощность ЗМС относительно линии, проходящей по забою взрывных скважин. Статические поправки за ПВ и ПП до линии приведения определяются уравнением

$$\tau_s = d_h / v_z + (h_p - h_z - d_h - h_0) / v_g \quad \tau_r = \tau_s + t_v.$$

Значение  $\tau \leq 0$  определяет положение заряда ниже подошвы ЗМС, глубину которой также можно оценить, но это не представляет практического интереса, поскольку в данном случае влияние ЗМС полностью исключено значением вертикального времени и расчет статических поправок выполняется по формулам (1).

Из рис. 4, а, следует, что значение  $\tau$  для всех ПВ профиля положительно. Соответственно, все заряды размещены в ЗМС либо (с учетом погрешности оценок) с небольшим превышением глубины ее подошвы. Согласно нашим предположениям (2), в этом случае отношение  $h_z / v_z$  должно определять скорость для отложений зоны малых скоростей.

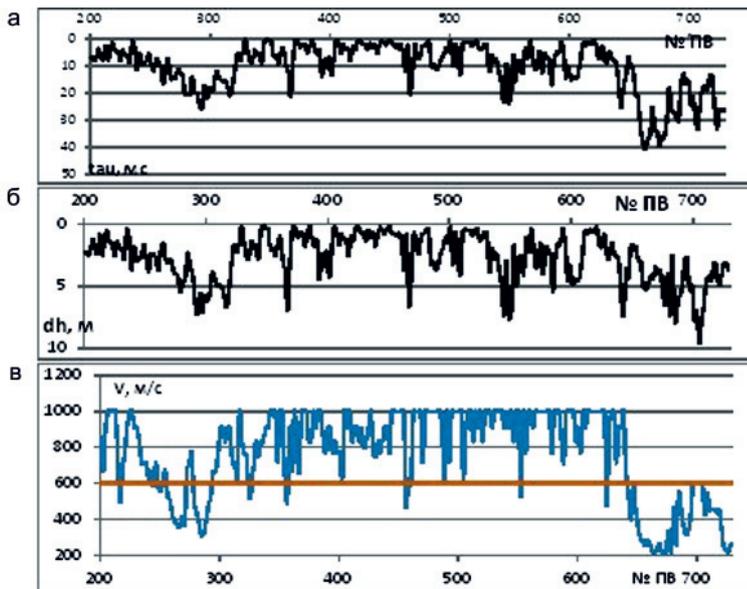


Рис. 4. График  $\tau$  по линии профиля (а); глубина подошвы ЗМС относительно линии взрывных скважин (б); значения средней скорости до забоя взрывных скважин (в)

Практический опыт ограничивает значение скорости в ЗМС интервалом  $\leq 700\text{--}800$  м/с.

На рис. 4, в представлен график распределения средней скорости до забоя взрывных скважин по тестовому профилю. Прежде всего обращает на себя внимание, что значение скорости «обрезано» сверху по уровню 1000 м/с, а это явное свидетельство человеческого фактора вследствие редакции параметров взрывных скважин.

Выскажем предположение, что с целью исключения скоростей, превышающих разумные значения, глубины скважин подвергались «логической фильтрации», результат которой и представлен на графике. Необходимость редакции данных обусловлена завышением глубины заложения заряда относительно фактических значений, что приводит к увеличению расчетной средней скорости.

Согласно полученным результатам заряды расположены в ЗМС, поэтому даже после редакции глубин значения скорости на большей части профиля остаются завышенными. Поэтому для расчетов применим еще один этап логической фильтрации, ограничив скорости в ЗМС сверху фоновым значением 600 м/с. Конечно, это нарушает принцип единственности решения задачи расчета статических поправок, но условия решаемой задачи не предполагают намеренных искажений исходных данных.

На рис. 5 представлены два варианта статических поправок за ПВ, рассчитанных стандартно по параметрам взрывных скважин и комбинированным способом. Максимальная разность поправок достигает 15 мс. С учетом поправок за ПП различие времен отражающих горизонтов на суммарных временных разрезах может достигать 30 мс.

Поскольку статические поправки должны устранять искажения гиперболичности годографов ОСТ, обусловленные неоднородностью ВЧР, эффективность решений должна проявиться при сравнении суммарных разрезов, полученных с двумя вариантами априорных статических поправок (рис. 6).



Рис. 5. Графики статических поправок, рассчитанных стандартным и комбинированным способами

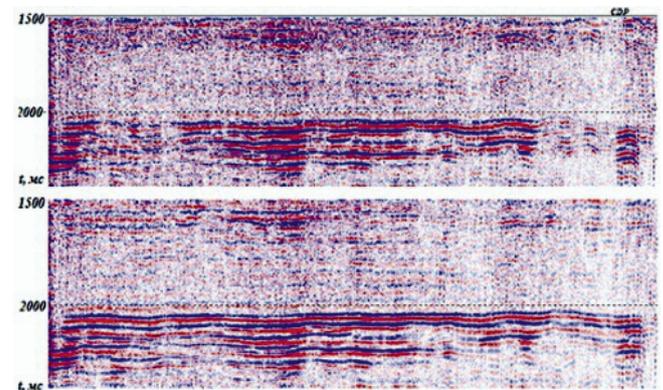


Рис. 6. Фрагмент временного разреза с априорными статическими поправками, рассчитанными стандартным (вверху) и комбинированным (внизу) способами

Вариант разреза с комбинированной статикой иллюстрирует очевидные преимущества: здесь уже на стадии предварительного суммирования обеспечивается непрерывное прослеживание опорного горизонта.

## Выводы

Проблема достоверности оценки кинематических параметров волнового поля в методе отраженных волн непосредственно связана с вопросами единственности решения задач компенсации влияния поверхностных неоднородностей ВЧР. Зона малых скоростей является обязательной составляющей ВЧР, поэтому задача учета неоднородности ЗМС



всегда возникает и решается при обработке данных наземной сейсморазведки.

В настоящей работе предложен вариант реализации комбинированного способа, отличающийся высокой технологичностью и наглядностью представления результатов анализа. В силу этого он может применяться в процессе оперативного анализа данных в полевых условиях.

Рассмотренная теория решения задачи предусматривает минимальное использование данных сейсморазведки: по одной трассе из каждой сейсмограммы ОПВ, но исходя из предположения, что граничная скорость преломленной волны известна. Увеличение количества анализируемых трасс до двух и более позволяет включить граничную скорость в число параметров, определяемых в процессе решения.

Способ нетрудно адаптировать для анализа 3D данных, но с возможностью расчета статических поправок только в точках пересечения линий взрыва и приема. Теоретически этот набор точек достаточен для фиксации длиннопериодных составляющих статических поправок.

Важное значение в решении имеют параметры взрывных скважин, которые определяются вертикальным временем и глубиной заложения заряда. Первый параметр измеряется инструментально, второй декларируется взрывником. При отсутствии достаточного контроля за технологией выполнения буровзрывных работ завышения глубины заряда относительно фактического значения, к сожалению, проявляются часто и ограничивают возможности корректного решения оценки параметров ЗМС.

Авторы выражают признательность руководству компании Deco Geophysical за обеспечение учебного процесса геолого-разведочного факультета СПГУ программным пакетом RadexPro, что обеспечило выполнение настоящей работы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бевзенко Ю. П., Долгих Ю. Н. Применение многоуровневой сейсморазведки для изучения и учета влияния ВЧР // VII Международная научно-практическая конференция, Геленджик, 2005. – URL: <http://www.geokniga.org/bookfiles/>

[geokniga-bevzenko-primeneniemnogourovnevoy-seysmorazvedki-dlya-izucheniya-i-uchyota.pdf](http://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-bevzenko-primeneniemnogourovnevoy-seysmorazvedki-dlya-izucheniya-i-uchyota.pdf).

2. Боганик Г. И., Гурвич И. И. Сейсморазведка. – Тверь: АИС, 2006. – 744 с.

3. Долгих Ю. Н. Многоуровневая сейсморазведка и кинематическая инверсия данных MOV-ОГТ в условиях неоднородной ВЧР. – М.: ЕАГЕ Геомодель, 2014. – 212 с.

4. Сысоев А. П. Прикладные задачи компенсации неоднородности верхней части разреза при обработке и интерпретации сейсмических данных. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. – 92 с.

5. Сысоев А. П. Расчет статических поправок при совместной интерпретации времен вступления преломленной волны и прямой волны от скважинного источника возбуждения // Геофизика. – 2011. – № 1. – С. 27–32.

## REFERENCES

1. Bevzenko Yu.P., Dolgikh Yu.N. [Application of multi-level seismic survey to study and account for the correction of NSS]. *VII Mezhdunarodnaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya, Gelendzhik* [7<sup>th</sup> International Research and Practical Conference]. Gelendzhik, 2005. URL: <http://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-bevzenko-primeneniemnogourovnevoy-seysmorazvedki-dlya-izucheniya-i-uchyota.pdf>. (In Russ.).

2. Boganic G.I., Gurchik I.I. *Seysmorazvedka* [Seismic survey]. Tver, AIS Publ., 2006. 744 p. (In Russ.).

3. Dolgikh Yu.N. *Mnogourovnevaya seysmorazvedka i kinematicheskaya inversiya dannykh MOV-OGT v usloviyakh neodnorodnoy VChR* [Multi-level seismic imaging and kinematic inversion of CDP data in terms of heterogeneous near-surface layer]. Moscow. EAGE Geomodel Publ., 2014. 212 p. (In Russ.).

4. Sysoev A.P. *Prikladnyye zadachi kompensatsii neodnorodnosti verkhey chasti razreza pri obrabotke i interpretatsii seismicheskikh dannykh* [Applied problems of compensation heterogeneity of the upper part of the section in the processing and interpretation of seismic data]. Novosibirsk, IPGG RAS Publ., 2011. 92 p. (In Russ.).

5. Sysoev A.P. [The calculation of statics in a joint interpretation of the arrival times of the refracted wave and direct wave from the borehole excitation source]. *Geofizika – Geophysics*, 2011, no. 1, pp. 27–32. (In Russ.).

© А. П. Сысоев, А. А. Шамордин, 2022



УДК 504.054:543.621

## ПОДВИЖНЫЕ ФОРМЫ ЭЛЕМЕНТОВ В ТЕХНОЗЕМАХ ХВОСТОХРАНИЛИЩА НЕРЧИНСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО КОМБИНАТА

Б. В. Дампилова, С. Г. Дорошкевич

Геологический институт СО РАН им. Н. Л. Добрецова, Улан-Удэ, Россия

Загрязнение почв, прилегающих к хвостохранилищу Нерчинского полиметаллического комбината (Восточное Забайкалье), обусловлено протеканием эоловых процессов в условиях сухого резко континентального климата. Изучаемая территория характеризуется высоким валовым содержанием (мг/кг) цинка (до 5000), мышьяка (до 1400), свинца (до 600), кадмия (до 36), сурьмы (до 30). Методом последовательного экстрагирования в статическом режиме проведено определение ионообменной водо- и кислоторастворимой, восстанавливаемой, окисляемой, остаточной форм элементов. По физико-химической подвижности и биологической доступности элементы расположены в следующем ряду по убывающей последовательности  $Zn > Mn > Pb > Ni > Cu > As > Fe$ . В ризосфере (в прикорневой зоне) растений содержание окисленных форм меди, цинка, свинца и труднодоступных форм мышьяка, железа, никеля превышает таковое в техноземах.

**Ключевые слова:** подвижные формы, тяжелые металлы, отходы обогащения, почва.

## MOBILE FRACTION OF ELEMENTS IN TECHNOSOLS OF TAILINGS STORAGE FACILITY OF THE NERCHINSK POLYMETALLIC COMPLEX

B. V. Dampilova, S. G. Doroshkevich

N.L.Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Contamination of soils adjacent to the tailings storage facility of the Nerchinsk Polymetallic Complex (East Transbaikalia) is caused by the behaviour of Aeolian processes in a dry sharply continental climate. The studied territory is characterized by a high gross content (mg/kg) of zinc up to 5000, arsenic up to 1400, lead up to 600, cadmium up to 36, antimony up to 30. The method of sequential extraction in static mode was used to determine the ion-exchange water- and acid-soluble, reducible, oxidizable, residual forms of elements. The elements of physical-chemical mobility and bioavailability are arranged in the following series according to their decreasing sequence  $Zn > Mn > Pb > Ni > Cu > As > Fe$ . The rhizosphere (root zone) of plants is characterized by the content of oxidized forms of copper, zinc, lead and hard-to-reach forms of arsenic, iron, nickel exceeding that in technosols.

**Keywords:** mobile fraction, heavy metals, tailings, soil.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-62-67

Нерчинский полиметаллический комбинат занимался обработкой Кличкинской группы полиметаллических месторождений (Савинское, Почекуевское, Кличкинское), которые находятся в Приаргунском районе Забайкальского края. Территория сложена осадочными метаморфическими нижнепалеозойскими и магматическими верхнеюрскими породами. В состав руд Кличкинского месторождения входят рудные (сфалерит, галенит, пирротин, пирит, арсенопирит) и нерудные (волластонит, пироксен, гранат, кварц, кальцит, флюорит, шеелит и др.) минералы [10].

Обработка и обогащение сырья месторождения с 1955 до 1994 г. осуществлялась Кличкинским рудником и Нерчинским полиметаллическим комбинатом. Попутно со свинцом, цинком и мышьяком из руд извлекались серебро, кадмий, золото, индий и сурьма. Хвостохранилище занимает площадь около 56 га; общий объем отходов обогащения руд составляет 1645 тыс. м<sup>3</sup> (4392 тыс. т.) [6]. В результате эоловых процессов в условиях сухого резко континентального климата происходит вынос тонкой фракции желтоватого материала хранилища отходов обогащения руд и его отложение

в верхней части почв долины р. Урулюнгуй (бассейн р. Аргунь) [4].

Сформированные техноземы содержат основные рудные элементы (цинк, мышьяк и свинец), оказывающие негативное влияние на окружающую среду. Хвостохранилища рудных месторождений Восточного Забайкалья (оловополиметаллические Шерловогорское, Хапчерангинское, полиметаллические Кличкинское, Акатуевское, Благодатское, Новоширокское) характеризуются высокой токсичностью химических элементов по отношению к растениям [6]. В техноземах прилегающих к месторождениям территорий зафиксирован высокий уровень содержания кадмия (2,9–5 мг/кг), сурьмы (15–34 мг/кг), мышьяка (80–600 мг/кг), цинка (305–587 мг/кг) и свинца (114–1510 мг/кг) [5, 9]. В техноземах Шерловогорского рудного района содержание кислоторастворимых форм цинка и кадмия, извлеченных путем выщелачивания минеральными (HCl, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, HNO<sub>3</sub>) и органическими (CH<sub>3</sub>COOH) кислотами, достигает 72,37 и 63,96 % соответственно; водорастворимого кадмия – до 23,80 % [11]. Доля подвижных форм мышьяка в почвах Шерловогорского месторождения изменяется от 43 до 68 %, а неподвижных

(остаточных) – от 32 до 57 % [3]. Также отмечено [8], что при высоком валовом содержании мышьяка (100 г/т) наблюдается преимущество неподвижной (68 %) его формы над ионнообменной/подвижной (4 %). Несмотря на то что в пределах территорий, граничащих с хвостохранилищами месторождений Восточного Забайкалья, проведены изыскания по определению степени их загрязнения токсичными элементами (с определением их валового содержания и подвижных форм), полученных данных явно недостаточно для выявления распределения форм этих элементов между фракциями. В связи с этим на основе метода последовательного экстрагирования химических элементов в статическом режиме нами проведено изучение форм подвижности ряда элементов (меди, цинка, свинца, никеля, мышьяка, железа и марганца) и их распределения между фракциями в техноземах Нерчинского полиметаллического комбината, а также выяснение физико-химической подвижности потенциально токсичных химических элементов и их биологической доступности.

### Материалы и методы

Объектом исследования послужили техноземы, прилегающие к хвостохранилищу Нерчинского полиметаллического комбината (Восточное Забайкалье). Модельная площадка располагалась в 100 м от южной дамбы нижнего отстойника хвостохранилища на левой стороне долины р. Урулюнгуй. Объединенные пробы отобраны из верхнего генетического горизонта до глубины 10 см методом конверта со сторонами 20 м. Масса навески для определения валового содержания химических элементов составляла 0,25 г, их подвижных форм – 0,5 г. Образцы проб для рентгенофлуоресцентного анализа предварительно перетирались в агатовой ступке для гомогенизации и высушивались при 105 °С. Для последовательного фракционирования пробы пропустили через сита 1 мм.

Подвижные формы тяжелых металлов определены методом фракционирования BCR (Community

Bureau of Reference, Institute for Reference Materials and Measurements), утвержденным в Бюро по эталонам Европейской комиссии [13]. Это стандартный метод для фракционирования соединений тяжелых металлов в донных отложениях, илах и почвах. Он позволяет последовательно выделить следующие фракции тяжелых металлов: 1) ионнообменная водо- и кислоторастворимая, 2) восстанавливаемая, 3) окисляемая, 4) остаточная.

*Первая* фракция, полученная путем извлечения элемента 0,11 М раствором  $\text{CH}_3\text{COOH}$ , содержит металлы, соосажденные с карбонатами, и металлы, адсорбированные на поверхности глинистых частиц. *Вторая* фракция определяет средnedоступные для растений элементы, связанные с оксидами железа и марганца, которые являются одними из основных центров связывания тяжелых металлов в почвах и донных отложениях. В качестве экстрагента использовался 0,5 М раствор  $\text{NH}_2\text{OH}\cdot\text{HCl}$ . *Третья* фракция включает соединения металлов, извлекаемые из органических веществ (гуминовые вещества, протеины, пептиды, аминокислоты, карбогидраты и т.д.), путем их экстракции 1 М раствором  $\text{CH}_3\text{COONH}_4$  с  $\text{pH} = 2$ . Для улавливания сульфидной фракции обработку образцов проводили царской водкой [2]. Для разложения *четвертой* фракции использовали смесь кислот  $\text{HF}$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HClO}_4$ . Параллельно с исследуемыми образцами анализу подвергался стандартный образец BCR701.

Валовое содержание элементов (W, Pb, Zn, Cu, Ni, Mo, Cd, Mn, Fe) в пробах определялось на кристалл-дифракционном спектрометре ARL Perform'X; концентрация элементов в растворе – на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой высокого разрешения Element XR Thermo scientific Fisher.

### Результаты исследований

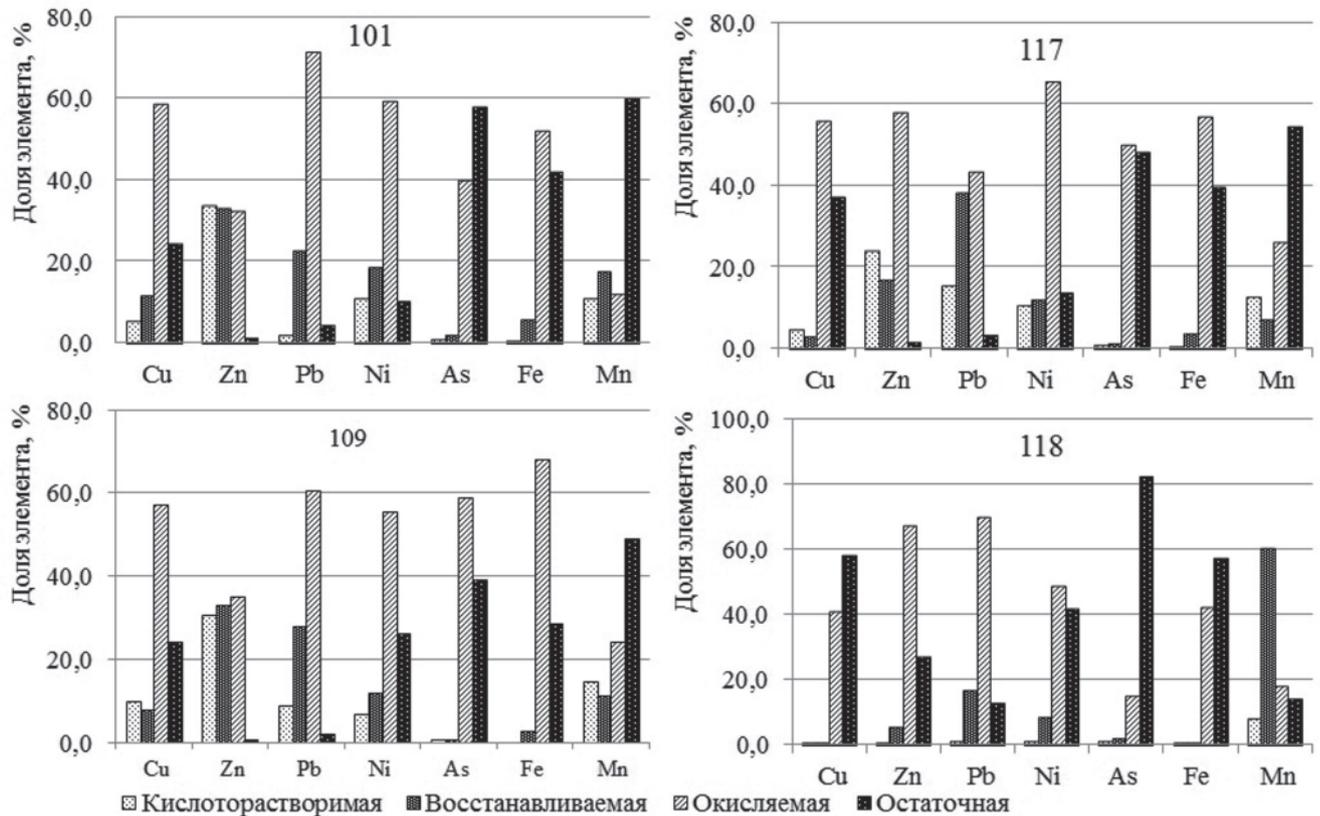
Техноземы характеризуются высоким валовым содержанием (мг/кг) цинка (до 5000), мышьяка (до 1400), свинца (до 600), кадмия (до 36), сурьмы (до 30) (табл. 1, см. рисунок). Установлены повышен-

Таблица 1

Валовое содержание потенциально опасных химических элементов в верхнем слое почв техногенного участка, прилегающего к хвостохранилищу Нерчинского полиметаллического комбината

Проба	Элемент										
	Fe	Mn	Cu	Zn	Pb	Ni	Cd	Sb	As	W	Mo
	%		мг/кг								
101	6,6	0,60	94	2980	415	47	23	28	1380	4730	н/о
101р*	6,3	0,64	94	2600	372	45	20	30	1370	400	н/о
109	4,2	0,53	110	5070	585	40	36	20	452	н/о	7
109р*	4,1	0,50	98	3080	442	43	19	18	554	н/о	3
117	4,5	0,56	87	2210	413	40	17	19	674	н/о	н/о
117р*	3,6	0,48	82	1900	365	31	14	16	374	320	2
118 (фон)	2,8	0,10	38	128	84	34	н/о	8	100	н/о	н/о
118р* (фон)	2,4	0,09	31	162	97	29	н/о	9	82	н/о	н/о
ПДК [7]	–	0,15	3,0	23	32	4,0	–	4,5	2,0	–	–

Примечания: н/о – не обнаружен, \* – проба ризосферы.



Диаграммы распределения форм элементов в верхнем слое почвы техногенного участка, прилегающего к хвостохранилищу Нерчинского полиметаллического комбината

ные относительно фона содержания свинца, мышьяка, цинка в 6,5, 15,2, 22,2 раза соответственно. Вольфрам распределяется по изученной территории неравномерно: в фоновых образцах и в пробе 109 он не обнаружен, в пробе 117 выявлен только в ризосфере, а в пробе 101 его содержание достигает 4730 мг/кг. Максимальное превышение ПДК мышьяка – до 690, цинка – до 220, меди – до 36,7, никеля – до 11,7, свинца – до 8,3, сурьмы – до 6,7. ПДК по валовому содержанию железа, кадмия, вольфрама, молибдена в нормативном документе отсутствуют. Показатель pH водной вытяжки исследуемых проб находится в диапазоне 7,1–7,9, для фоновых образцов значение pH 8,0–8,2.

### Обсуждение результатов

Значительные валовые концентрации потенциально опасных химических элементов на исследованной территории связаны с тем, что в почвах они аккумулируются в поверхностных горизонтах из-за высокого содержания в последних органического вещества. Кроме того, большинство из них ассоциируют с глинистыми минералами, гидроксидами алюминия и железа [12]. Высокое валовое содержание мышьяка в верхнем слое техноземов, прилегающих к хвостохранилищу комбината, вероятнее всего, связано с процессом обогащения руд: из руды извлекались галенит и сфалерит для получения концентратов свинца и цинка, а арсенопирит, являющийся основным минералом мышьяка, отправлял-

ся в отходы обогащения. Это предположение может быть подтверждено имеющейся информацией по присутствию арсенопирита в месторождениях олова и полиметаллов вследствие участия мышьяка на всех стадиях минерализации руд как в главных, так и во второстепенных геохимических ассоциациях элементов [8]. Высокое количество вольфрама в некоторых образцах связано с его случайным попаданием с шеелитом – основным рудным минералом хвостохранилища [3].

Максимальное превышение ПДК подвижной формы химических элементов составляет: для цинка до 847, свинца до 13,5, меди до 3,7, никеля до 1,3; по Cd, Sb, As, W, Mo, Fe, Mn в нормативном документе [7] информации нет. Несмотря на высокие содержания подвижных форм цинка и свинца, их растворимость ограничивают нейтральные и слабощелочные значения pH почвы и засушливые климатические условия Восточного Забайкалья. Так, в работе [1] отмечена низкая растворимость тяжелых металлов в нейтральной и слабощелочной среде вследствие насыщения по гидроксидам и присутствием в рудах карбонатных минералов, поступающих в составе кеков в хвостохранилище.

Фоновый образец (проба 118) характеризуется малой подвижностью элементов, что связано с достаточно высоким содержанием в нем органического вещества (в среднем 3,2 %). Так, концентрации обменной и кислоторастворимой форм меди, цинка и железа не более 0,3 %; свинца, никеля и мышьяка



Таблица 2

Распределение форм элементов в верхнем слое почв техногенного участка, прилегающего к хвостохранилищу Нерчинского полиметаллического комбината, мг/кг

Проба	Фракция	Элемент								
		Zn	Mn	Pb	Ni	Cu	As	Fe	W	Mo
101	1	1803	486	8,40	5,10	4,80	12,5	86,0	н/о	0,30
	2	1773	782	115	8,70	10,6	35,0	4830	н/о	0,30
	3	1726	528	367	27,9	54,4	820	44830	15,0	0,70
	4	49,8	2700	21,4	4,80	22,7	1194	36250	28,0	0,30
109	1	2542	660	67,0	2,70	11,2	6,80	86,0	н/о	0,20
	2	2741	513	209	4,70	9,10	7,90	1750	н/о	0,30
	3	2923	1085	451	21,7	64,9	499	39280	н/о	2,50
	4	63,2	2200	15,9	10,3	27,7	332	16560	н/о	0,30
117	1	936	456	81,3	3,50	3,10	8,60	76,0	н/о	0,30
	2	645	253	204	4,01	1,80	11,9	2264	н/о	0,30
	3	2252	956	233	22,3	38,1	583	38278	н/о	1,00
	4	56,3	2000	17,5	4,60	25,3	566	26440	2,60	0,30
118	1	0,40	75,0	1,02	0,30	0,10	2,01	20,0	н/о	0,30
	2	9,50	578	20,3	2,70	0,10	3,70	166	н/о	0,30
	3	118	170	85,3	15,5	15,1	31,4	13695	н/о	0,70
	4	47,3	135	15,2	13,4	21,5	175	18737	1,50	0,30

Примечание: н/о – не обнаружен.

не более 0,9 % (см. рисунок). Количество марганца в данной фракции достигает 7,8 % от общего содержания элемента в пробе.

В верхнем слое почвы техногенного участка наиболее подвижным из изученных химических элементов является цинк, так как на долю биологически доступной (обменной и кислоторастворимой) формы приходится 22,7–33,7 % от общего его содержания (см. рисунок, табл. 2). Следующие по подвижности элементы – марганец (10,4–15,2 %), свинец (1,6–15,2 %), никель (6,9–10,9 %) и медь (3,5–9,9 %) (см. рисунок). Несмотря на высокие валовые содержания мышьяка (374–1380 мг/кг) и железа в верхнем слое почв техногенного участка, на обменные и кислоторастворимые формы этих элементов приходится 0,5–0,9 и 0,1 % соответственно, лишь в пробе 109 (10,3 %). Наибольшее количество железа приходится на окисленную форму (38278–44830 мг/кг, т. е. более 49 % от общего содержания элемента); мышьяка – на остаточную форму (332–1194 мг/кг, или 39–77 %) (см. табл. 2, рисунок). Это свидетельствует о слабой миграционной способности указанных элементов, что связано со слабощелочной реакцией среды исследованных почв. Подвижные формы вольфрама и молибдена практически не обнаружены. Вольфрам выявлен в пробе 101 (15 и 28 мг/кг в окисляемой и остаточной фракциях соответственно, см. табл. 2), что коррелирует с валовыми его количествами (см. табл. 1). Изученные химические элементы по их физико-химической подвижности и биологической доступности располагаются в следующий ряд (по убыванию): Zn > Mn > Pb > Ni > Cu > As > Fe.

Накопление химических элементов в ризосфере растений происходит неоднозначно. Отмече-

но, что в ряде проб валовое количество марганца, никеля, сурьмы, мышьяка и вольфрама превышает таковое в технозомах (см. табл. 1). Деятельность растений приводит к увеличению содержания окисленных форм меди, цинка, свинца и труднодоступных форм мышьяка, железа, никеля в прикорневой зоне техноземов (см. рисунок), что связано, вероятнее всего, с выборочным поглощением химических элементов растениями.

### Выводы

Таким образом, проведенными исследованиями установлены повышенные содержания доступных для растений форм цинка, марганца, свинца, никеля и меди, подвижность которых ограничивают нейтральные и слабощелочные значения pH почвы, а также изменение окислительно-восстановительных условий среды при засушливых климатических условиях Восточного Забайкалья. Изучаемая территория характеризуется высоким валовым содержанием (мг/кг) цинка (до 5070), мышьяка (до 1380), свинца (до 585), кадмия (до 36), сурьмы (до 30). Максимальное количество ионообменной и кислоторастворимой формы характерно для цинка (33,7 %), восстанавливаемой формы – для свинца (38,1 %), окисляемой формы – для железа (68,1 %) и свинца (69,9 %), остаточной фракции – для мышьяка (82,6 %) (см. табл. 2). По физико-химической подвижности и биологической доступности химические элементы располагаются в следующий ряд по убыванию: Zn > Mn > Pb > Ni > Cu > As > Fe. Сравнительный анализ содержания образцов ризосферы и почвы выявил увеличение содержания окисленных форм меди, цинка, свинца и труднодоступных



форм мышьяка, железа, никеля в прикорневой зоне техноземов.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту № АААА-А21-121011890033-1 «Геозекологические риски и экстремальные природные явления Сибири и Дальнего Востока»; работа проведена с использованием средств Центра коллективного пользования «Геоспектр» (Улан-Удэ, Россия).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Замана Л. В., Чечель Л. П.** Гидрогеохимические особенности зоны техногенеза полиметаллических месторождений юго-восточного Забайкалья // Успехи современного естествознания. – 2015. – № 1. – С. 33–38.

2. **Концентраты молибденовые.** Методы определения мышьяка. ГОСТ 2082.5-81. – URL: <https://docs.cntd.ru/document/1200024297>.

3. **Корешкова Ю. В., Юргенсон Г. А.** Формы нахождения мышьяка в почвогрунтах Шерловогорского горнорудного района // Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Современное минералообразование. Тр. III Всерос. симп. и IX Всерос. чтений памяти акад. А. Е. Ферсмана. – Чита: Поиск, 2010. – С. 19–22.

4. **Ландшафтно-геохимические** изменения, вызванные разработкой рудных месторождений / В. А. Алексеенко, Г. А. Юргенсон, Н. В. Швыдка, А. В. Пузанов // Вестник Забайкальского государственного университета. – 2019. – Т. 5, № 5. – С. 6–17.

5. **Минералого-геохимические** особенности техноземов хвостохранилища Нерчинского полиметаллического комбината и его влияние на экологическое состояние окружающей среды / Г. А. Юргенсон, Р. А. Филенко, О. К. Смирнова и др. // Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Современное минералообразование. Тр. IV Всерос. симп. и X Всерос. чтений памяти акад. А. Е. Ферсмана. – Чита: Поиск, 2012. – С. 41–45

6. **Оценка** потенциальной экологической опасности природно-техногенных комплексов рудных месторождений (Восточное Забайкалье, Россия) / Б. Н. Абрамов, О. В. Еремин, Р. А. Филенко, Т. Г. Цыренов // Геосферные исследования. – 2020. – № 2. – С. 64–75.

7. **СанПиН 1.2.3685-21.** Гигиенические нормы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания. П. IV. Почва населенных мест и сельскохозяйственных угодий. Предельно допустимые концентрации (ПДК) и ориентировочно допустимые концентрации (ОДК) химических веществ в почве. – М.: ЦЕНТРАМГ, 2022. – 736 с.

8. **Солодухина М. А., Юргенсон Г. А.** Мышьяк в ландшафтах Шерловогорского рудного района (Восточное Забайкалье) – Чита: ЗабГУ, 2018. – 176 с.

9. **Состояние** почвенного покрова в районах техногенных биогеохимических аномалий Забайкалья /

Е. А. Бондаревич, Н. Н. Коцюржинская, А. А. Войченко и др. // Успехи современного естествознания. – 2020. – № 3. – С. 57–64.

10. **Талдыкина К. С.** Минералогия полиметаллических месторождений Кличкинской группы Восточного Забайкалья. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 122 с.

11. **Юргенсон Г. А., Шукшин В. В.** Новые данные о формах нахождения цинка и кадмия в почвах и техноземах природного и техногенного ландшафта Шерловогорской геохимической аномалии // Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Рациональное природопользование. Современное минералообразование. Тр. V Всерос. симп. и XII Всерос. чтений памяти акад. А. Е. Ферсмана. – Чита: Поиск, 2014. – С. 97–100.

12. **Kabata-Pendias A.** Trace Elements in Soils and Plants. – London, New York: CRC Press, Taylor and Francis Group, Boca Raton, 2011. – 505 p.

13. **Whalley C., Grant A.** Assessment of the phase selectivity of the European Community Bureau of Reference (BCR) sequential extraction procedure for metals in sediment // Analytica Chimica Acta. – 1994. – Vol. 61. – P. 2211–2221.

## REFERENCES

1. Zamana L.V., Chechel L.P. [Hydrogeochemical features of the zone technogenesis polymetallic deposits southeastern Transbaikalia]. *Uspekhi sovremenno estestvoznaniya – Advances in Current Natural Sciences*, 2015, no. 1, pp. 33–38. (In Russ.).

2. *Kontsentraty molibdenovyye. Metody opredeleniya myshyaka. GOST 2082.5-81* [Molybdenum concentrates. Methods for determination of arsenic. State Standard 2082.5-81]. URL: <https://docs.cntd.ru/document/1200024297>. (In Russ.).

3. Koreshkova Yu.V., Yurgenson G.A. [Occurrence forms of arsenic in soils and rocks of Sherlovogorsk mining district]. *Mineralogiya i geokhimiya landshafta gornorudnykh territoriy. Sovremennoe mineraloobrazovanie: Trudy III vserossiyskogo simpoziuma s mezhdunarodnym uchastiem i IX vserossiyskikh chteniy pamyati akademika Fersmana*. [Mineralogy and Geochemistry of Landscape of ore mining territories. Present-day mineral formation. Proceedings of the 3<sup>rd</sup> All-Russia Symposium and 9<sup>th</sup> All-Russia. Lectures in memory of academician A.E. Fersman]. Chita, Poisk Publ., 2010, pp. 19–22. (In Russ.).

4. Alekseenko V.A., Yurgenson G.A., Shvydkaya N.V., Puzanov A.V. [Geochemical landscape changes caused by the development of ore deposits]. *Vestnik Zabayskogo gosudarstvennogo universiteta – Transbaikalia State University Journal*, 2019, vol. 5, no. 5, pp. 6–17. (In Russ.).

5. Yurgenson G.A., Filenko R.A., Smirnova O.K., Doroshkevich S.G., Ovseychuk V.A. [Mineralogical and geochemical peculiarities of technosoils of Nerchinsk Polymetallic Complex tailings storage facility and its influence on ecological condition of the environment]. *Mineralogiya i geokhimiya landshafta gornorudnykh*



territoriy. *Sovremennoe mineraloobrazovanie: Trudy IV Vseros. simp. s mezhdunarodnym uchastiem i X vserossiyskikh chteniy pamyati akademika Fersmana* [Mineralogy and Geochemistry of Landscape of ore mining territories. Present-day mineral formation. Proceedings of the 4<sup>th</sup> All-Russia Symposium and 10<sup>th</sup> All-Russia. Lectures in memory of academician A. E. Fersman]. Chita, Poisk Publ., 2012, pp. 41–45. (In Russ.).

6. Abramov B.N., Eremin O.V., Filenko R.A., Tsyrenov T.G. [Assessment of potential environment hazards of natural and man-made complexes of ore deposits (Eastern Transbaikalia, Russia)]. *Geosfernyye issledovaniya – Geosphere Research*, 2020, no. 2, pp. 64–75. (In Russ.).

7. SanPiN 1.2.3685-21. *Gigiyenicheskiye normativy i trebovaniya k obespecheniyu bezopasnosti i (ili) bezvrednosti dlya cheloveka faktorov sredy obitaniya. P. IV. Pochva naseleennykh mest i sel'skokhozyaystvennykh ugodiy. Predel'no dopustimyye kontsentratsii (PDK) i oriyentirovochno dopustimyye kontsentratsii (ODK) khimicheskikh veshchestv v pochve* [Sanitary rules and regulations 1.2.3685-21. Hygienic standards and requirements for ensuring the safety and (or) harmlessness of environmental factors for humans. Item IV. The soil of populated areas and agricultural land. Maximum Permissible Concentrations (MPC) and Approximately Permissible Concentrations (AEC) of chemicals in soil]. M.: TSENTRMAG Publ., 2022. 736 p. (In Russ.).

8. Solodukhina M.A., Yurgenson G. A. *Myshyak v landshaftakh Sherlovogorskogo rudnogo rayona (Vostochnoye Zabaykalye)* [Arsenic in landscapes of the Sherlovogorsky ore region (Eastern Transbaikalia)]. Chita, Transbaikalian State University Publ., 2018. 176 p. (In Russ.).

9. Bondarevich E.A., Kotsyurzhinskaya N. N., Voychenko A. A., et al. [The state of the soil cover in the areas of technogenic biogeochemical anomalies in Transbaikalian region]. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniya – Advances in Current Natural Sciences*, 2020, no. 3, pp. 57–64. (In Russ.).

10. Taldykina K.S. *Mineralogiya polimetallicheskiy mestorozhdeniy Klichkinskoy gruppy Vostochnogo Zabaykalya* [Mineralogy of poly-metallic deposits of the Klichka group of East Transbaikalia]. Moscow, AS USSR Publ., 1962. 122 p. (In Russ.).

11. Yurgenson G.A., Shukshin V.V. [New data on occurrence forms of zinc and cadmium in soils and technosols of the natural and technogenic landscape of the Sherlovogorsk geochemical anomaly]. *Mineralogiya i geokhimiya landshafta gornorudnykh territoriy. Ratsionalnoye prirodopolzovaniye. Sovremennoye mineraloobrazovaniye. Trudy V Vseros. simp. s mezhdunarodnym uchastiem i XII Vseros. chteniy pamyati akademika Fersmana* [Mineralogy and Geochemistry of landscape of ore mining territories. Present-day mineral formation. Proceedings of the 5<sup>th</sup> All-Russia Symposium and 12<sup>th</sup> All-Russia. Lectures in memory of academician A. E. Fersman]. Chita, Poisk Publ., 2014, pp. 97–100. (In Russ.).

12. Kabata-Pendias A. *Trace Elements in Soils and Plants*. London, New York, CRC Press, Taylor and Francis Group, Boca Raton, 2011. 505 p.

13. Whalley C., Grant A. Assessment of the phase selectivity of the European Community Bureau of Reference (BCR) sequential extraction procedure for metals in sediment. *Analytica Chimica Acta*, 1994, vol. 61, pp. 2211–2221.

© Б. В. Дампилова, С. Г. Дорошкевич, 2022



УДК: 551.510.72(282.251.2)

## МИГРАЦИЯ ТЕХНОГЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ ( $^{137}\text{Cs}$ , $^{152}\text{Eu}$ , $^{60}\text{Co}$ ) В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ Р. ЕНИСЕЙ (БЛИЖНЯЯ ЗОНА ВЛИЯНИЯ КРАСНОЯРСКОГО ГХК)

А. В. Чугуевский, М. С. Мельгунов, И. В. Макарова

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

Выявлен характер распределения техногенных гамма-излучающих радионуклидов ( $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{152}\text{Eu}$ ,  $^{154}\text{Eu}$ ,  $^{155}\text{Eu}$ ,  $^{60}\text{Co}$ ) в вертикальных колонках донных отложений р. Енисей, отобранных в ближней зоне влияния Красноярского ГХК. Показано, что минеральный состав донных отложений не меняется с глубиной и представлен главным образом кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, а также небольшим количеством амфибола, хлорита, слюды. Установлено, что в обменной и карбонатной формах в донных отложениях содержится в среднем 16 %  $^{152}\text{Eu}$ , 22 %  $^{137}\text{Cs}$  и 15 %  $^{60}\text{Co}$ . Радионуклиды, представленные в этих формах, при стабильных естественных условиях могут переходить в водный раствор и вовлекаться во вторичную миграцию. Другие фракции поглощающего комплекса при отсутствии катастрофических изменений физико-химических условий в речной экосистеме в водный раствор не переходят, и перераспределение связанных с ними радионуклидов может осуществляться только при механическом переносе вещества.

**Ключевые слова:** техногенные радионуклиды, донные отложения, формы нахождения, вторичное перераспределение, Красноярский ГХК, Енисей.

## MIGRATION OF ARTIFICIAL RADIONUCLIDES ( $^{137}\text{Cs}$ , $^{152}\text{Eu}$ , $^{60}\text{Co}$ ) IN THE BOTTOM SEDIMENTS OF THE YENISEY RIVER (NEAR ZONE OF INFLUENCE OF THE KRASNOYARSK MCP)

A. V. Chuguevsky, M. S. Melgunov, I. V. Makarova

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

The distribution nature of the artificial gamma-emitting radionuclides ( $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{152}\text{Eu}$ ,  $^{154}\text{Eu}$ ,  $^{155}\text{Eu}$ ,  $^{60}\text{Co}$ ) in vertical columns of the Yenisei River bottom sediments selected in the near zone of influence of the Krasnoyarsk MCP was revealed. It is shown that the mineral composition of bottom sediments does not change with the depth and is mainly represented by quartz, plagioclase and potassium feldspar, with a small amount of amphibole, chlorite, mica. It was found that the exchangeable and carbonate forms contain, on average, 16% of  $^{152}\text{Eu}$ , 22% of  $^{137}\text{Cs}$  and 15% of  $^{60}\text{Co}$  being found in bottom sediments. Radionuclides presented in these forms can pass into an aqueous solution and be involved in secondary migration under stable, natural conditions. Other fractions of the absorbing complex in the absence of catastrophic changes in physico-chemical conditions in the river ecosystem do not pass into an aqueous solution, and the redistribution of radionuclides associated with them can occur only with mechanical transfer of the matter.

**Keywords:** technogenic radionuclides, bottom sediments, occurrence forms, secondary redistribution, Krasnoyarsk MCP, Yenisey River.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-68-77

В течение более 30 лет Красноярский горно-химический комбинат (ГХК) был источником радиоактивного загрязнения поймы р. Енисей такими долгоживущими техногенными радионуклидами (ТРН), как  $^{152}\text{Eu}$ ,  $^{154}\text{Eu}$ ,  $^{155}\text{Eu}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{60}\text{Co}$ ,  $^{241}\text{Am}$ ,  $^{90}\text{Sr}$  и изотопы плутония [3, 6, 8, 9, 11, 13–15].  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  фиксируются в донных отложениях вплоть до Карского моря [23, 25]. В воде и водных растениях наряду с перечисленными долгоживущими изотопами до 2010 г. (до остановки последнего прямого реактора) фиксировались короткоживущие  $^{141,144}\text{Ce}$ ,  $^{51}\text{Cr}$ ,  $^{54}\text{Mn}$ ,  $^{58}\text{Co}$ ,  $^{65}\text{Zn}$  и др. [4, 12]. Особенно сильному загрязнению подверглась ближняя зона влияния ГХК, которая выделяется достаточно условно (по фиксированию в воде короткоживущих ТРН) и представляет собой участок поймы протяженностью около 18 км от места сброса ГХК (60–78 км вниз по течению от Красноярска) до Балчуговской протоки.

Сброс радиоактивных отходов в последние полтора десятилетия существенно (в сотни – тысячи раз) сократился. Теперь основными источниками загрязнения экосистемы р. Енисей являются отстойники, расположенные на территории комбината, и аллювиальные отложения поймы (особенно в ближней зоне влияния ГХК), в которых уже накоплены значительные количества ТРН.

Пристальное внимание определению форм нахождения техногенных радионуклидов, депонированных в аллювиальных отложениях, и изучению их вторичного перераспределения начали уделять с начала 2000-х гг. Было проведено опробование несколько участков поймы на островах и правом берегу реки. В работах [3, 17, 18, 20, 21, 26] предложены различные методики проведения химического фракционирования для определения форм нахождения ТРН ( $^{152}\text{Eu}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{60}\text{Co}$ ,  $^{241}\text{Am}$ ,  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{239,240}\text{Pu}$ ) в аллювиальных почвах и донных отложениях.



Сделан вывод о том, что сорбция радионуклидов на переносимых рекой взвесьях и ранее отложившихся частицах в верхних слоях осадков и механический их перенос – это доминирующий фактор миграции и накопления радиоизотопов в донных отложениях [1, 8, 9].

Показано, что большая часть ТРН приурочена к неподвижным и слабо подвижным формам нахождения, что препятствует их переходу в водные растворы. Вместе с тем в [17] сделан вывод о том, что при изменении физико-химических условий, например в процессе гумификации, подвижные формы радионуклидов переходят в неподвижные. В других случаях неподвижные формы могут трансформироваться в подвижные и становиться источником вторичного загрязнения радионуклидами поймы р. Енисей.

Актуальность работы обусловлена тем, что донные отложения – главная депонирующая среда наряду с аллювиальными почвами для техногенных радионуклидов, поступивших в окружающую среду в результате деятельности Красноярского ГХК. Это зависит не только от того, что общий объем осадков превосходит объем затопляемых аллювиальных почв береговой зоны и островов, но и от того, что донные отложения находятся в постоянном контакте с водами, переносимыми радионуклиды, в том числе и сорбированные на взвесьях, из которых они в основном и формируются. В почвах же островов и береговых зон радионуклиды накапливаются только во время паводков. Донные отложения легче и в больших масштабах, чем обычно задернованные аллювиальные почвы островов и береговой зоны, вовлекаются в многократное переотложение. Наиболее подвержены этому верхние нелитифицированные их горизонты, а в высокие паводки мигрирует значительная их доля.

Донные отложения широко распространены в долине р. Енисей: в многочисленных старичных водоемах и протоках, а также в устьях островов и теневых частях выступов берегов реки и островов (мощность их колеблется от нескольких до десятков сантиметров). По литологическому и гранулометрическому составу и количеству органического материала они сильно различаются в зависимости от места их накопления, но в большинстве случаев представлены гомогенной массой гумусированного, пелитового, суглинистого и супесчаного гранулометрического состава с прослоями связного и рыхлого песка и включениями растительных остатков, корней, иногда гальки [3].

Целью данной работы является оценка возможности растворения в водном потоке техногенных радионуклидов, депонированных в донных отложениях р. Енисей и вовлечения их во вторичную миграцию.

Решались следующие задачи:

1. Изучить минералого-геохимический состав загрязненных донных отложений р. Енисей в ближней зоне влияния Красноярского ГХК.

2. Установить характер вертикального распределения техногенных радионуклидов в изученных колонках донных отложений.

3. Определить химические формы нахождения ТРН и оценить возможность перехода их в водный раствор.

### Объекты и методы исследования

В качестве объекта исследования была выбрана коса Атамановская (в настоящее время это остров), расположенная в 5 км вниз по течению от места сброса и отделенная от правого берега протокой шириной около 30 м (рис. 1). Коса покрыта редкой кустарниковой растительностью и густым травостоем. Во время весеннего половодья и катастрофических паводков она полностью затопливается водой, в результате чего на ней сформировался достаточно мощный (до 1,2 м) покров аллювиальных почв. В протоке, отделяющей косу от правого берега, на некоторых участках образовался небольшой (до 30 см) слой донных отложений.

В сентябре 2003 г. у правого берега косы Атамановской, напротив центральной ее части были отобраны три колонки донных отложений (Е02-1, Е02-2 и Е03, см. рис. 1). При отборе проб использовался цилиндрический пробоотборник с вакуумным затвором диаметром 84 мм и длиной 50 см, позволяющий извлекать илистые сильнообводненные и песчаные осадки. Полученный керн разделялся перпендикулярно оси на слои по 1 см. В лабораторных условиях пробы донных отложений доводились до воздушно-сухого состояния, тщательно перемешивались и взвешивались, после чего анализировались на содержание техногенных радионуклидов.

Минеральный состав донных отложений исследован рентгенофазовым анализом (метод порошковой дифрактометрии) на дифрактометре ДРОН-4, режим съемки 40 кВ, 24 мА, медное излучение (Cu- $\alpha$ ).

Определение основных породообразующих оксидов в донных отложениях выполнено рентгенофлуоресцентным анализом на спектрометре ARL-9900-XP (Thermo Electron Corporation). Для построения градуировочных графиков использованы следующие стандартные образцы состава горных пород: 313, Му-1, Му-3, Счт-1, Сду-1, Сг-1а, Сг-2, Сг-3. Сгд-1, Сгх-1, Сгхм-2, Сгхм-3, Си-1, Снс-1, Снс-2, Ст-1, а также химреактивы MgO (осч), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (чда), SiO<sub>2</sub> (чда), CaSO<sub>4</sub> (чда), CaO (чда), TiO<sub>2</sub> (чда), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (чда), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (осч). Погрешность определения не превышает таковую для второй категории точности по ОСТ 41-08-205-99.

Изотопный состав и активность гамма-излучающих радионуклидов определялись гамма-спектрометрическим методом на коаксиальном Ge(Li) ППД ДГДК-100В (производство ИФТП, г. Дубна, с относительной эффективностью регистрации 10 % и разрешением по линии 1332–2,6 кэВ), с использованием периферийного спектрометрического оборудования, многоканального анализатора АЦП-



Рис. 1. Район проведения работ и схема пробоотбора

8K-2 в составе ПК IBM PC и программного комплекса ANGAMMA фирмы «АСПЕКТ» (Дубна).

С целью изучения распределения ТРН между компонентами поглощающего комплекса донных отложений был проведен эксперимент по фракционному разделению радионуклидов по методике Tessier [23], адаптированной Л. Н. Бондаревой с соавторами для искусственных радионуклидов в донных отложениях р. Енисей [10].

Фракционирование проводилось при соотношении образец:раствор = 1:10. Все жидкие фракции отфильтровывались через фильтр «синяя лента». Перед каждым следующим реагентом донные отложения дважды промывались дистиллированной водой при перемешивании и в стакане, и на фильтре. С фильтра донные отложения смывались следующим раствором реагента. Полученные растворы, твердые остатки, а также исходный материал анализировались на гамма-спектрометре.

Определение минерального состава донных отложений, измерения активности гамма-излучающих ТРН и фракционное разделение радионуклидов выполнялись в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН).

#### Минеральный и петрохимический состав донных отложений

Для определения минерального состава донных отложений проведен рентгенофазовый анализ некоторых слоев разреза из колонок Е02-1 и Е02-2 (рис. 2, 3).

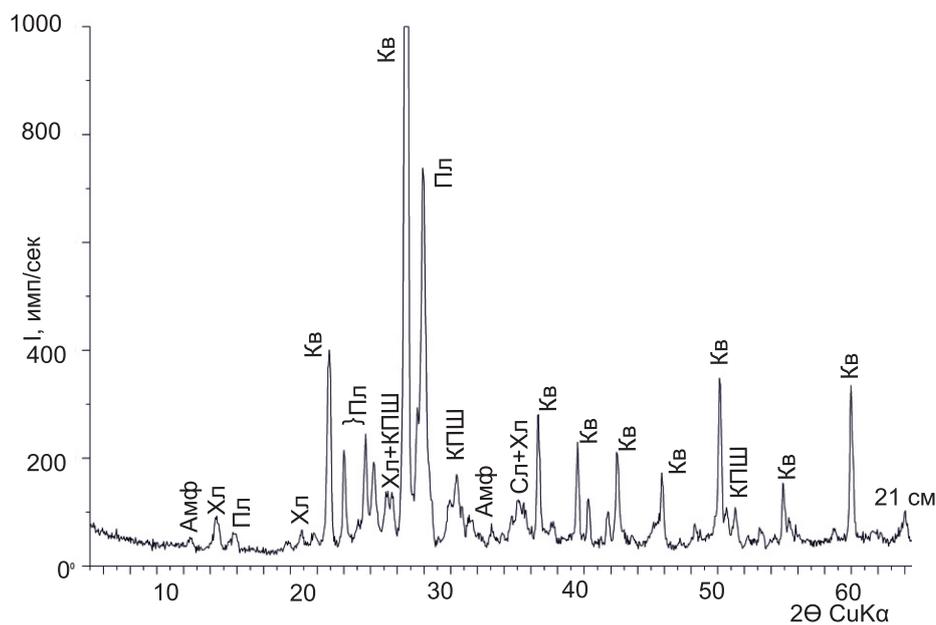
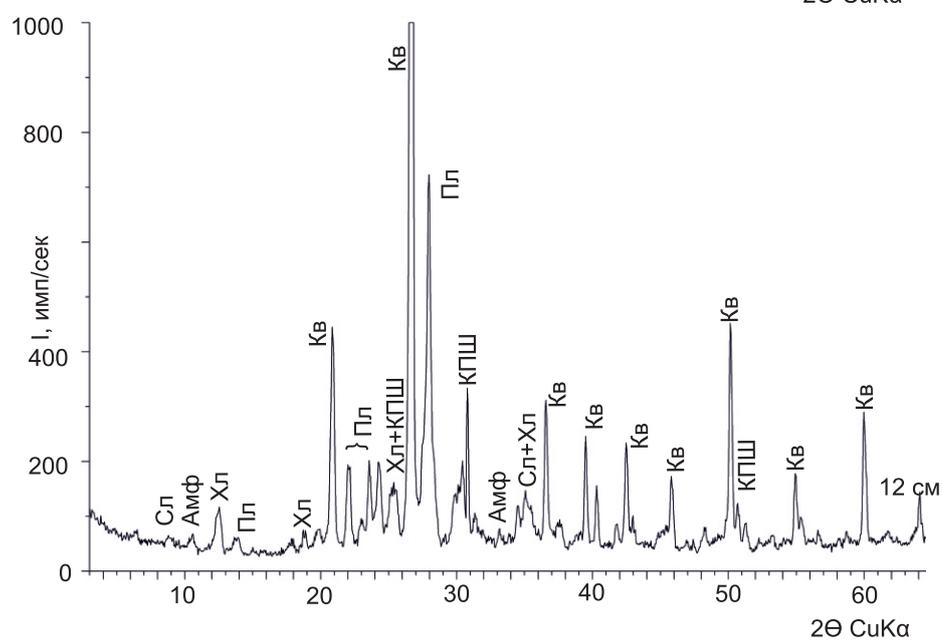
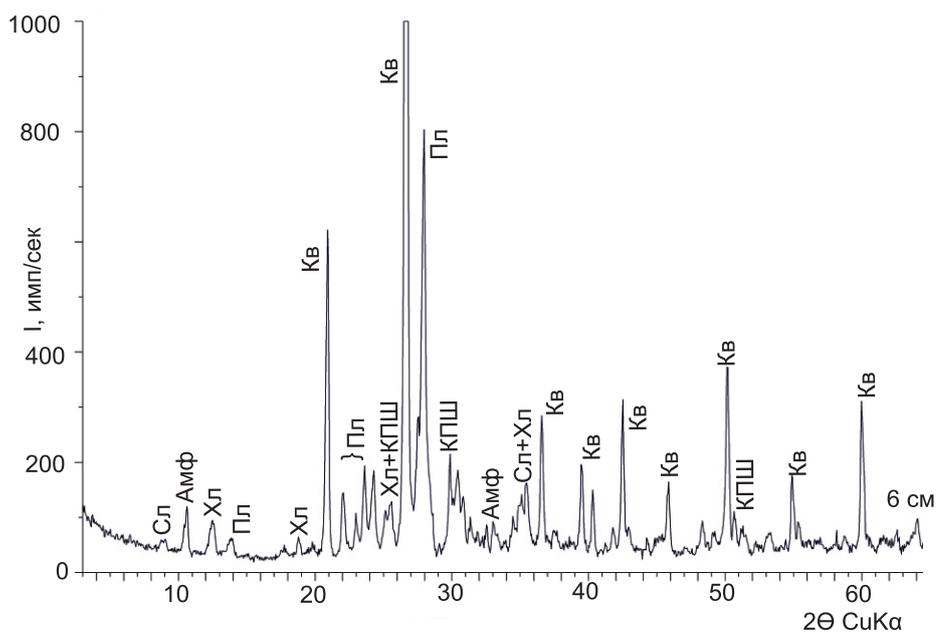
Минеральный состав отложений одинаков в обеих колонках, не меняется с глубиной. Основными минералами, слагающими донные отложения, являются кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат. Содержатся небольшие количества амфибола, хлорита, слюды.

Минеральный состав колонок близок к составу аллювиальных отложений (почв и донных осадков), изученных ранее [3, 7, 20, 21], и типичен для ближней зоны влияния Красноярского ГХК.

В нескольких горизонтах колонок Е02-1 и Е02-2 полным силикатным анализом проведено определение содержаний основных породообразующих элементов (см. таблицу).

Химический состав донных отложений в обеих колонках практически не различается и не изменяется с глубиной. Основным компонентом является оксид кремния  $\text{SiO}_2$ , содержания которого варьируют в пределах 67–70 %; вторым – оксид алюминия  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12–13 %). Концентрация оксида кальция  $\text{CaO}$  2,4–3,6 %. Потери при прокаливании составили 1,9–5,3 %.

Полученные результаты по содержанию основных оксидов близки к итогам изучения донных отложений ближней зоны влияния ГХК, представленным в работах [18, 20]. Исключение – более высокие (9–19 %) значения потерь при прокаливании, приведенные в [20]. По всей видимости, это обусловлено тем, что в составе ранее изученных образцов, отобранных в Балчуговской протоке, которая характеризуется иным, более застойным гидрологическим режимом, содержалось больше органического материала (растительных остатков).



**Рис. 2.** Минеральный состав донных отложений (колонка E02-1) на разных глубинах (6, 12 и 21 см) по результатам рентгенофазового анализа (РФА)

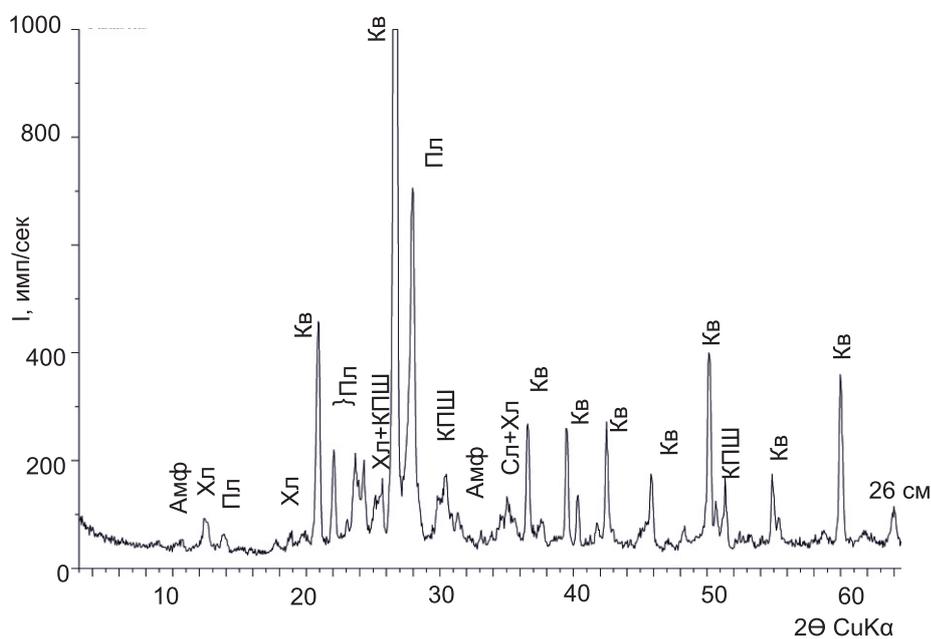
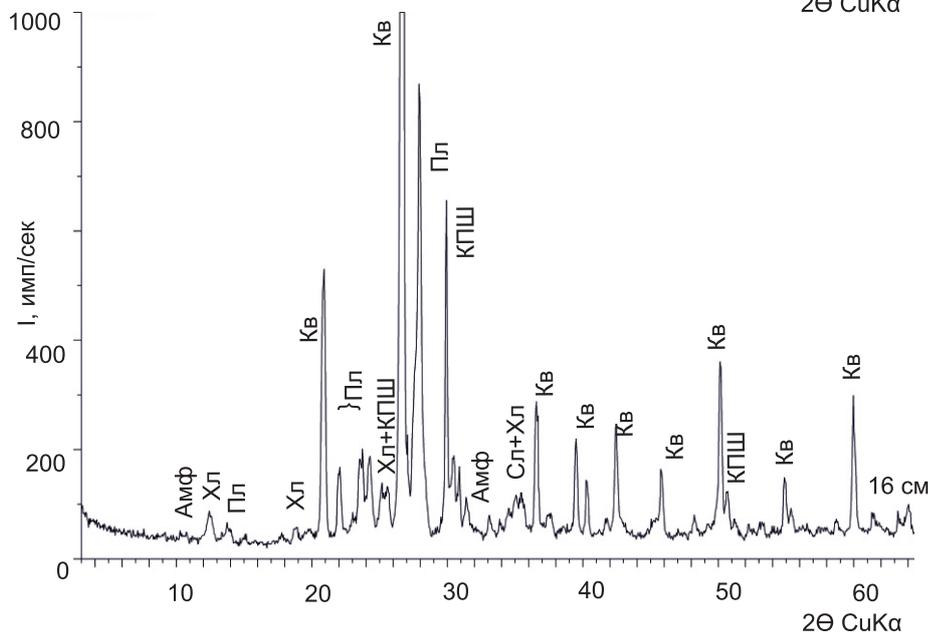
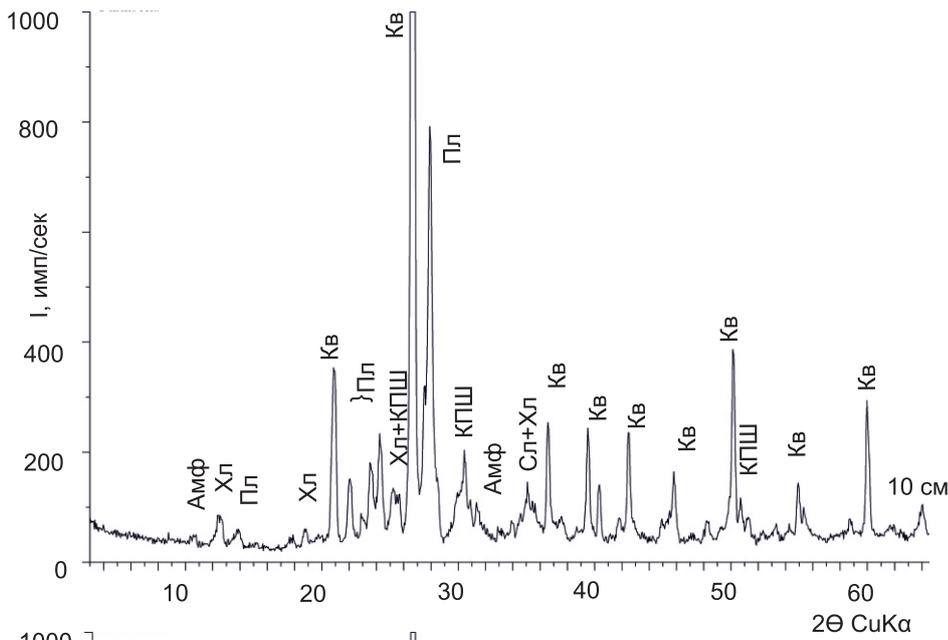


Рис. 3. Минеральный состав донных отложений (колонка E02-2) на разных глубинах (10, 16 и 26 см) по результатам рентгенофазового анализа (РФА)

Средний химический состав донных отложений (колонки E02-1 и E02-2)

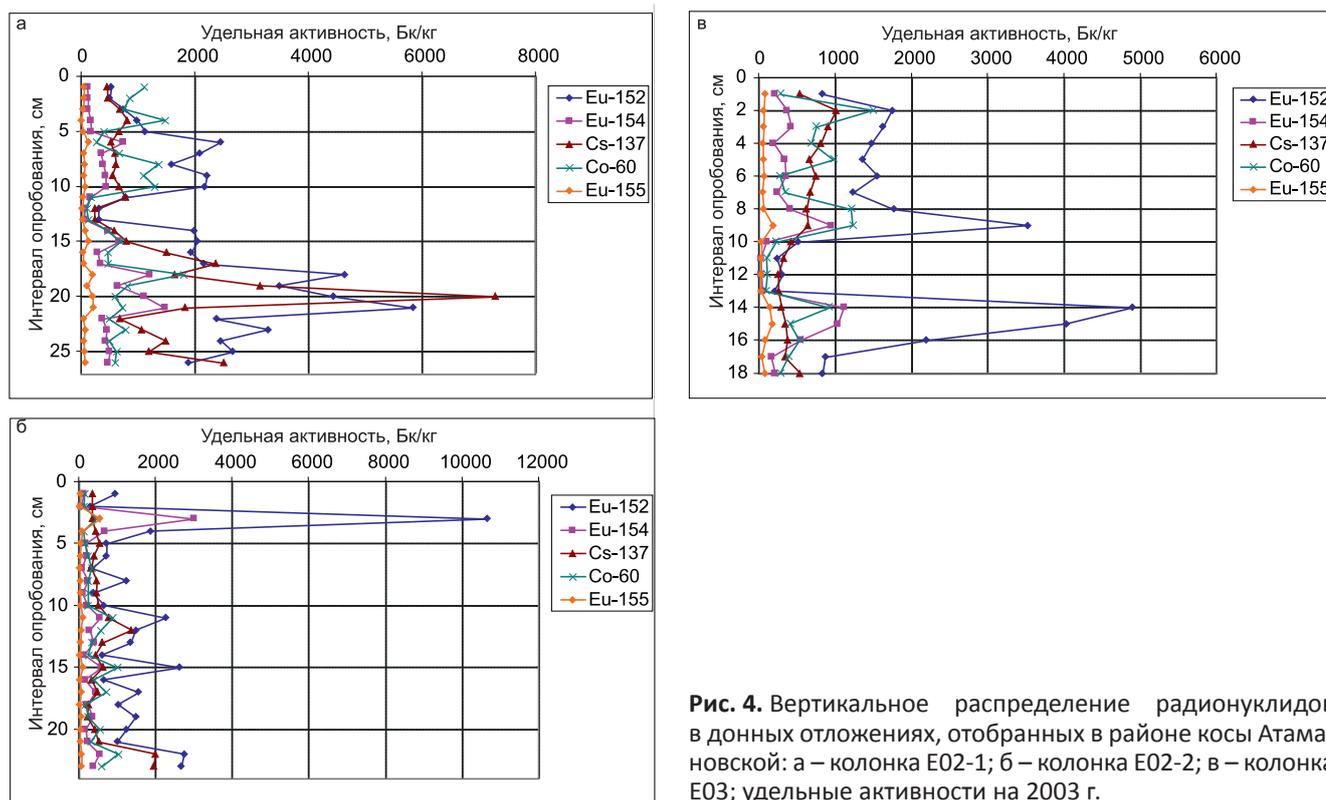
Проба	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO	SO <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	LOI	SUM
E02-1ДО10	69,88	0,59	12,47	3,94	0,06	1,87	2,83	2,94	1,89	0,13	0,07	<0,03	0,01	0,01	0,01	3,18	99,88
E02-1ДО12	70,33	0,69	12,13	4,29	0,08	1,90	2,96	2,93	1,85	0,12	0,05	<0,03	0,02	0,02	0,01	1,88	99,23
E02-1ДО16	67,34	0,63	12,96	4,18	0,06	1,97	2,69	2,83	1,94	0,14	0,06	<0,03	0,02	0,01	0,01	5,26	100,09
E02-1ДО21	66,76	0,72	13,08	4,35	0,06	2,08	2,89	2,82	1,87	0,15	0,07	<0,03	0,02	0,01	0,01	5,16	100,06
E02-1ДО26	70,12	0,45	12,09	2,79	0,05	1,45	2,39	2,84	2,00	0,11	0,06	<0,03	0,01	0,01	0,01	5,31	99,70
E02-2ДО6	69,35	0,58	12,78	3,93	0,06	1,85	2,74	3,02	2,00	0,14	0,06	<0,03	0,01	0,01	0,01	3,11	99,66
E02-2ДО10	70,04	0,56	12,97	3,78	0,06	1,86	2,98	3,15	1,98	0,13	0,06	0,05	0,01	0,01	0,01	2,46	100,12
E02-2ДО12	66,47	0,94	12,85	5,77	0,09	2,33	3,64	2,95	1,78	0,17	0,06	0,09	0,02	0,02	0,01	2,91	100,13
E02-2ДО16	70,43	0,59	12,77	3,80	0,06	1,82	2,73	3,03	2,00	0,12	0,07	<0,03	0,01	0,01	0,01	2,61	100,08
E02-2ДО20	70,56	0,64	12,59	4,01	0,07	1,84	2,76	3,04	1,99	0,11	0,07	<0,03	0,02	0,01	<0,01	2,34	100,07
E02-2ДО21	69,79	0,82	12,30	4,94	0,09	1,87	2,88	2,95	1,90	0,11	0,06	<0,03	0,02	0,02	0,01	2,33	100,09

**Вертикальное распределение радионуклидов в колонках донных отложений**

Вертикальное распределение ТРН в колонках донных отложений, отобранных в протоке между косой Атамановской и правым берегом р. Енисей показано на рис. 4.

Основной вклад в общую активность вносят изотопы европия (главным образом <sup>152</sup>Eu). Такое рас-

пределение радионуклидов характерно для аллювиальных образований ближней зоны влияния ГХК [3, 15, 16, 26]. Средняя концентрация <sup>152</sup>Eu составляет 1800 Бк/кг (максимальное значение 10650 Бк/кг, проба E02-2ДО3), <sup>154</sup>Eu – 410 Бк/кг (3000 Бк/кг, проба E02-2ДО3), <sup>155</sup>Eu – 75 Бк/кг. Наблюдается закономерность в изменении концентраций изотопов европия – к слоям с большим содержанием <sup>152</sup>Eu приурочены также повышенные содержания



**Рис. 4.** Вертикальное распределение радионуклидов в донных отложениях, отобранных в районе косы Атамановской: а – колонка E02-1; б – колонка E02-2; в – колонка E03; удельные активности на 2003 г.

$^{154}\text{Eu}$  и  $^{155}\text{Eu}$ , что обусловлено, по всей видимости, наличием общего носителя активности. Средняя концентрация  $^{137}\text{Cs}$  составляет 810 Бк/кг при максимальном значении 7300 Бк/кг в пробе E02-1ДО20. Средние концентрации  $^{60}\text{Co}$  – 570 Бк/кг, максимальное – 1800 Бк/кг в пробе E02-1ДО18.

Наблюдаемая неравномерность распределения радионуклидов, в том числе наличие ярко выраженных максимумов (изотопы Eu в горизонтах E02-1ДО3, E02-2ДО14 и  $^{137}\text{Cs}$  в слое E03-ДО20), скорее всего, связана с широким распространением в аллювиальных отложениях ближней зоны влияния ГХК тонкодисперсных активных частиц различной природы [2, 3, 5, 16, 24].

### Распределение техногенных радионуклидов по химическим фракциям донных отложений

Подвижность техногенных радионуклидов, депонированных в донных отложениях и аллювиальных почвах, определяется прочностью их фиксации компонентами поглощающего комплекса. Для определения форм нахождения ТРН в донных отложениях косы Атамановской был проведен эксперимент по фракционному разделению. Для этого с разных глубин было отобрано семь образцов из колонки E02-1. Результаты эксперимента для  $^{152}\text{Eu}$ ,  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{60}\text{Co}$  приведены на рис. 5.

Наличие обменной фракции  $^{152}\text{Eu}$  отмечено в трех образцах из семи, причем если в двух ее долях составляет первые проценты, то в третьей (проба E02-1ДО12) она возрастает до 20 %. Доля карбонатной фракции также невелика – 3,2–11,7 %, в среднем 7,3 %. Оксиды Fe и Mn и органическая фракция присутствуют во всех изученных образцах и являются основными носителями  $^{152}\text{Eu}$ . С оксидами связано в среднем 26 %  $^{152}\text{Eu}$  (15–42 %), с органикой – в среднем 51 % (максимум до 78 %). В двух образцах вся активность европия связана с этими двумя фракциями. В остальных пробах от 15 до 35 %  $^{152}\text{Eu}$  содержится в аморфных силикатах и твердом остатке.

Количество обменной фракции  $^{137}\text{Cs}$  примерно одинаково для шести образцов (колеблется в пределах 14–21 %), и лишь в одном случае (проба E02-1ДО12) достигает 51,7 %. Доля карбонатной фракции  $^{137}\text{Cs}$ , выявленной в средней и нижней частях колонки, составляет в среднем 6,9 % (3,5–7,6 %). Наличие радиоцезия в оксидах и гидроксидах Fe и Mn установлено только в одном образце (0,8 %). С органической фракцией связано 11,5 % (3,2–20,7 %)  $^{137}\text{Cs}$ , с нерастворимыми аморфными силикатами – 10 % (8–12 %). В твердом остатке содержится основная часть  $^{137}\text{Cs}$  – в среднем 56 % (28,5–75 %).

Распределение  $^{60}\text{Co}$  характеризуется ярко выраженной неравномерностью для разных исследованных образцов с чередованием вниз по колонке (см. рис. 5, в). Так, в некоторых (E02-1ДО6, E02-1ДО12, E02-1ДО20 и E02-1ДО25) представлены

все фракции в примерно равных соотношениях (15–20 %), а в других (E02-1ДО10, E02-1ДО16, E02-1ДО21) резко преобладает  $^{60}\text{Co}$ , связанный с твердым остатком (75–95 %).

На основании полученных в результате эксперимента по фракционному разделению данных можно сделать выводы о возможности выноса техногенных радионуклидов из донных осадков косы Атамановской. Согласно работе [10] к подвижным формам относятся обменная, карбонатная форма и оксиды и гидроксиды Fe и Mn. К слабо подвижным – связанные с органикой и аморфные силикаты. Вместе с тем принято считать, что оксиды и гидроксиды железа и марганца становятся подвижными только в восстановительных условиях, а в рассматриваемом случае условия окислительные. Поэтому в данной работе к подвижным формам отнесены обменная и карбонат-

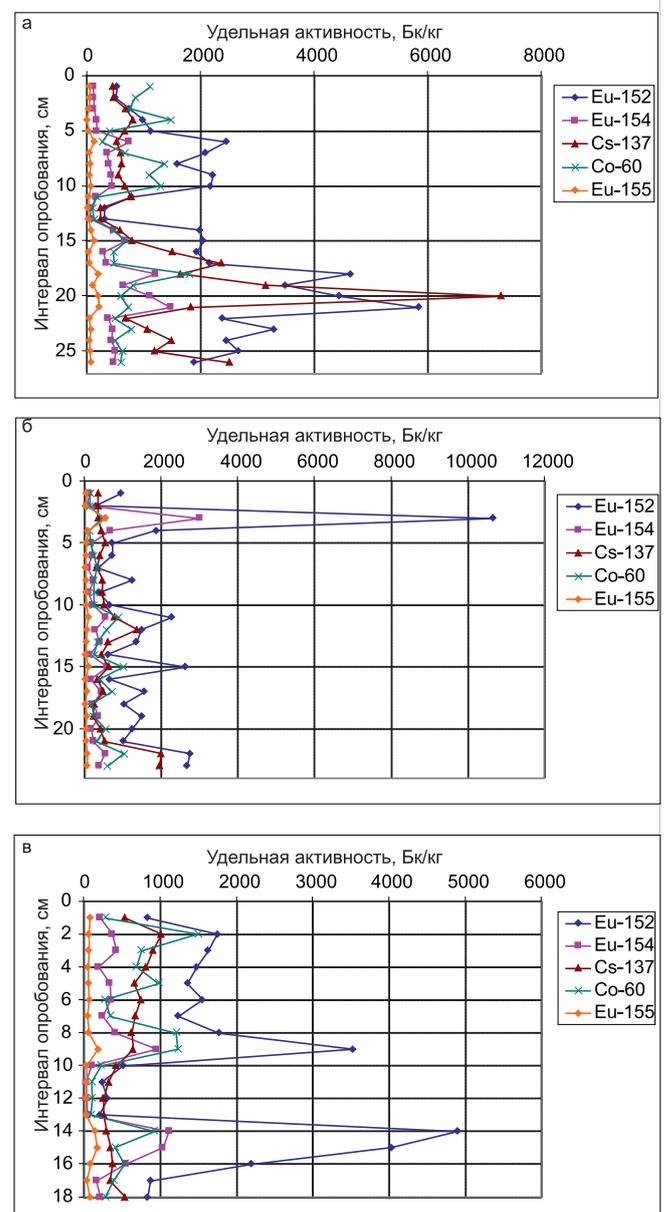


Рис. 5. Результаты фракционного разделения (колонка E02-1, коса Атамановская): а –  $^{152}\text{Eu}$ , б –  $^{137}\text{Cs}$ , в –  $^{60}\text{Co}$



ная фракции, условно-подвижным – три остальные.

## Выводы

Минеральный и петрохимический состав донных отложений, отобранных у косы Атамановской, типичен для загрязненных аллювиальных отложений ближней зоны влияния Красноярского ГХК.

Вертикальное распределение и уровни содержания изотопов Eu, <sup>137</sup>Cs и <sup>60</sup>Co в колонках донных отложений также является характерным для загрязненных аллювиальных отложений поймы. Ярко выраженная неравномерность распределения ТРН в значительной степени определяется наличием в ближней зоне влияния ГХК большого количества активных частиц.

В ходе лабораторного эксперимента по фракционному разделению радионуклидов установлено, что в подвижных формах, которые в естественных условиях могут переходить в водный раствор, присутствует в среднем 16 % <sup>152</sup>Eu, 22 % <sup>137</sup>Cs и 15 % <sup>60</sup>Co. Перенос остальной части радионуклидов при отсутствии катастрофических изменений физико-химических условий в речной экосистеме происходит в сорбированном состоянии в составе взвесей.

*Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН; аналитическая работа – в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вакуловский С. М., Тертышник Э. Г., Кабанов А. И. Перенос радионуклидов в р. Енисей // Атомная энергия. – 2008. – Т. 105, № 5. – С. 285–291.
2. «Горячие» частицы 2-го рода в пойменных почвах реки Енисей / З. Г. Гритченко, Ю. В. Кузнецов, В. К. Легин и др. // Радиохимия. – 2001. – Т. 43, № 6. – С. 563–565.
3. Закономерности распределения и миграции радионуклидов в долине реки Енисей / Ф. В. Сухоруков, А. Г. Дегерменджи, В. М. Белолипецкий и др.; науч. ред. акад. РАН Ф. В. Шабанов, чл-кор. РАН А. Г. Дегерменджи. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 286 с.
4. Зотина Т. А. Распределение техногенных радионуклидов в биомассе макрофитов реки Енисей / Радиационная биология. Радиозэкология. – 2009. – Т. 49, № 6. – С. 729–737.
5. Исследование высокоактивных проб почв и горячих частиц поймы реки Енисей / А. Я. Болсуновский, В. О. Черкезян, К. В. Барсукова, Б. Ф. Мясоедов // Радиохимия – 2000. – Т. 42, № 6. – С. 560–564.
6. К оценке вклада реки Енисей в общую радиоактивную загрязненность Карского моря / Ю. В. Кузнецов, Ю. А. Ревенко, В. К. Легин и др. // Радиохимия. – 1994. – Т. 36, вып. 6. – С. 546–559.
7. Линник В. Г. Ландшафтная дифференциация техногенных радионуклидов. – М.: Изд-во РАН, 2018. – 372 с.
8. Носов А. В. Исследование механизмов миграции радиоактивных веществ в пойме Енисея // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 12. – С. 84–91.
9. Носов А. В., Мартынова А. М. Анализ радиационной обстановки на р. Енисее после снятия с эксплуатации прямооточных реакторов Красноярского ГХК // Атомная энергия. – 1996. – Т. 81, вып. 3. – С. 226–232.
10. Оценка миграционной способности трансурановых радионуклидов (<sup>241</sup>Am, изотопов плутония) и <sup>152</sup>Eu в донных отложениях реки Енисей / Л. Г. Бондарева, А. Я. Болсуновский, Ф. В. Сухоруков и др. // Радиохимия. – 2005. – Т. 47, № 4. – С. 289–294.
11. Радиоактивное загрязнение р. Енисей, обусловленное сбросами Красноярского горно-химического комбината / А. В. Носов, М. В. Ашанин, А. Б. Иванов, А. М. Мартынова // Атомная энергия. – 1993. – Т. 74, вып. 2. – С. 144–150.
12. Радиозэкологический мониторинг реки Енисей и цитогенетические характеристики водного растения *Elodea canadensis* / А. Я. Болсуновский, Е. Н. Муратова, А. Г. Суковатый и др. // Радиационная биология. Радиозэкология. – 2007. – Т. 47, № 1. – С. 63–73.
13. Тимофеев В. А. Техногенное радиоактивное загрязнение аллювиальных отложений Енисея // Сб. докл. II Междунар. радиозкол. конф. – Красноярск, 1995. – С. 165–171.
14. Трансурановые элементы в пойменных отложениях реки Енисей / Ю. В. Кузнецов, В. К. Легин, А. Е. Шишлов и др. // Радиохимия. – 2000. – Т. 42, вып. 5. – С. 470–477.
15. Bolsunovsky A. Radionuclide speciation in sediments of the Yenisei River // Radioprotection. – 2011. – Vol. 46, no. 6. – P. 195–198.
16. Bolsunovsky A., Melgunov M. Study of sediments and radioactive particles of the Yenisei River using a variety of analytical methods // Journal of Geoscience and Environment Protection. – 2014. – No. 2. – P. 153–158.
17. Bondareva L., Artamonova S. The relationship of mineral and geochemical composition to artificial radionuclide partitioning in Yenisei river sediments downstream from mining-and-chemical combine Rosatom // Natural Science. – 2011. – Vol. 3, no. 7. – P. 517–529.
18. Bondareva L.G., Bolsunovskii A. Ya. Speciation of artificial radionuclides <sup>60</sup>Co, <sup>137</sup>Cs, <sup>152</sup>Eu, and <sup>241</sup>Am in bottom sediments of the Yenisei river // Radiochemistry. – 2008. – Vol. 50, no. 5. – P. 475–480.
19. Granulometric and mineralogic investigation for explanation of radionuclide accumulation in different size fractions of the Yenisey floodplain soils / E. M. Korobova, V. G. Linnik, N. P. Chizhikova, et al. // Journal of Geochemical Exploration. – 2014. – No. 142. – P. 49–59.

20. **Korobova E. M., Linnik V. G., Brown J.** Distribution of artificial radioisotopes in granulometric and organic fractions of alluvial soils downstream from the Krasnoyarsk Mining and Chemical Combine (KMCC), Russia // *Journal of Soils and Sediments*. – 2016. – Vol. 16, no. 4. – P. 1279–1287.

21. **Speciation** and Migration Behavior of Pu and Am in Floodplain Soils and Bottom Sediments of the Yenisei River / F. I. Pavlotskaya, T. A. Goryachenkova, I. E. Kazinskaya, et al. // *Radiochemistry*. – 2003. – Vol. 45, no. 5. – P. 524–531.

22. **Tessier A., Cambell P. G., Bisson M.** Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals // *Analytical chemistry*. – 1979. – Vol. 151 – P. 232–258.

23. **Transport** and distribution of artificial gamma-emitting radionuclides in the River Yenisei and its sediment / T. Semizhon, S. Rollin, Y. Spasova, E. Klemt // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2010. – No. 101. – P. 385–402.

24. **Unique** diversity of radioactive particles found in the Yenisei river floodplain / A. Bolsunovsky, M. Melgunov, A. Chuguevskii, et al. // *Scientific Reports*. – 2017. – Vol. 7, no. 1. – P. 111–132.

25. **Vakulovskii S. M., Tertyshnik E. G., Kabanov A. I.** Radionuclide transport in the Yenisei river // *Atomic Energy*. – 2008. – Vol. 105, no. 5. – P. 367–375.

26. **Vertical** distribution of anthropogenic radionuclides in cores from contaminated floodplains of the Yenisey River / J. E. Brown, M. Dowdall, E. M. Korobova, et al. // *Journal of Environmental Radioactivity*. – 2009. – No. 100. – P. 1109–1120.

## References

1. Vakulovskiy S.M., Tertyshnik E.G., Kabanov A.I. [Radionuclide transport in the Yenisei River]. *Atomnaya energiya – Atomic Energy*, 2008, vol. 105, no. 5, pp. 285–291. (In Russ.).

2. Gritchenko Z.G., Kuznetsov Yu.V., Legin V.K., et al. [Hot Particles of the Second Kind in Flood Lands of the Yenisei River]. *Radiokhimiya – Radiochemistry*, 2001, vol. 43, no. 6, pp. 563–565. (In Russ.).

3. Sukhorukov F.V., Degermendzhy A.G., Belolipetsky V.M., et al. *Zakonomernosti raspredeleniya i migratsii radionuklidov v doline reki Yenisey* [Distribution and migration of radionuclides in the Yenisei Plain]. Novosibirsk, Publ. House of SB RAS Geo Branch, 2004. 286 p. (In Russ.).

4. Zotina T.A. [The distribution of artificial radionuclides in the biomass of macrophytes of the Yenisei River]. *Radiatsionnaya biologiya. Radioekologiya – Radiation Biology. Radioecology*, 2009, vol. 49, no. 6, pp. 729–737. (In Russ.).

5. Bolsunovsky A.Ya., Cherkezyan V.O., Barsukova K.V., Myasoedov B.F. [Investigation of high-activity soil samples and hot particles of the Yenisei River floodplain]. *Radiokhimiya – Radiochemistry*, 2000, vol. 42, no. 6, pp. 560–564. (In Russ.).

6. Kuznetsov Yu.V., Revenko Yu.A., Legin V.K., et al. [To assess the contribution of the Yenisei River to the total radioactive contamination of the Kara Sea]. *Radiokhimiya – Radiochemistry*, 1994, vol. 36, no. 6, pp. 546–559. (In Russ.).K

7. Linnik V.G. *Landshaftnaya differentsiatsiya tekhnogenykh radionuklidov* [Landscape Differentiation of Technogenic Radionuclides]. Moscow, RAS Publ., 2018. 372 p. (In Russ.).

8. Nosov A.V. [Investigation of the Migration Mechanisms of Radioactive Substances in the Yenisei Floodplain]. *Meteorologiya i gidrologiya – Russian Meteorology and Hydrology*, 1997, no. 12, pp. 84–91. (In Russ.).

9. Nosov A.V., Martynova A.M. [Analysis of the radiation environment on the Enisei river after decommissioning of straight through reactors at the Krasnoyarsk mining chemical complex]. *Atomnaya energiya – Atomic Energy*, 1996, vol. 81, issue 3, pp. 226–232. (In Russ.).

10. Bondareva L.G., Bolsunovsky A.Ya., Sukhorukov F.V., et al. Model assessment of the migration capability of transuranium radionuclides (<sup>241</sup>Am and Pu isotopes) and <sup>152</sup>Eu in the system of bottom sediments – Yenisei River water by chemical fractionation technique. *Radiochemistry*, 2005, vol. 47, no. 4, pp. 415–421.

11. Nosov A.V., Ashanin M.V., Ivanov A.B., Martynova A.M. [Radioactive contamination of the River Enisey due to discharges from Krasnoyarsk Mining and Chemical Corporation]. *Atomnaya energiya – Atomic Energy*, 1993, vol. 74, issue 2, pp. 144–150. (In Russ.).

12. Bolsunovsky A. Ya., Muratova E.N., Sukovaty A.G., et al. [Radioecological Monitoring of the Yenisei River and Cytological Characterization of a Submerged Aquatic Plant *Elodea canadensis*]. *Radiatsionnaya biologiya. Radioekologiya – Radiation Biology. Radioecology*, 2007, vol. 47, no. 1, pp. 63–73. (In Russ.).

13. Timofeev V.A. [Technogenic radioactive contamination of alluvial deposits of the Yenisei River]. *Sbornik dokladov II mezhdunarodnoy radioekologicheskoy konferentsii* [Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Radioecological Conference]. Krasnoyarsk, 1995, pp. 165–171. (In Russ.).

14. Kuznetsov Yu.V., Legin V.K., Shishlov A.E., et al. [Transuranium elements in flood-land deposits of the Yenisei river]. *Radiokhimiya – Radiochemistry*, 2000, vol. 42, issue 5, pp. 470–477. (In Russ.).

15. Bolsunovsky A. Radionuclide speciation in sediments of the Yenisei River. *Radioprotection*, 2011, vol. 46, no. 6, pp. 195–198.

16. Bolsunovsky A., Melgunov M. Study of sediments and radioactive particles of the Yenisei River using a variety of analytical methods. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 2014, no. 2, pp. 153–158.

17. Bondareva L., Artamonova S. The relationship of mineral and geochemical composition to artificial radionuclide partitioning in Yenisei river sediments downstream from mining-and-chemical combine Rosatom. *Natural Science*, 2011, vol. 3, no. 7, pp. 517–529.



18. Bondareva L.G., Bolsunovsky A.Ya. Speciation of artificial radionuclides  $^{60}\text{Co}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{152}\text{Eu}$ , and  $^{241}\text{Am}$  in bottom sediments of the Yenisei river. *Radiochemistry*, 2008, vol. 50, no. 5, pp. 475–480.

19. Korobova E.M., Linnik V.G., Chizhikova N.P., et al. Granulometric and mineralogic investigation for explanation of radionuclide accumulation in different size fractions of the Yenisey floodplain soils. *Journal of Geochemical Exploration*, 2014, no. 142, pp. 49–59.

20. Korobova E.M., Linnik V.G., Brown J. Distribution of artificial radioisotopes in granulometric and organic fractions of alluvial soils downstream from the Krasnoyarsk Mining and Chemical Combine (KMCC), Russia. *Journal of Soils and Sediments*, 2016, vol. 16, no. 4, pp. 1279–1287.

21. Pavlotskaya F.I., Goryachenkova T.A., Kazinskaya I.E., et al. Speciation and Migration Behavior of Pu and Am in Floodplain Soils and Bottom Sediments of the Yenisei River. *Radiochemistry*, 2003, vol. 45, no. 5, pp. 524–531.

22. Tessier A., Cambell P.G., Bisson M. Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Analytical chemistry*, 1979, vol. 15, pp. 232–258.

23. Semizhon T., Rollin S., Spasova Y., Klemt E. Transport and distribution of artificial gamma-emitting radionuclides in the River Yenisei and its sediment. *Journal of Environmental Radioactivity*, 2010, no. 101, pp. 385–402.

24. Bolsunovsky A., Melgunov M., Chuguevskii A., et al. Unique diversity of radioactive particles found in the Yenisei river floodplain. *Scientific Reports*, 2017, vol. 7, no. 1, pp. 111–132.

25. Vakulovskii S.M., Tertyshnik E.G., Kabanov A.I. Radionuclide transport in the Yenisei river. *Atomic Energy*, 2008, vol. 105, no. 5, pp. 367–375.

26. Brown J.E., Dowdall M., Korobova E.M., et al. Vertical distribution of anthropogenic radionuclides in cores from contaminated floodplains of the Yenisey River. *Journal of Environmental Radioactivity*, 2009, no. 100, pp. 1109–1120.

© А. В. Чугуевский, М. С. Мельгунов,  
И. В. Макарова, 2022



УДК 552.11:553.2

## СТАНОВЛЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ (ГАББРО-ГРАНИТНЫХ) ПЛУТОНОВ И СВЯЗАННОГО С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

В. Л. Хомичев

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

Глубинное геолого-геофизическое моделирование по большому числу гранитоидных плутонов впервые показало совершенно иную, чем принято считать, их природу. Как следствие, кардинально изменились представления о связи с ними оруденения. Многие петрологические противоречия и загадки удалось решить логично, научно обоснованно. Приведен полный и всесторонний обзор проблемы от начала (источника исходной магмы) до конца (образования гранитной рудно-магматической системы). Установлены три этапа концентрирования летучих и рудного вещества в истории формирования плутонов: первый (планетарный) – при внутрикамерной дифференциации исходной базальтовой магмы с обособлением гранитоидного расплава; второй (региональный) – при образовании остаточного лейкогранитового очага; третий и главный (локальный) – при внедрении из очага рудогенерирующих апофиз.

**Ключевые слова:** тектоника, магматизм, габбро-гранитный плутон, магматическая дифференциация, ликвация, остаточные очаги, рудно-магматическая система, стадии концентрирования летучих и рудного вещества.

## GENESIS OF GRANITOID (GABBRO-GRANITE) PLUTONS AND ASSOCIATED MINERALIZATION

V. L. Khomichev

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

Deep geological and geophysical modeling by a large number of granitoid plutons for the first time showed a completely different nature than was commonly believed. As a result, ideas about the connection of mineralization with them have changed dramatically. Many petrological contradictions and puzzles were solved logically and scientifically grounded. The complete and comprehensive review of the problem from the beginning (source of the initial magma) to the end (formation of the granite ore-magmatic system) is given. Three stages of the volatiles and ore matter concentration in the history of the plutons formation were established: the first (planetary) - during the intrachamber differentiation of the initial basalt magma with an isolation of granitoid melting; the second (regional) - during the formation of a residual leukogranite chamber, the third, main (local) - during the intrusion of ore-generating apophyses from the chamber.

**Keywords:** tectonics, magmatism, gabbro-granite pluton, magmatic differentiation, liquation, residual chambers, ore-magmatic system, concentration stages of volatiles and ore matter.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-78-87

Становление гранитоидных плутонов – весьма сложный многоплановый и многоэтапный процесс, предопределяемый рядом взаимосвязанных внутренних и внешних условий и предпосылок. Главной из них является *природа исходной магмы*. После долгих дискуссий в 1950-х гг. утвердилось представление, что гранитоидные плутоны на гипабиссальном уровне образуются путем внедрения кислой палингенной магмы из глубокого корового ультраметаморфического очага. Основанием для этого послужили два фактора.

1. Огромные по площади плутоны на 90 % сложены гранитоидами, и это их «море» невольно наводит на мысль, что образовались они из первичной гранитной магмы. А 10 % диоритов и габбро априори объяснялись или гибридом, или реакционным взаимодействием гранитной магмы с вмещающими породами.

2. Эксперименты Х. Винклера и Х. Платена по плавлению песчано-глинистых смесей, казалось бы, обеспечивали физико-химическую основу автономного плавления корового субстрата при ультрамета-

морфизме с последующим внедрением расплава на высокий уровень.

Однако при этом возник целый ряд очевидных непреодолимых противоречий.

1. Если бы гранитная магма образовалась таким путем, то крупные плутоны должны были размещаться преимущественно в гранитогнейсовых куполах, чего фактически нет. При ультраметаморфизме выплавляются мелкие изолированные гнезда, линзы, жилы, штокверки мигмы, как справедливо назвали такой расплав наши гениальные предшественники, сознавая непричастность его к первичной магме. По размерам тела мигматитов несопоставимы с плутонами и не могут быть их источником.

2. В силу малых объемов, низкой температуры (700–750 °C), узкого интервала кристаллизации (50 °C) и очень высокой вязкости ( $10^{10}$ – $10^{12}$  П) анатектические коровые выплавки не имеют значимой подъемной силы и возможности внедриться на гипабиссальный уровень. Они затвердевают практически *in situ* вне какой-либо связи с мезо-гипабиссальными плутонами



3. Котектический состав мигматитовых выплавов не может объяснить широкого разнообразия пород (до габброидов) в плутонах. Ассимиляция и гибридность вопроса не решают из-за низкого энергетического потенциала котектического расплава.

4. Выплавки из сухого безрудного гнейсового субстрата не имеют рудообразующей способности и поэтому не могут быть источником рудоносных гранитоидных плутонов.

5. Противоречит гипотезе палингенного гранитообразования общепринятая идея комагматичности совмещенных во времени и пространстве вулканических и плутонических образований. Вулканический процесс (в отличие от плутонического) реализуется преимущественно на поверхности, поэтому в разрезе вулканогенных накоплений наблюдается практически полный набор его производных: главным образом средне-основные породы, в подчиненном количестве кислые пирокластические продукты. Кислые вулканы в самостоятельном, автономном выражении нигде не обнаружены, они входят в состав риолит-базальтоидных, трахит-базальтоидных ассоциаций [16], будучи внутрикамерными дифференциатами первичной базальтовой магмы. Если комагматичность достоверна (а после фундаментальных работ Е. К. Устиева и др. в этом сомнений нет), то и комагматичные им гранитоиды должны иметь ту же базальтоидную (мантийную), а не коровую природу.

6. С позиции анатектического гранитообразования невозможно объяснить постоянное присутствие в плутонах даек средне-основного состава (диорит-порфиры, микрогаббро, диабазы, сиенит-порфиры, лампрофиры), которые выглядят чужеродными среди моря гранитов и обычно исключаются из их состава как независимые. Однако такие дайки буквально вплетаются в гранитоидный рудно-магматический процесс как неотъемлемая его составляющая, а вот понять их природу не могли даже корифеи петрологии и у нас, и за рубежом, поскольку они придерживались палингенной гипотезы гранитообразования [5, 19].

7. Серьезный урон палингенезу нанесли изотопные исследования, поскольку появляется все больше данных в пользу мантийной природы гранитоидов и связанного с ними оруденения [1–3, 18].

Противоречия в гипотезе коровой природы гранитоидов хорошо известны широкому кругу геологов. Однако отказаться от нее они не могли, так как не было убедительной альтернативы. Ситуация изменилась благодаря разработанной в СНИИГиМС программе GEOLAB по пересчету наблюдаемых гравимагнитных полей в вертикальное пространство [6].

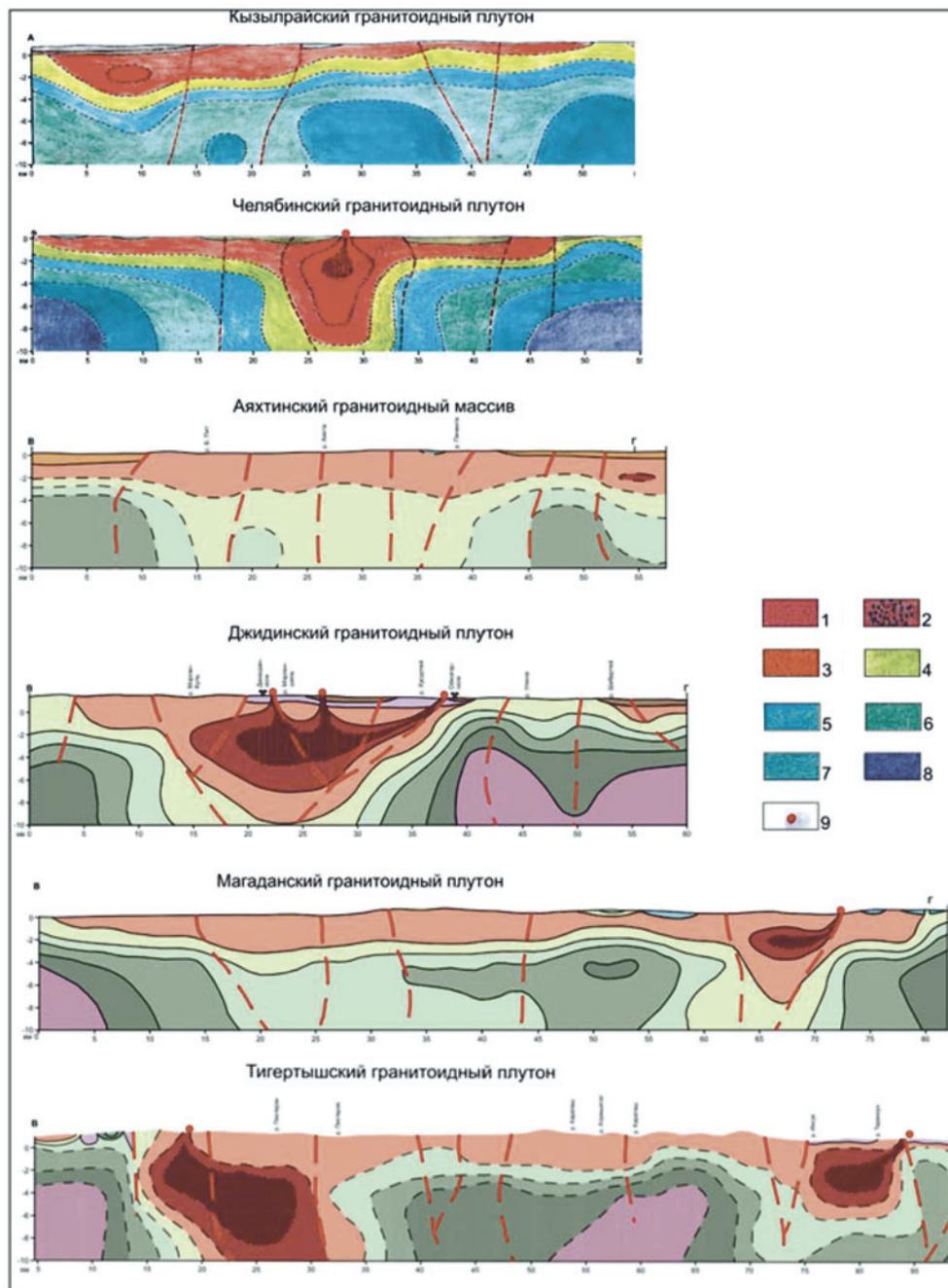
*Внутреннее строение гранитоидных плутонов по глубинному моделированию 43 батолитов оказалось одинаковым, поскольку они формировались по одним природным физико-химическим и термодинамическим законам. Это относительно*

маломощные межформационные горизонтально расслоенные лополиты по границе консолидированного фундамента и неметаморфизованной экранной кровли. Большую нижнюю их часть слагают габброиды и ультрабазиты, а верхние 4–5 км – пластовое тело гранитоидов, не имеющих корней и, значит, не внедрявшихся из глубокого очага (как принято считать). Напротив, гранитоиды образуют с габброидами устойчивую гомодромную последовательность и конформные фазово-фациальные отношения, причем преобладают фазы становления (по Ф. Н. Шахову [16]), даже при резких границах. Все это свидетельствует об образовании гранитоидов в результате внутрикамерной дифференциации исходной базитовой магмы в строгом соответствии с генезисом комагматичных кислых вулкаников. И объемные соотношения габброидов и гранитоидов в точности согласуются с соотношениями базальты: риодациты (85–90 : 15–10). Таким образом, устраняется миф о резком преобладании гранитов над габбро по дефектным площадным подсчетам, которые служили главным аргументом палингенной гипотезы. Для иллюстрации на рис. 1 приведены глубинные модели по трем плутонам.

Образование гранитного расплава при дифференциации базальтовой магмы – это классический, неоспоримый, хорошо известный, вездесущий, грандиозный, весьма эффективный петрологический процесс [14], в отличие от сомнительного (лучше сказать, ошибочного) палингенного ультраметаморфического гранитообразования с его многочисленными необъяснимыми противоречиями. Даже типично габбро-ультраосновные расслоенные массивы (норильские, мончегорские, Седбери, Бушвельд, Витватерсранд) венчаются гранитоидными дифференциатами. Немалую, а скорее даже ведущую роль в дифференциации базальтовой магмы играет ликвация, поскольку еще до кристаллизации она представляет собой гетерогенную систему из разнородных ассоциаций: алюмокремнекислородных (полевошпатовых), орто- и клинопироксеновых, кремнеземистых, сульфидных, склонных к разделению на самостоятельные фракции (несмешивающиеся жидкости).

В свете материалов по глубинному строению плутонов настала пора отказаться от гипотезы «первичной палингенной гранитной магмы». Есть только одна первичная мантийная магма, состав которой меняется от тривиальной базитовой, когда сплошь и рядом выплавляется стандартная ординарная базальтовая эвтектика, до ультрабазитовой (редкое в природе полное плавление мантийного вещества). Мантия, безусловно, гетерогенна, поэтому и выплавки различаются по составу, особенно по набору и содержанию малых элементов. Но все они мантийные – производные мантийной базальтоидной магмы.

В редких габбро-гранитных плутонах ультраосновные породы слагают довольно крупные тела



**Рис. 1.** Строение габбро-гранитоидных плутонов на примере некоторых батолитов Алтае-Саянской области, Урала, Казахстана, Енисейского края, Забайкалья

1 – лейкограниты; 2 – anomalously low-density leucogranites; 3 – биотитовые граниты; 4 – гранодиориты; 5 – диориты; 6 – габбро; 7 – пикрогаббро; 8 – ультрабазиты; 9 – выходы апофиз лейкогранита из остаточного очага

(положительный фактор в отношении перспектив хромитового оруденения), тем не менее исходной для них была базальтовая магма промежуточного (между основной и ультраосновной) состава, так как усиление процесса плавления ведет в первую очередь к увеличению объема выплавки и лишь в малой мере к повышению ее основности. С такими меланобазальтовыми магмами возможны медно-никелевые месторождения норильского типа, а хромитовые – не выше средних [10].

Поскольку первичной гранитной магмы не существует, не может быть ни гранитоидных плутонов,

ни гранитоидных комплексов. Все они габбро-гранитные. Это относится не только к  $\beta$ -гранитам, базальтовая природа которых признается, но и к «чистым коровым»  $\gamma$ -гранитам «ультраметаморфического» генезиса. Данный вывод в корне меняет господствующие представления о становлении плутонов и связанного с ними оруденения. Необходимо пересмотреть парадигму Петрографического кодекса, серийных легенд и карт, исключить гранитоидные комплексы, заменив их габбро-гранитными.

Неизбежная кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы в камере сопровожда-

ется перераспределением компонентов, особенно щелочей, кремнекислоты, летучих и рудных элементов, которые уходят в гранитоидную фракцию, мигрирующую в верхнюю часть пониженного давления и температуры. Этот изначальный естественный процесс перераспределения компонентов осуществлялся повсеместно на всех континентах, во все геологические времена, поэтому его нужно считать глобальным, планетарным этапом концентрирования летучих и рудных элементов в земной коре. Он отразился в существенных различиях кларков в кислых и основных породах (см. таблицу).

Конечно, кларки – очень приблизительные содержания элементов, суммированные по широкому набору основных и кислых магматических пород в недрах Земли. И отношение  $K_k/K_o$  лишь приблизительно отражает тенденцию их поведения в маг-

Соотношения кларков малых элементов в кислых ( $K_k$ ) и основных ( $K_o$ ) магматических породах по А. П. Виноградову, 1962

	Элементы	$K_k$	$K_o$	$K_k/K_o$
Средние основной магме	Pt	–	$1 \cdot 10^{-5}$	<0,01
	Pd	$1 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	<0,05
	Ni	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	0,05
	Co	$5 \cdot 10^{-5}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	0,11
	Cr	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	0,12
	Sc	$3 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	0,13
	V	$4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	0,20
	Cu	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	0,20
	Sb	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	0,26
	Mn	$6 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$	0,30
	Fe	2,7	8,56	0,31
Космополитные	Zn	$6 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	0,50
	P	$7 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	0,50
	Br	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	0,57
	Sr	$3 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	0,70
	As	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	0,75
	Nb	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	1,00
	Au	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-7}$	1,10
	S	$4 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-2}$	1,30
	Bi	$1 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-7}$	1,40
	Be	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$	1,40
Средние кислому расплаву	W	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	1,50
	Zr	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	2,0
	Sn	$3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	2,0
	Yb	$4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	2,0
	F	$8 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-2}$	2,3
	Ba	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	2,7
	B	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	3,0
	Rb	$2 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	4,4
	Mo	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	5,0
	Ag	$5 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	5,0
	U	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	7,0
	Ta	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$	7,3
Pb	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	7,5	

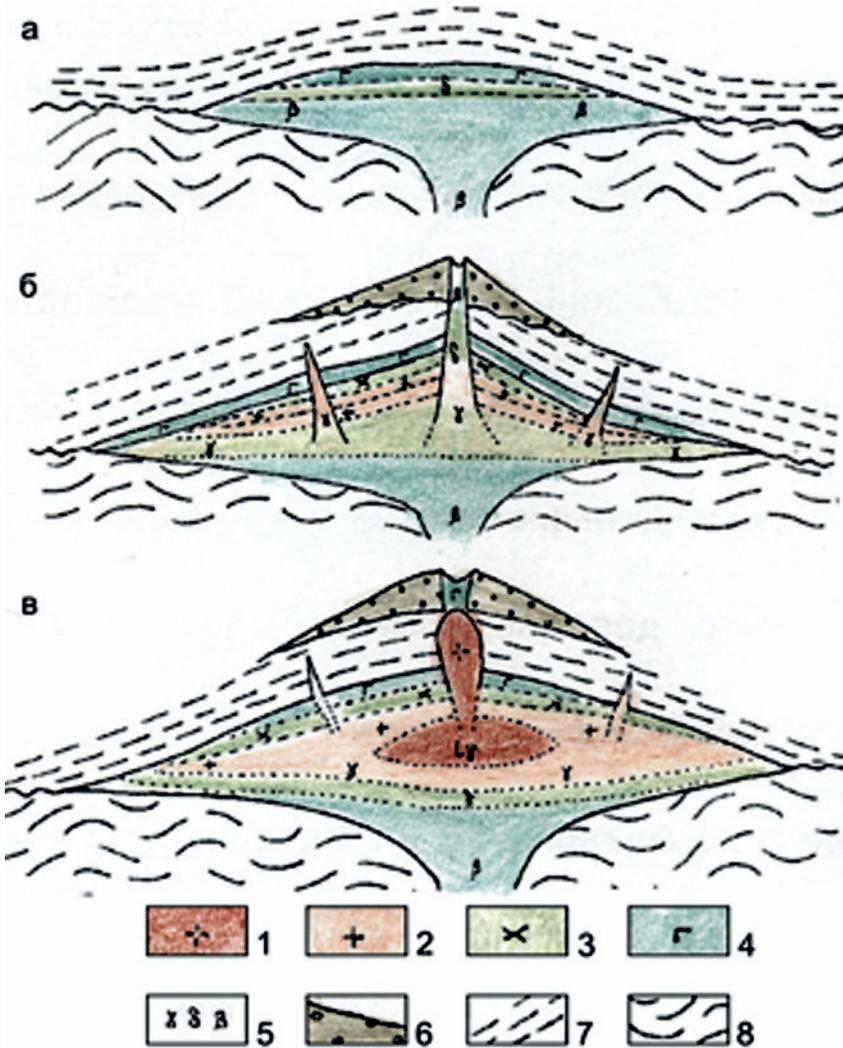
матических процессах, но в целом они коррелируют с более надежными экспериментальными данными по распределению элементов. Поэтому  $K_k/K_o$  можно использовать в первом приближении для выделения элементов, сродных с основной магмой (элементы группы железа и платины) или кислым расплавом (цветные, редкие, радиоактивные, летучие), а также космополитных.

Этот первый глобальный (планетарный) этап перераспределения компонентов приводит к геохимической, а затем и металлогенической специализации основной магмы на Ni, Co, Cr, N, Y, Ti, платиновую группу, а кислого расплава – на обширный набор металлов (W, Mo, Sn, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, U, редкие земли).

Механизм становления габбро-гранитных плутонов может рассматриваться только в концептуальном плане, поскольку многие стороны эволюции систем с летучими компонентами слабо изучены. Жидкая высокотемпературная базальтовая магма очень мобильна и не имеет препятствий к перемещениям в консолидированном субстрате коры. По оценке В. С. Попова, она с большой скоростью (в зависимости от давления в очаге) внедряется по разломам на мезо-гипабиссальный уровень, пока не достигнет подошвы молодых экранирующих отложений. На границе разнородных сред (фундамента и покрова) под влиянием внутренних сил по принципу гидроразрыва образуется межформационное горизонтальное тело больших площадных размеров (рис. 2, а). Подъем сравнительно маломощной кровли при этом также неизбежен. Такие интрузивные купола наблюдаются нередко. По мере ороговикования, растрескивания кровли возникают надкамерные штоко-гребневидные апофизы, наиболее продвинутые из которых становятся центрами извержений и вулканических построек (см. рис. 2, б). Это предопределяет вулканоплутоническую комагматичность (по Е. К. Устиеву [8]) и обоснование идеи Ю. П. Масуренкова «вулканы над интрузиями» [5]. С падением внутреннего давления в камере прогрессивная вулканическая стадия петрогенеза неизбежно сменяется регрессивной плутонической, когда магма в камере переходит на закрытый или полузакрытый (если связь с глубинным очагом периодически возобновляется) режим охлаждения и затвердевания (см. рис. 2, в).

Кристаллизация начинается от кровли и боковых контактов, где в небольшом количестве образуются ультрабазиты, а далее все более кислые габброиды. От подошвы кристаллизация идет позже и очень медленно, почему здесь формируются мощные горизонты ультраосновных (у основания) и основных пород.

Расплав под меланократовой коркой раскисляется и ощелачивается сначала до андезитового (монцодиоритового), а затем до гранитоидного состава по двум причинам. Во-первых, в связи с вовлечением оснований в твердую фазу в кислом



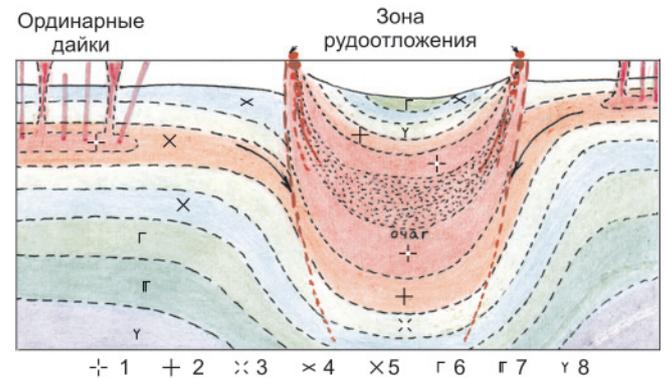
**Рис. 2.** Концептуальная модель становления габбро-гранитоидного плутона  
1 – лейкограниты; 2 – граниты; 3 – монцодиориты; 4 – габбро; 5 – расплавы кислого, среднего, основного состава; 6 – вулканическая постройка; 7 – отложения верхнего яруса; 8 – толщи нижнего этажа

расплаве накапливаются Si, K, Na, Al. Этот закономерный весьма эффективный процесс фракционной кристаллизации-дифференциации усиливается при участии летучих компонентов, также накапливающихся в кислом расплаве. Вторая причина, не менее важная, заключается в подтоке из внутренней области камеры на фронт кристаллизации летучих и подвижных элементов, неизбежно мигрирующих из зон высокого давления в зоны пониженного [8, 9, 13, 17].

Таким образом, в камере батолита в результате сложной многоплановой эволюции под маломощной «коркой» основного состава образуется крупное пластовое тело гранитоидов, как установлено на большом числе плутонов (см. рис. 1). При его кристаллизации продолжают те же многоплановые фазово-фациальные превращения, главным из которых является образование локальных остаточных очагов наиболее кислого флюидизированного лейкогранита. Суть процесса заключается в том, что в огромном по площади гранитном теле (расплаве) неизбежно возникают участки пониженного давления и температуры, куда из окружающего пространства неизбежно устремляются «потoki» расплава с повышенным содержанием летучих компонентов (рис. 3). Так в затвердевающем гранитоидном теле

возникают остаточные очаги низкотемпературного высокофлюидизированного лейкогранита, которые знаменуют переход ранее существовавшей магматической системы в рудно-магматическую.

Это заслуживает особого внимания. Дело в том, что с давних пор устойчивая ассоциация оруденения с малыми телами самых поздних наиболее кислых лейкогранитов рассматривалась как производное

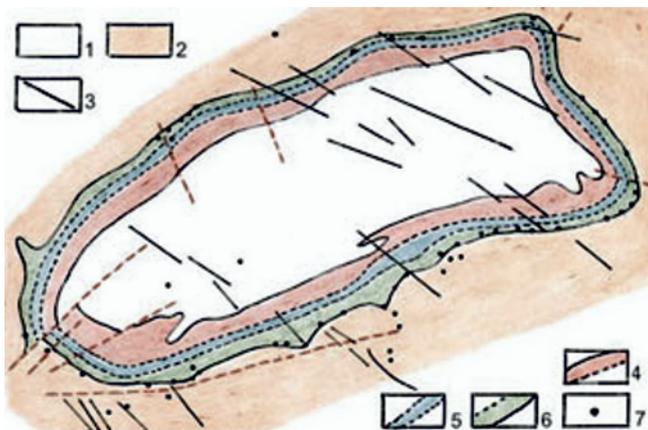


**Рис. 3.** Схема образования лейкогранитового очага в горизонтально расслоенном габбро-гранитном плутоне  
1 – лейкогранит; 2 – гранит; 3 – гранодиорит; 4 – монцодиорит; 5 – диорит; 6 – габбро; 7 – меланогаббро; 8 – ультрабазит

очагов остаточных расплавов с высоким содержанием рудных компонентов. Но никаких конкретных данных об очагах не было, и они фигурировали как абстрактное эфемерное понятие. Более того, в гранитоидных плутонах присутствует много тел «пустых» лейкократовых гранитов, которые ничем не отличаются от рудоносных. Это нивелирует идею остаточных очагов, лишает ее поискового смысла.

В нашем случае путем глубинного геолого-геофизического моделирования остаточные очаги надежно фиксируются по аномалиям низкой плотности и намагниченности как реальные очевидные источники рудно-магматических систем. Нами изучено более 50 медно-молибденовых, золоторудных, полиметаллических месторождений, и под каждым без исключения на глубине 2–4 км достоверно оконтурен остаточный очаг [10–12]. Очаги появляются не беспорядочно, а по периферии плутонов, так как здесь, в эндоконтакте в относительно закрытых условиях рано возникают протяженные вдоль контактов участки пониженных температур и давления, куда мигрируют рудоносные флюиды, а внутренние области плутонов оказываются «пустыми» или обедненными летучими и рудными элементами, что давно установлено эмпирически. И по вертикали очаги занимают наиболее высокое положение опять-таки из-за низкой плотности флюидизированного кислого расплава. Примеров можно привести немало, но наиболее показательным является массив Седбери, в котором многочисленные месторождения (и очаги) локализованы в узкой зоне эндоконтакта, а внутренняя область «пустая» (рис. 4). По размеру очага и аномально низкой плотности в его эпицентре можно судить о его потенциале и рудообразующей способности.

Образование остаточных очагов отвечает следующей более значимой стадии – концентрированию летучих и рудных компонентов в ограниченном



**Рис. 4.** Периферийное размещение Cu-Ni месторождений в габбро-гранитном массиве Седбери (Канада)

1 – туфогенно-терригенные отложения кровли; 2 – подстилающие архейские гранитогнейсы; 3–6 – породы массива: 3 – диабазовые дайки, 4 – гранодиориты, граниты, 5 – кварцевые габбро, 6 – нориты; 7 – главные месторождения

объеме остаточного расплава. Проявляется она во всех плутонах всех регионов, поэтому данную стадию концентрирования летучих и рудных компонентов в остаточных очагах можно рассматривать как повсеместную региональную стадию концентрирования.

Из опыта региональных металлогенических работ следует, что из широкого спектра геохимической специализации в очагах концентрируется ограниченное число элементов (2–3, редко больше), т. е. металлогеническая специализация достаточно узкая, но прослеживается по всей протяженности гранитоидов одного типа (региональная специализация). Это предопределяет поясовое размещение однотипного оруденения, как, к примеру, Андийский (Перу-Чилийский) пояс медно-молибденовых (порфирировых) месторождений или Забайкальский полиметаллический и Приморский оловорудный пояса.

Количественную оценку концентрирования рудного вещества в очаге дать невозможно. Но исходя из вертикальной зональности медно-молибденовой формации Кузнецкого Алатау примерно определена степень концентрирования молибдена в очаге – 0,01 %, что как минимум в 100 раз выше исходного его содержания в граните [9]. Но, очевидно, это еще далеко до предела насыщения расплава, флюидоотделения непосредственно от очага, вопреки общему мнению, не происходит и месторождения не образуются.

Целесообразно отметить, что на стадии остаточных очагов естественно возникают условия к формированию средне-основных даек 2-го этапа. До этого гранитоидный расплав экранировал базит-гипербазитовую магму нижней части плутона, а по мере его затвердевания и растрескивания появилась возможность внедрения поздних (послегранитовых) даек 2-го этапа преимущественно в поясе остаточных очагов. При этом основная магма могла смешиваться с остаточным кислым расплавом с образованием лампрофировых даек [15]. И действительно, лампрофиры наиболее часто встречаются на месторождениях и исчезают с удалением от них. Тем самым логично и научно обоснованно решается старая проблема, над которой многие годы безуспешно «бились» крупнейшие петрологи мира только потому, что они признавали две первичные магмы – базальтовую и гранитную. Между ними не могло быть генетического совмещения из-за разной природы: первая мантийная, вторая коровая. А очевидное совмещение их в гранитоидных плутонах оставалось необъяснимым.

Дальнейшее концентрирование летучих и рудных элементов происходит при кристаллизации очага в связи с сокращением его объема. Кристаллизация начинается от кровли, где появляются концентрационные трещины, по которым в надочаговую зону внедряются штоко-гребневидные апофизы (малые интрузии, которые обычно рассматри-

ваются как рудоносные). И действительно, на всех глубинных моделях месторождения размещаются непосредственно в вершине апофиз или над ними. Высокая продуктивность апофиз обусловлена тем, что они, подобно опрокинутой воронке, втягивают в себя наиболее флюидизированный расплав из всего объема очага. В вершине апофиз концентрация летучих и рудных элементов в мизерном количестве расплава достигает предела насыщения и возникают реальные возможности активного флюидоотделения и рудообразования. Этот узко локальный процесс максимального концентрирования летучих и рудных компонентов протекает по одной принципиальной схеме (рис. 5), но в каждом конкретном случае имеет свои особенности, специфику в зависимости от местной геологической обстановки. Количественное выражение концентрирования удалось примерно определить по тем же медно-молибденовым месторождениям Кузнецкого Алатау. Агаскырское месторождение среди них занимает надынtruзивное положение (над апофизой), содержание Mo в его рудах достигает 0,1 %, что в 1000 раз выше исходного в гранитах и в 100 раз выше, чем в очаге. А если добавить в эту схему богатые месторождения США (Клаймакс, Гендерсон, Юрад и др.), также занимающие надштоковое очень удаленное от очага положение, то максимальное концентрирование Mo на фронте апофиз в 1000–2000 раз выше в сравнении с очагом [9]. И чем выше поднимается апофиза, тем контрастнее распределение летучих и рудных элементов по вертикали, тем выше их концентрация на фронте и богаче оруденение. Вот так первичная ординарная базальтовая магма в результате многоэтапного процесса дифференциации порождает рудоносный флюидизированный лейкогранитовый расплав, в ограниченном объеме которого на фронте апофиз из остаточного очага создается предельная концентрация летучих и рудных компонентов («рудная магма»), что обуславливает ликвационный распад флюидизированного гранитного расплава на несмешивающиеся фазы: силикатную (сорудные дайки), гидротермальную (околорудный метасоматоз) и высококонцентрированную флюидную, ответственную за рудообразование [4].

Следует подчеркнуть, что ликвационные процессы в магме до последнего времени не признавались и даже отвергались. А между тем гранитный расплав изначально внутренне предрасположен к распаду. Судя по современным экспериментам, магма представляет собой гетерогенную ионную жидкость, основу которой образуют крупные алюмокремнекислородные группировки разной степени полимеризации и мелкие катионно-анионные ассоциации MeX, где Me – Mg, Fe, Cu, Pb, Zn и т. д., а X – O, OH, F, Cl, B, S. Структурная и химическая несовместимость этих группировок обуславливает микро- и макрогетерогенность расплава с неизбежным обособлением несмешивающихся фаз контрастного

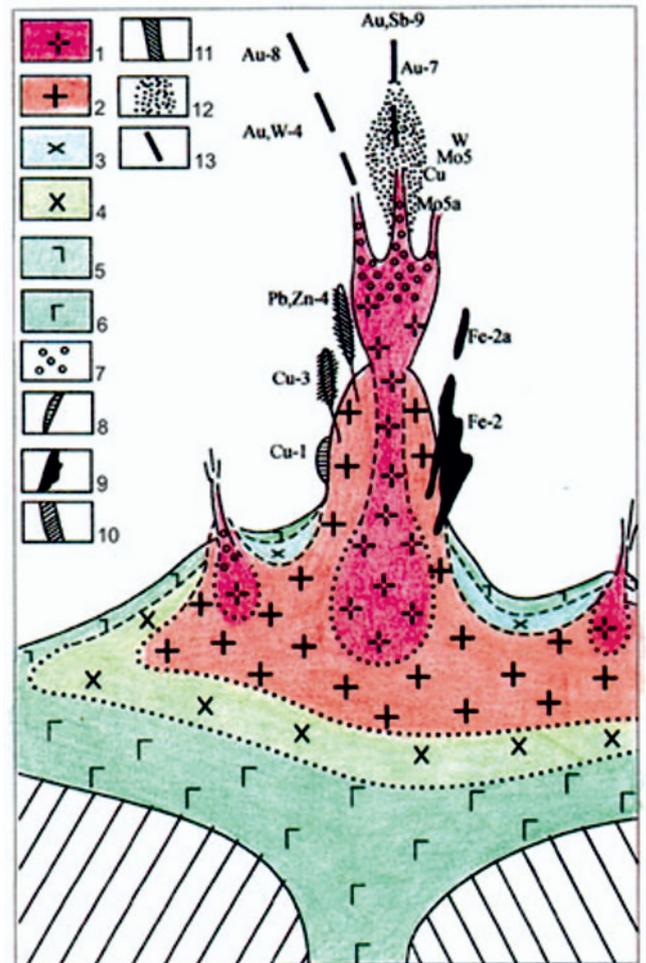
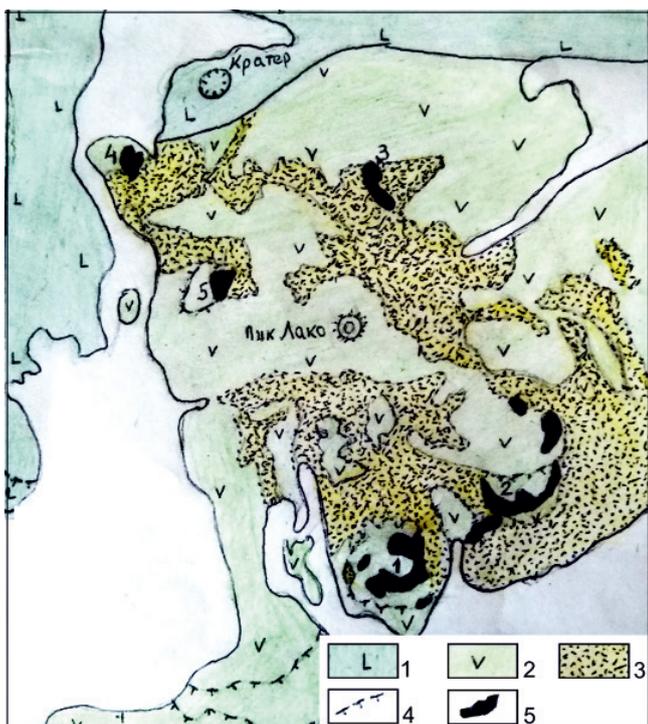


Рис. 5. Концептуальная схема строения гранитоидной рудно-магматической системы

1 – лейкограниты; 2 – биотитовые граниты; 3 – монцодиориты; 4 – диориты; 5 – субщелочные габбро; 6 – габбро, меланогаббро; 7 – область флюидизации; 8 – меднорудные скарны (Cu-1-пирротин-пирит-халькопиритовая формация); 9 – железорудные скарны (Fe-2-скарново-магнетитовая формация, Fe-2a-гидросиликатный минеральный тип); 10 – редкометалльные скарны (Си-3-шеелит-молибденит-халькопиритовая формация); 11 – полиметаллические скарны (Pb-Zn-4-медно-полиметаллическая формация); 12 – область порфиrowого 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-эпитермальна́я золото-антимонитовая)

состава. Потенциальная склонность флюидизированного гранитного расплава к ликвации становится неизбежной, поскольку такой расплав термодинамически крайне неустойчив. И достаточно небольшого падения давления и температуры, чтобы ликвация приобрела массовое выражение, что и происходит на фронте рудообразующих апофиз.

В результате высокофлюидизированный рудообразующий расплав – «рудная магма» – исчезает, расщепляясь на силикатный, гидротермальный и рудный ликваты. Наглядно этот процесс проявился на вулкане Лако (Чили) в центральной части Анд



**Рис. 6.** Геологическая схема вулкана Лако по К. Парку и др. Вулканисты: 1 – четвертичные основного состава, 2 – поздне-третичной серии Лако; 3 – гидротермально измененные породы; 4 – границы лавовых потоков; 5 – магнетитовые лавы – рудные тела (1 – Лако Сюр, 2 – Лако-Натре, 3 – Родадос Неграс, 4 – Сан-Висенте Бахо, 5 – Сан-Висенте Альто)

(выс. 4300–4390 м). Поздне-третичные вулканические породы здесь сложены обширными лавами андезитов (около 10 м) и перекрывающимися их редкими локальными потоками риолитовых игнимбритов и пирокластов. Завершают вулканизм мелкие и очень мелкие излияния магнетитовой лавы из паразитных трещинных каналов по периферии пика Лако. Пять более крупных рудных тел в сумме составляют в сумме 50–70 млн т (рис. 6). Подлежащие андезиты сильно гидротермально изменены (пиритизация, эпидотизация, осветление). С удалением от контакта степень изменения (хлоритизация, актинолитизация) ослабевает [7].

Рудные тела по морфологии аналогичны базальтовым потокам, имеют караваяобразную форму, внешняя округлая граница обращена вниз по склону. Поверхность рудных залежей или грубо глыбовая, или гладко-волнистая с языковидными ответвлениями. Внутреннее строение неоднородное: то массивное, то (чаще) пористое, ноздреватое, пузыристое. В краевых участках обычны флюидальные текстуры, во внутренних встречаются вертикальные пустотелые трубчатые каналы от удалявшихся газов. Все это говорит о том, что рудные тела действительно являются лавовыми потоками. Они на 95 % представлены окислами железа (магнетит, маггемит, гематит, лепидокрокит); постоянно присутствуют кварц, плагиоклаз, актинолит; встречаются скаполит и апатит.

К. Кларк, Дж. Сперр и многие другие вслед за ними рассматривали магнетитовые лавы Лако как рудные магмы, отделявшиеся непосредственно от очага. Но это совсем не так. Тесная пространственно-временная сопряженность риолитовых игнимбритов, гидротермальных метасоматитов и магнетитовых лав свидетельствует об их сопроисхождении, генетической общности как производных единого процесса ликвационного распада остаточного кислого расплава, обогащенного летучими и железорудными компонентами и отифференцированного от исходной андезитовой магмы.

Магнетитовая лава – это лишь рудный ликват предельно обогащенного летучими и рудными элементами кислого расплава («рудной магмы»). А наблюдать его и здесь невозможно, даже в реликтах. «Рудная магма» так и остается ненаблюдаемым явлением, неосознаваемым понятием. Ближе всего к ней – иногда встречающиеся на железорудных месторождениях дайки порфирита с высоким (промышленным или близким к нему) содержанием магнетита. Но в этом отношении они не изучены, потому данную гипотезу следует считать лишь предположением. С общих принципиальных позиций ликвационные процессы и рудоотложение происходят многократно с закономерной сменой состава. В первую очередь отделяются труднорастворимые в кислом расплаве летучие ( $N$ ,  $NH_3$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$ ,  $CH_4$ ) и связанные с ними также труднорастворимые металлы группы железа, а в конце – наиболее растворимые  $Cl$ ,  $F$ ,  $B$ ,  $Sn$ ,  $Au$ ,  $Pb$ ,  $Zn$ . Временная последовательность рудоотложения предопределяет пространственную ее зональность. Ранние продукты размещаются в самой апофизе и близко от нее, а поздние – на удалении, но контролируются одной структурной обстановкой, что свидетельствует о связи их с одним источником. Поэтому разнотипное пространственно-структурно сближенное оруденение одного рудного поля следует рассматривать как звенья одной рудно-магматической системы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакуменко И. Т. Процессы магматического петрогенезиса по данным изучения включений минералообразующих сред // Геология и геофизика. – 1986. – № 7. – С. 125–133.
2. Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества // Геохимия. – 1972. – № 2. – С. 1515–1541.
3. Борщевский Ю. А. Природа гидротермальных рудоносных флюидов по данным изотопии кислорода и водорода // Геохимия. – 1980. – № 11. – С. 1650–1661.
4. Маракушев А. А., Панях Н. В., Зотов Н. А. Новые представления о происхождении месторождений благородных металлов кварцево-рудных формаций // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. – М.: ИГЕМ, 2008. – С. 136–139.



5. Масуренков Ю. П. Вулканы над интрузиями. – М.: Наука, 1979. – 219 с.

6. Садур О. Г. Моделирование геологических сред на основе вычисления их плотности и магнитных характеристик в классе сложного распределения масс при решении различных геологических задач // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 1. – С. 96–101.

7. Старостин В. И. Роль расплавов в формировании рудных месторождений // Основные проблемы в рудообразовании и металлогении. – М.: Наука, 1990. – С. 137–153.

8. Устиев Е. К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности. – М.: Наука, 1969. – С. 5–43.

9. Хомичев В. Л. Вертикальная зональность медно-молибденовой формации Кузнецкого Алатау // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2021. – № 3. – С. 1–11.

10. Хомичев В. Л. Гипербазиты-пикробазиты и хромитовое оруденение // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2019. – № 3. – С. 94–105.

11. Хомичев В. Л. Рудно-магматическая система медно-молибденовых месторождений. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. – 296 с.

12. Хомичев В. Л. Рудно-магматическая система месторождений золота. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2019. – 340 с.

13. Хомичев В. Л. Рудно-магматическая система полиметаллических месторождений. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2020. – 159 с.

14. Хомичев В. Л. Петрологическая основа гранитоидных рудно-магматических систем. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2016. – 286 с.

15. Хомичев В. Л. Плутоны – дайки – оруденение. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2016. – 243 с.

16. Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: тр. 2-го Всесоюз. петрогр. совещ. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 142–149.

17. Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В. Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца // Кислый вулканизм. – Новосибирск: Наука, 1973. – С. 4–39.

18. Ярмолюк В. В. Источники магматической воды и динамика летучих в магматическом процессе // Вулканология и сейсмология. – 1982. – № 3. – С. 48–50.

## REFERENCES

1. Bakumenko I.T. [Process of magmatic petrogenesis according to data from studying inclusions of mineralizing media]. *Geologiya i geofizika*, 1986, no. 7, pp. 125–133. (In Russ.).

2. Barsukov V.L., Dmitriev L.V. [About the upper mantle of the Earth as a possible source of an ore

matter]. *Geokhimiya*, 1972, no. 2, pp. 1515–1541. (In Russ.).

3. Borshchevskiy Yu.A. [Nature of hydrothermal ore-bearing fluids using the isotope data of oxygen and hydrogen]. *Geokhimiya*, 1980, no. 11., pp. 1650–1661. (In Russ.).

4. Marakushev A.A. Paneyakh N.V., Zotov N.A. [New concepts on the origin of noble metal deposits of quartz-ore formations]. *Problemy geologii rudnykh mestorozhdeniy, mineralogii, petrologii i geokhimii. Materialy nauch. konf., posvyashch. 100-letiyu so dnya rozhdeniya akad. F.V.Chukhrova* [Problems of Geology of Ore Deposits, Mineralogy, Petrography, and Geochemistry. Proceedings of the Conference on the 100<sup>th</sup> Anniversary of Acad. F.V. Chukhrov]. Moscow, IGEM RAS Publ., 2008, pp. 136–139. (In Russ.).

5. Masurenkov Yu.P. *Vulkany nad intruziyami* [Volcanoes above intrusions]. Moscow, Nauka Publ., 1979. 219 p. (In Russ.).

6. 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, pp. 96–101. (In Russ.).

7. Starostin V.I. [The role of melts in the formation of ore deposits]. *Osnovnyye problemy v rudoobrazovanii i metallogenii* [Main problems in ore formation and metallogeny]. Moscow, Nauka Publ., 1990, pp. 137–153. (In Russ.).

8. Ustiev E.K. *Geologicheskiye i petrologicheskiye aspekty problemy vulkano-plutonicheskikh formatsiy i ih rudosnosnosti* [Geological and petrological components of the problem of volcano-plutonic formations and their ore content]. Moscow, Nauka Publ., 1969, pp. 5–43. (In Russ.).

9. Khomichev V.L. [Vertical zoning of copper-molybdenum formation of the Kuznetsk Alatau (Khakassia)]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2021, no. 4, pp. 3–11 (In Russ.).

10. Khomichev V.L. [Hyperbasites-picrobasites and chromite mineralization]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2019, no. 3, pp. 94–105. (In Russ.).

11. Khomichev V.L. *Rudno-magmaticheskaya sistema medno-molibdenovykh mestorozhdeniy* [Ore-magmatic system of copper-molybdenum deposits]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2018. 296 p. (In Russ.).

12. Khomichev V.L. *Rudno-magmaticheskaya sistema mestorozhdeniy zolota* [Ore-magmatic system of gold deposits]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2019. 340 p. (In Russ.).

13. Khomichev V.L. *Rudno-magmaticheskaya sistema polimetallicheskikh mestorozhdeniy* [Ore-magmatic system of poly-metallic deposits]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2020. 159 p. (In Russ.).

14. Khomichev V.L. *Petrologicheskaya osnova granitoidnykh rudno-magmaticheskikh sistem* [Pet-



rological foundation for granitoid ore-magmatic systems]. Novosibirsk: SNIIGiMS Publ., 2016. 286 p. (In Russ.).

15. Khomichev V.L. *Plutony – dayki – orudneniye* [Plutons – dikes – mineralization]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 2010. 243 p. (In Russ.).

16. Shakhov F.N. [On the origin of granite magmas and ore deposits]. *Magmatizm i svyaz s nim poleznykh iskopayemykh: trudy 2-go Vsesoyuznogo petrograficheskogo soveshchaniya* [Magmatism and its connec-

tion with minerals: Proceedings of the 2<sup>nd</sup> All-Union Petrographic Conference]. Moscow, AS USSR Publ., 1960, pp. 142–149. (In Russ.).

17. Erlikh E.N., Melekestsev I.V. [Quaternary acid volcanism of the Western Pacific Rim]. *Kisllyy vulkanizm* [Acid Volcanism]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1973, pp. 4–39. (In Russ.).

18. Yarmolyuk V.V. [Sources of magmatic water and dynamics of volatiles in magmatic process]. *Vulkanologiya i seysmologiya*, 1982, no. 3, pp. 48–50. (In Russ.).

© В. Л. Хомичев, 2022



УДК 556.55:546.791.2

## ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА В КОМПОНЕНТАХ ОЗЕРНЫХ СИСТЕМ, РАСПОЛОЖЕННЫХ В СТЕПНОМ ЛАНДШАФТЕ ЮГА СИБИРИ (КУЛУНДИНСКАЯ И ТАЖЕРАНСКАЯ СТЕПЬ)

В. Д. Страховенко, Е. А. Овдина, Г. И. Малов

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

Исследованы малые озера, расположенные компактно на небольших территориях в степном ландшафте разных районов Сибири. Выявлены высокие содержания урана в водах озер гидрокарбонатно-натриевого состава с высокой щелочностью, а также повышенные его концентрации в донных отложениях некоторых озер. Установлено, что в данных озерах на фоне преобладающей терригенной фракции (кварц, полевые шпаты) в результате хемогенных и биогенных процессов осаждаются карбонаты при участии углекислого газа, который формируется за счет бактериальной деструкции органического вещества. Показано, что в донных отложениях преобладают карбонаты кальцит-доломитового ряда и за счет деструкции органического вещества создаются восстановительные условия. При кристаллизации карбонатов происходит сорбция урана вновь образованными минералами.

**Ключевые слова:** озера, геохимия, минералогия, уран, сухостепной ландшафт.

## FEATURES OF THE URANIUM DISTRIBUTION IN THE COMPONENTS OF LAKE SYSTEMS LOCATED IN THE STEPPE LANDSCAPE OF SOUTH SIBERIA (KULUNDA AND TAZHERANY STEPPE)

V. D. Strakhovenko, E. A. Ovdina, G. I. Malov

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

Small lakes located compactly on small territories in the steppe landscape of different regions of Siberia have been studied. High uranium contents in waters of lakes of sodium bicarbonate composition with high alkalinity, as well as increased concentrations of uranium in the bottom sediments of some lakes were revealed. It has been determined that carbonates are deposited in these lakes against the background of the predominant terrigenous fraction (quartz, feldspars) as a result of chemogenic and biogenic processes with the participation of carbon dioxide gas, which is formed due to the bacterial destruction of organic matter. Calcite-dolomite carbonates are shown to be predominated in the bottom sediments, and reducing conditions are created due to the destruction of organic matter. During the carbonate crystallization the U sorption occurs by newly formed minerals.

**Keywords:** lakes, geochemistry, mineralogy, uranium, dry steppe landscape.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-88-99

Изучение современной седиментации в озерах важно для понимания закономерностей процессов континентального осадконакопления и установления индикаторных особенностей новообразованных минералов. Анализ литературы, посвященной вопросам континентального седиментогенеза [4, 18, 20], показал, что большинство работ опирается в основном на данные изучения главных компонентов и абсолютный приоритет отдается исследованиям крупных озер. Например, особый интерес вызывает минералообразование в результате биогеохимических процессов превращения вещества взвеси в водах в донные отложения (ДО) с образованием аутигенных минералов с переменными валентными элементами, которые могут служить индикаторами условий генезиса [1, 8, 24, 25].

Исследование отдельно взятого озера в системе компактно расположенных озер в одинаковых ландшафтно-климатических, геолого-геохимических условиях и их сравнительный анализ позволяют оценить эволюцию природных вод, ДО и факторы, определяющие их геохимическую специфику. Накопление микроэлементов в водах озер может

происходить за счет процессов их выщелачивания из горных пород поверхностными и/или подземными водами. Согласно исследованиям геологических партий «Березовгеология» и «Волковгеология», урановое гидрогенное оруденение как приурочено к границе выклинивания региональной зоны пластового окисления, так и локализуется в палеорусловых структурах в рыхлых отложениях Западно-Сибирской плиты [2]. На юге региона в глинистых и песчано-глинистых отложениях неогена и верхнего палеогена Кулундинской впадины на небольшой глубине фиксируются ураноносные зоны с содержанием U 0,01–0,06 %. Рудоносны аллювиальные отложения дельтовой фации – сероцветные окисленные пески, алевриты и лигниты. Так, например, в Рубцовском рудном узле выявлена целая сеть палеодолин базального типа с ураноносными зонами, врезанных в высокорadioактивные граниты фундамента. К ним приурочены месторождения урана с урановыми залежами в базальной части палеорусла. Палеодолины выполнены аллювиальными отложениями верхнеолигоцен-нижнемиоценового возраста и перекрыты глинистыми породами верх-



него неогена. В них имеются признаки урановой гидрогенной минерализации в связи с выклиниванием зон окисления. Осложняющий фактор – перехват различных инфильтрационных потоков эрозионно-тектоническими котловинами многочисленных озер, опоясывающих складчатую область [2].

Некоторые авторы связывают химическое осаждение U в процессе седиментогенеза с его восстановлением ниже границы зоны кислородного насыщения [13]. В то же время в ряде научных статей зарубежных авторов показано, что подвижность форм урана определяется не только окислительно-восстановительными условиями и pH вод, но и биогеохимическими процессами (т. е. наличием органического вещества и его взаимодействием с гидроксидами железа и марганца) [29 и др.]. Окислительно-восстановительный потенциал пары  $U^{4+}/U^{6+}$  таков, что оксиды  $Mn^{(3+/4+)}$  и  $Fe^{3+}$  должны быть эффективными ее окислителями. Сорбция урановых комплексов на гидроокислах железа сильно уменьшается в присутствии органического вещества и/или конкурирующих катионов, таких как  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  [22]. Другими исследователями определено, что в результате бактериальных процессов резко уменьшается концентрация  $U^{4+}$  в водной фазе за счет образования нерастворимых соединений  $U^{4+}$  [24, 30]. Установлено, что  $U^{4+}$  в геологической среде формирует молекулярные комплексы, которые связаны с биомассой [25, 31]. Особенно это актуально для содовых озер, имеющих стабильно высокий pH (около 9 и выше) и расположенных в криоаридном климате на территории Сибири. В этих озерах развиваются экстремофильные альгоценозы, кислородными продуцентами которых служат цианобактерии и водоросли [5].

Цель работы – на основе биогеохимических и гидрогеохимических исследований выявить концентрации урана в компонентах малых озерных систем, расположенных в степной зоне юга Сибири, и оценить главные факторы концентрирования в них урана.

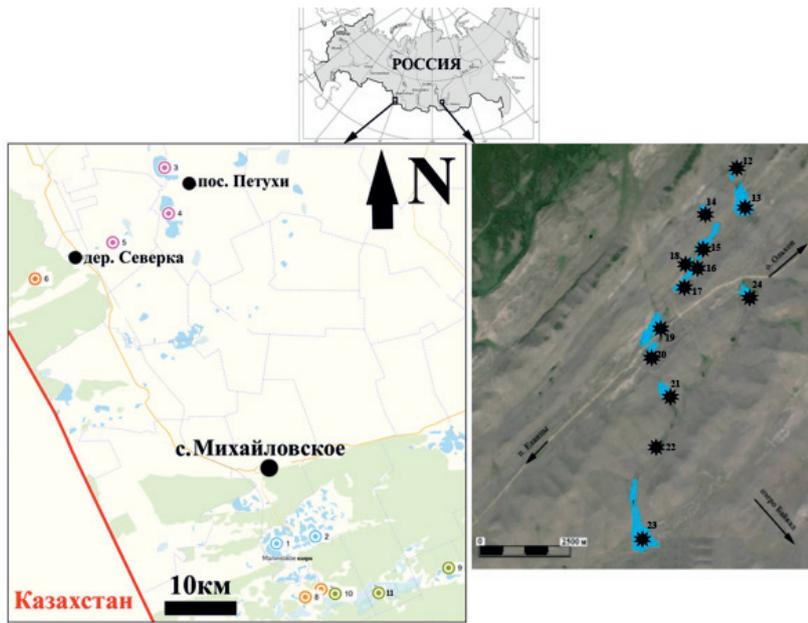
В основу исследования положены материалы, собранные в течение 2005–2020 гг. ДО отобраны с катамарана пробоотборником с цилиндрическим вакуумным затвором на глубине до 2 м. На месте отбора проводился оперативный анализ нестабильных параметров воды: показателей pH, общей минерализации воды с помощью портативного анализатора жидкости серии «АНИОН-7000». Потенциометрическим методом определяли pH (предел допускаемой основной абсолютной погрешности измерения – ед.  $pH \pm 0,02$ ). Кондуктометрическим методом определяли общую минерализацию воды (предел допускаемой основной относительной погрешности измерения в пересчете на хлористый натрий  $\pm 3\%$ , но не менее значения нижнего предела диапазона измерения). Содержание  $O_2$  измеряли методом определения биохимического потребления кислорода (в мг/л) за пять суток (БПК5) (при

температуре 20 °С). Определение БПК5 проводилось сотрудниками ИВЭП СО РАН в первоначальной пробе по разности между содержанием кислорода до и после инкубации в течение пяти суток без доступа кислорода и света.

Керн ДО изучался послойно. Макро- и микро-элементный состав озерных вод, почв и ДО определялся методом атомной абсорбции (спектрометр «Solaar M6», Thermo Electron, США, снабженный зеемановским и дейтериевым корректором фона; аналитики Л. Д. Иванова, Л. Н. Букреева, О. А. Савина). Контроль правильности осуществлялся методом добавок и по государственным стандартным образцам. Элементный анализ образцов (донных отложений, воды, почв) выполнен методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на масс-спектрометре высокого разрешения «ELEMENT» (Finnigan MAT, США) с пневматическим концентрическим распылителем Майнхарда (аналитики И. В. Николаева, С. В. Палесский). Фильтраты воды были также проанализированы на макро- и микроэлементы в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН (Владивосток) и ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск) (47 проб). Основные катионы и анионы определялись методом жидкостной ионной хроматографии на анализаторе «HPLC-10AVp» (Shimadzu, Япония), а органический углерод – методом ИК-детектирования на анализаторе «TOC-V» (Shimadzu, Япония). Определение содержания РЗЭ в водных средах выполнено с помощью масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500 (Agilent Technologies, США) в ДВГИ ДВО РАН (аналитик Е. В. Еловский). Измерения проводили методом градуировочного графика с использованием мультиэлементного стандартного образца Multi-Element Calibration Standard-1 (Agilent Technologies, США), из которого весовым методом готовились следующие калибровочные точки: 50, 100, 500 ppt; 1, 5, 10, 50, 100, 500 ppb. Предел определения (15s) редкоземельных элементов следующий (ppm): Ce 18; La, Nd 13; Sm 7; Gd, Dy 5; Pr 4; Er, Yb 2; Eu, Tb, Ho, Tm, Lu 1. Ошибка измерения всех РЗЭ не более 5 % RSD.

Минеральный состав ДО изучался методами рентгеновской дифрактометрии (XRD). Исследование морфологии, фазового и химического состава ДО проводилось на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ). Для выявления генезиса сапропеля, формирующегося в разных озерах, отобраны пробы первичного сапропелеобразующего материала (фитопланктон, фотосинтетические пигменты, зоопланктон, фитобентос и фитоперифитон, макрофиты, укосы на биомассу, геоботанические описания). Образцы доминирующих видов растений изучены концентрированием в них микроэлементов.

Объекты исследования – озера Малиновое, Каратан, Танатар 4, Танатар 6, Рублево, Демкино, Пресное, Петухово у д. Северка, Петухово у пос. Пе-



**Рис. 1.** Схема расположения озер Кулундинской равнины

1 – Малиновое; 2 – Каратан; 3 – Петухово (пос. Петухи); 4 – Куричье; 5 – Желтырь; 6 – Петухово (д. Северка) (бор); 7 – Танатар-4; 8 – Танатар-6; 9 – Пресное; 10 – Демкино; 11 – Рублево и Тажеранской степи (Прибайкалье); 12 – Хара-Нур; 13 – Гызги-Нур; 14 – Круглое; 15 – Нуху-Нур; 16 – Гурби-Нур; 17 – Матовое; 18 – Скалистое; 19 – Холбо-Нур; 20 – Шалар-Нур; 21 – Цаган-Тырма; 22 – Мелкое; 23 – Намши-Нур; 24 – Придорожное

тухи, Желтырь, Куричье и др., расположенные на территории Кулундинской степи и озера Тажеранской системы (Круглое, Хара-Нур, Гызги-Нур, Холбо-Нур, Нуху-Нур, Гурби-Нур, Скалистое, Шалар-Нур, Намши-Нур, Придорожное, Цаган-тырма) и др. (Прибайкалье) (рис. 1).

Исследования по геохимии и минералогии ДО и вод Тажеранских озер опубликованы в серии научных статей, в том числе и нами [1, 6, 11]. Выявленное разнообразие геохимии озерных вод связано с процессами трансформации поступающих в озера подземных вод с формированием содовых и содово-сульфатных вод. ДО сложены обломочной фракцией (полевые шпаты, кварц и биотит, их состав отвечает составу минералов горных пород площадей водосбора), аутигенными карбонатами различного состава и рентгеноаморфным органическим веществом [1].

Исследователи разных лет детально изучали воды озер Кулундинской степи. Одни авторы выявили взаимосвязь между химическим составом природных вод (грунтовыми, поверхностными), типами почв и генезисом солей в озерах и почвах региона [7, 10, 12]. Отмечается, что к зонам распространения подзолистых (боровых) почв, которые расположены на песчаных террасах и днищах ложбин древнего стока, приурочены карбонатные воды, с преобладанием бикарбонатов Na. В зонах распространения черноземов и каштановых почв чаще всего ожидаемы озера с сульфатными и сульфатно-хлоридными водами, для которых характерно отсутствие соды [12]. Другими авторами установлено отсутствие четких корреляций между географической зональностью и зональностью вод озер Кулундинской степи. Они утверждают, что генезис солей в озерах определяется главным образом характером подземных вод [19]. Полученные нами данные по химическому составу вод озер изучаемой территории показали, что к зонам рас-

пространения подзолистых почв приурочены карбонатные воды с преобладанием бикарбонатов натрия, к зонам распространения лугово-степных солонцеватых почв – озера с сульфатно-бикарбонатными и сульфатно-хлоридными водами. Установлено отсутствие четких корреляций между географической зональностью и зональностью вод озер Кулундинской степи [14].

### Полученные результаты

Ранее в водах части изученных озер авторами выявлены высокие концентрации урана [1, 15, 17]. Аналитические данные по химическому составу вод, содержанию U в воде, ДО и почвах водосборных площадей озер Тажеранской и Кулундинской степи приведены в таблице.

Согласно данным анализов XRD и СЭМ установлено, что в составе донных отложений озер Кулундинской степи присутствуют минералы обломочной (кварц, полевые шпаты, слюды, хлорит) и аутигенной (различные карбонаты, аморфный кремнезем, пирит) фракций.

В данных озерах преобладают биохемогенные процессы осаждения карбонатов при участии углекислого газа, который формируется за счет бактериальной деструкции органического вещества, а также карбонатов биохемогенного генезиса [16, 17].

Статистическая обработка массива аналитических данных показала возможность сравнения выборок. В основном выборки имеют либо нормальное, либо логнормальное распределение изученных элементов. На основе аналитических данных проведен кластерный анализ, посчитаны парные коэффициенты корреляции между макро- и микроэлементами в ДО и воде, РЗЭ и другими элементами в составе изучаемых донных отложений и почв водосборных площадей.

Высокие коэффициенты корреляции между содержанием U в озерных водах и с суммой  $CO_3$ ,



Химический состав вод и значения концентраций урана в воде (В), донных отложениях (ДО) и почве (П) малых озер

Озеро	М, г/л	Формула Курлова	Состав воды	pH	U (В), мг/л	U (ДО), г/т	U (П), г/т
<i>Кулундинская степь</i>							
Малиновое	396	<u>Cl 85 [SO4 14]</u> Na 94 [Mg 6]	Хлоридная натриевая	7,8	0,025	3,9	2,1
Каратан	15,2	<u>Cl 50 SO4 32 HCO3 18</u> Na 99	Гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридная натриевая	9,5	0,04	41,7	2,5
Петухово (Петухово)	54,2	<u>Cl 77 [SO4 22]</u> Na 70 Mg 30	Хлоридная магниевое-натриевая, рассол	7,9	0,031	18,3	2,1
Куричье	67,0	<u>Cl 76 [SO4 23]</u> Na 69 Mg 28	Хлоридная магниевое-натриевая, сильносоленая	8,2	0,032	8,6	1,5
Желтырь	19,8	<u>Cl 76 [SO4 23]</u> Na 69 Mg 28	Хлоридная магниевое-натриевая, сильносоленая	9,5	0,43	11,4	2,3
Петухово (Северка)	62,7	<u>HCO3 58 Cl 38</u> Na 99	Гидрокарбонатная натриевая, соленая	9,8	0,39	8,7	1,3
Танатар 4	2,4	<u>HCO3 82 Cl 15</u> Na 93Mg6	Гидрокарбонатная натриевая, соленая	9,5	0,01	3,1	2,2
Танатар 6	23,4	<u>Cl 50 HCO3 39 [SO4 11]</u> Na 100	Гидрокарбонатно-хлоридная натриевая, рассол	9,9	0,31	2,6	1,4
Пресное	0,7	<u>HCO3 63 Cl 24 [SO4 13]</u> Na 41 Ca 33 Mg 26	Хлоридно-гидрокарбонатная магниевое-кальциевое-натриевая, пресная	7	0,0003	5,3	2,9
Демкино	2,1	<u>HCO3 89 Cl 9</u> Na 66Mg30	Гидрокарбонатная магниевое-натриевая, соленая	8,95	0,0003	1,4	1,1
Рублево	2,6	<u>HCO3 94 Cl 5</u> Na 67Mg23	Гидрокарбонатная магниевое-натриевая, соленая	9,1	0,0002	1,1	1,0
<i>Тажеранская степь</i>							
Хара-Нур	0,5	<u>HCO3 76 [SO4 21]</u> Mg 48 Na 28 [Ca 24]	Гидрокарбонатная натриево-магниевая, пресная	8,3	0,27	7	1,1
Гызги-Нур	1,1	<u>HCO3 62 SO4 33 [Cl 5]</u> Mg 59 Na 35 [Ca 6]	Сульфатно-гидрокарбонатная натриево-магниевая, слабopесная	9,4	0,06	3	1,4
Круглое	1,4	<u>HCO3 88 [SO4 10]</u> Mg 72 [Na 24]	Гидрокарбонатная магниевая, слабopесная	9,6	0,04	1,7	1,2
Нуху-Нур	1,3	<u>HCO3 56 SO4 37 [Cl 6]</u> Mg 56 Na 36 [Ca 8]	Сульфатно-гидрокарбонатная натриево-магниевая, слабopесная	9,3	0,08	1,3	1,8
Гурбу-Нур	5,1	<u>SO4 60 HCO3 29 [Cl 11]</u> Na 59 Mg 40	Гидрокарбонатно-сульфатная магниевое-натриевая, сильносоленая	9,7	0,10	2,4	2,2
Матовое	5,2	<u>SO4 60 HCO3 29 [Cl 11]</u> Na 59 Mg 40	То же	10,4	0,08	9	2,2
Скалистое	3,9	<u>SO4 53 HCO3 36 [Cl 11]</u> Na 53 Mg 46	Гидрокарбонатно-сульфатная магниевое-натриевая, соленая	9,5	0,06	14	1,1
Холбо-Нур	5,6	<u>SO4 77 [Cl 15 HCO3 8]</u> Na 51 Mg 46	Сульфатная магниевое-натриевая, соленая	9,5	0,22	6	2,4
Шалар-Нур	6,3	<u>SO4 79 [Cl 15 HCO3 6]</u> Na 49 Mg 47	То же	9,3	0,20	11	2,3
Цаган-Тырм	20,0	<u>Cl 63 SO4 31 [HCO3 6]</u> Na 75 [Mg 24]	Сульфатно-хлоридная натриевая, сильносоленая	9,7	0,22	34	1,8
Мелкое	3,5	<u>SO4 70 [HCO3 21 Cl 9]</u> Mg 60 Na 39	Сульфатная натриево-магниевая, соленая	9,5	0,25	20	1,7
Намши-Нур	2,1	<u>HCO3 47 SO4 43 [Cl 9]</u> Na 53 Mg 44	Сульфатно-гидрокарбонатная магниевое-натриевая, слабopесная	9,6	0,24	17	2,8
Придорожное	9,5	<u>SO4 61 HCO3 31 [Cl 8]</u> Na 78 [Mg 22]	Гидрокарбонатно-сульфатная натриевая, сильносоленая	10,2	0,31	11	1,3

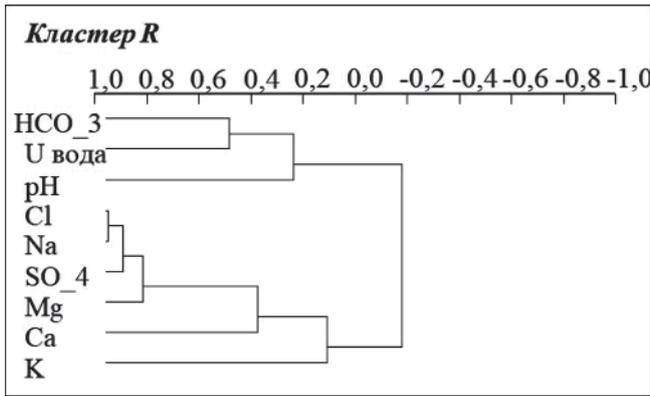


Рис. 2. Дендрограмма кластер-анализа R-типа содержания макроэлементов и урана в водах озер (44 пробы)

$\text{HCO}_3$ -ионов и pH раствора озерных вод подтвердило известный факт, что содовые щелочные воды озер способствуют накоплению урана в форме карбонатных комплексов уранил-иона, который образует легкорастворимые соединения (рис. 2).

В озерах воды с pH больше 8,5 благоприятствуют высокой подвижности уранил-карбонатных соединений натрия  $\text{Na}_4[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]$ , которые становятся неустойчивыми при  $\text{pH} > 9,5$  с образованием плохо растворимых оксидов урана  $\text{Na}_4 \rightarrow [\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3] + 2\text{NaOHUO}_3 + 3\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O}$ . Сравнение концентраций урана в водах озер Каратан и Танатар 6 (Кулундинская степь), Скалистое и Холбо-Нур (Тажеранская степь) позволяет утверждать, что накопление урана в таких водах происходит только при высокой их метаморфизации. Соединения урана могут попадать в озеро в результате разгрузки подземных вод, и далее за счет испарения озерных вод в условиях аридного климата могут накапливаться до высоких концентраций.

Отсутствие же высокой положительной корреляции между содержанием урана в ДО и водах, ДО и почвах указывает на то, что накопление урана в ДО происходит в результате сочетания нескольких факторов: за счет его высоких концентраций в озерных водах (при высокой степени метаморфизации вод и резкой смене гидрогеохимического режима) и/или поступления почвенных частиц (частиц почвообразующего субстрата), терригенных минералов с высоким содержанием урана с водосборной площади (рис. 3).

В результате кластерного анализа R-типа, выполненного по аналитическим данным содержания элементов в ДО озер с разными концентрациями урана в них (от низких до высоких) (рис. 4, а), выделены три основные группы с отрицательным коэффициентом корреляции между ними. В первой представлены петрогенные элементы, составляющие терригенную часть ДО, и в основном все микроэлементы – клаустофилы. И именно в ней находится уран, имеющий тесную положительную связь с Th и PЗЭ. Это указывает на то, что уран в виде изоморфной примеси присутствует в акцессорных минералах. Изучение с использованием

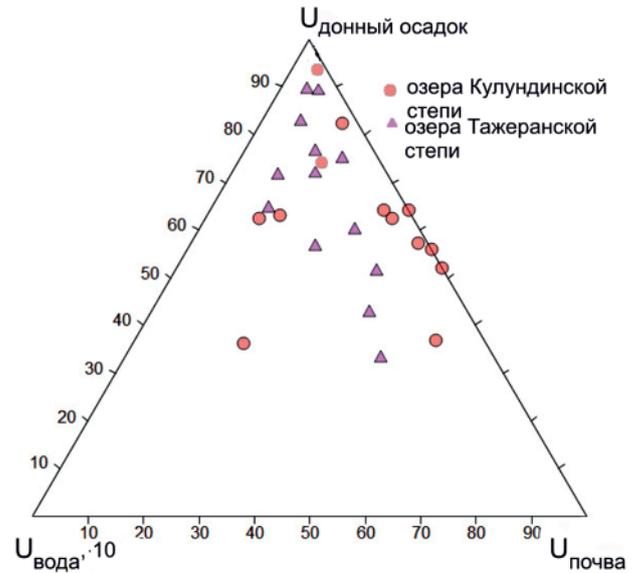
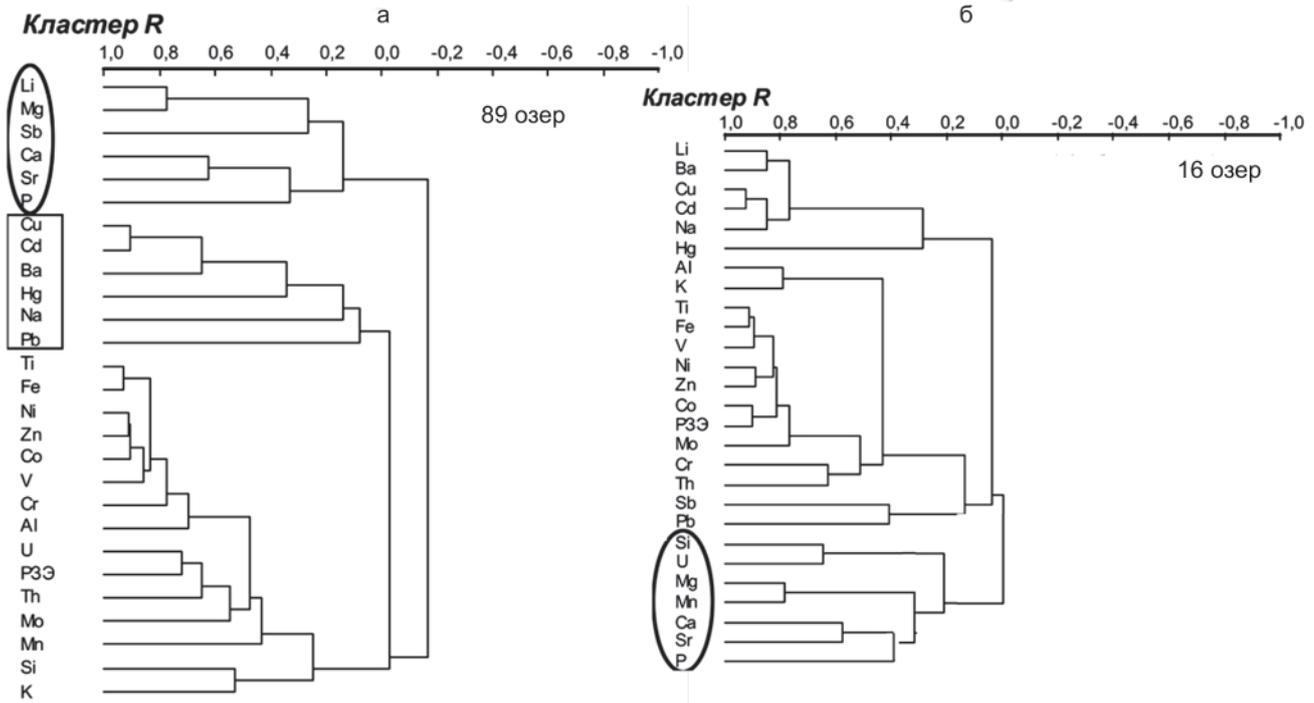


Рис. 3. Треугольник Ферре соотношения содержания урана в различных компонентах озерных систем. Концентрации урана (мг/л) в воде увеличены в 10 раз, концентрации урана в донных отложениях и почвах в мг/кг

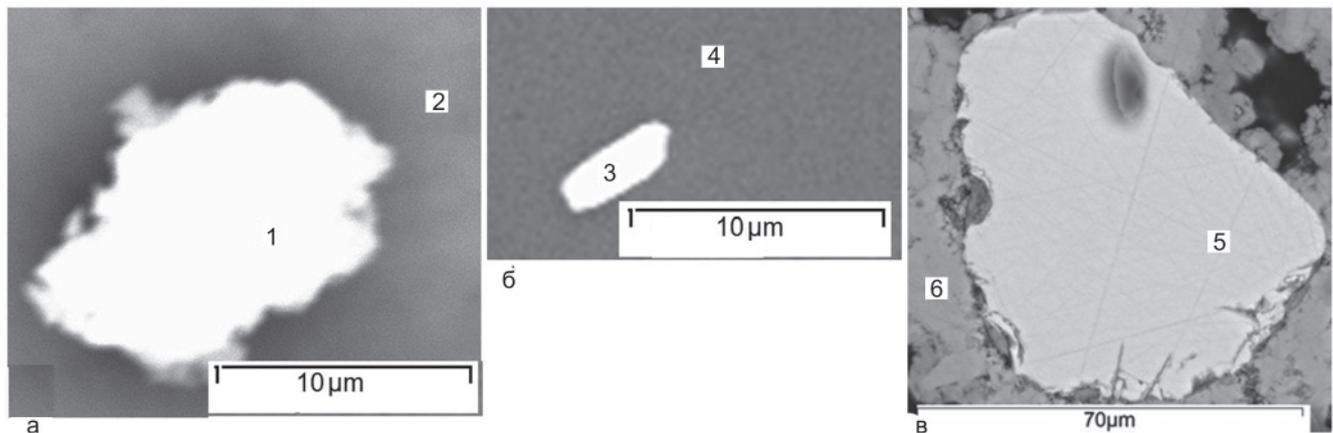
СЭМ подтвердило данное предположение: уран в виде изоморфной примеси выявлен в цирконе, апатите, монаците (рис. 5). Вторая группа Ca, Sr, Mg – карбонатофилы, с ними связаны Li, Sb, P. Скорее всего, присутствие фосфора в данной подгруппе указывает на биохемогенное образование карбонатов. Это также подтверждается изотопными характеристиками изученных карбонатов и органического вещества [27].

В третьей группе объединены Cu, Cd, Hg, Pb, Ba, Na, генезис ее неочевиден. С одной стороны, в ней отмечены Cu, Cd, Hg, Pb, обычно связанные с сорбцией органическим веществом. С другой стороны, Ba, Na в донных отложениях изучаемых озер присутствуют в составе полевых шпатов (обломочной фракции) и в минералах хемогенной фракции (барите, троне, галите, гейлюссите, соде, тенардите и некоторых других). В данном случае можно предположить участие микробактерий при осаждении различных солей – троны, гейлюссита, барита, соды.

В результате кластерного анализа R-типа, выполненного по аналитическим данным содержания элементов в ДО озер только с высокими концентрациями U ( $>10$  мкг/кг) (см. рис. 4, б), также выделены три основные группы с отрицательным коэффициентом корреляции между ними, очень схожие с предыдущими. Только U совместно с Si обособлены в отдельную подгруппу, которая связана положительной корреляцией со второй группой – карбонатной. Si в донных отложениях изученных озер на 25–60 % присутствует в виде биогенного кремнезема скелетов диатомовых и остатков макрофитов, а остальная часть (40–75 %) – в виде зерен кварца и силикатов обломочной фракции. Возможно, что U сорбируется органическим веществом и захоранивается в донных отложениях в результате обра-



**Рис. 4.** Дендрограмма кластер-анализа R-типа содержаний макро- и микроэлементов в донных отложениях озер, аналитические данные по озерам Кулундинской и Тажеранской степи: а – по всем 89, б – по 16 с высоким содержанием урана в донных отложениях



**Рис. 5.** Микрофотографии акцессорных минералов в донных отложениях озер Малиновое (а), Холбо-Нур (б) и Петухово (Северка) (в), выполненные с использованием СЭМ

1 – зерно циркона, с изоморфной примесью урана около 1,5%; 2 – мелкокомковатый агрегат высокомагнезиального кальцита; 3 – зерно циркона, с изоморфной примесью урана около 2,5%; 4 – крупное зерно кварца; 5 – крупное зерно апатита, зерно циркона с изоморфной примесью урана около 2%; 6 – зонально-концентрические агрегаты кальцита

стания обломков створок диатомей и остатков макрофитов изначально магнезитом, который трансформируется в процессе седиментогенеза в кальцит и/или доломит (рис. 6).

Выявлены главные факторы концентрирования урана в компонентах оз. Петухово (Северка), расположенного в ленточном бору на юге Кулундинской равнины. Напомним, что именно в глинистых и песчано-глинистых отложениях неогена и верхнего палеогена юга Кулундинской впадины на небольшой глубине фиксируются ураноносные зоны с содержанием урана 0,01–0,06% [2]. Рудоносны аллювиальные отложения дельтовой фации – се-

роцветные и окисленные пески, алевриты, глины и лигниты. Оз. Петухово расположено недалеко от ураноносной зоны. Судя по степени зарастания макрофитами и величине образуемой ими первичной продукции, в озере преобладает жесткая воздушно-водная растительность, продуцирующая от 259 до 1127 г/м<sup>2</sup> в год органического вещества при площади зарастания акватории не более 30%. Вода озера является гидрокарбонатно-натриевым рассолом с общей минерализацией воды 52,3 г/л. Вдоль восточного берега озера под отложениями альго-бактериальных матов в толще прибрежного осадка обнаружены крупные (до десятков см<sup>2</sup>) об-

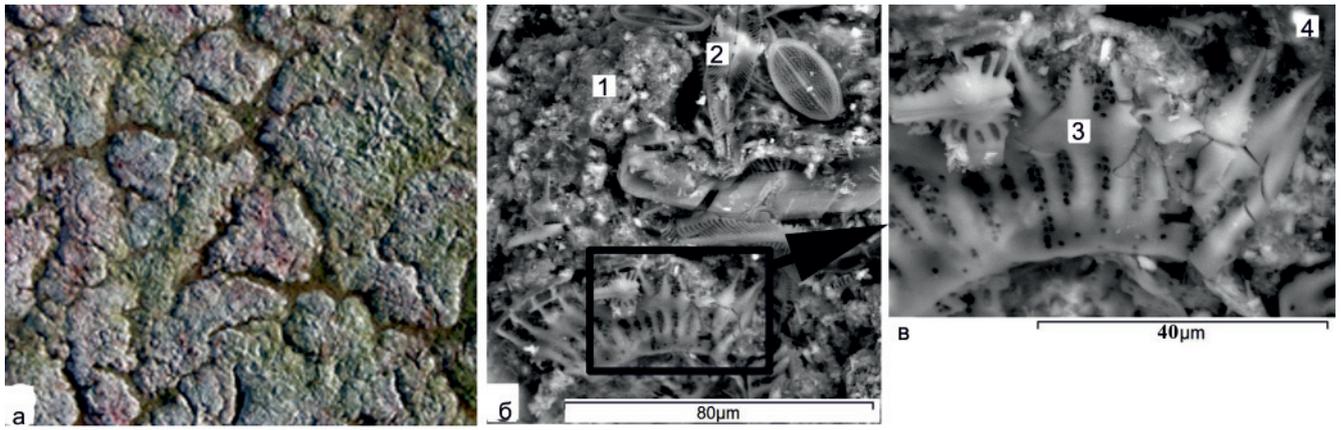


Рис. 6. Фото циано-альго-бактериального сообщества (а) и микрофотографии обрастания циано-альго-бактериального сообщества минералами троны и магнезита (б, в) с использованием СЭМ

1 – зерно обломочной фракции (кварц, полевой шпат, мусковит, хлорит и др.) + кристаллики троны, магнезита; 2 – скелеты диатомей; 3 – обрастания циано-альго-бактериального сообщества магнезитом; 4 – мелкокристаллическая масса троны

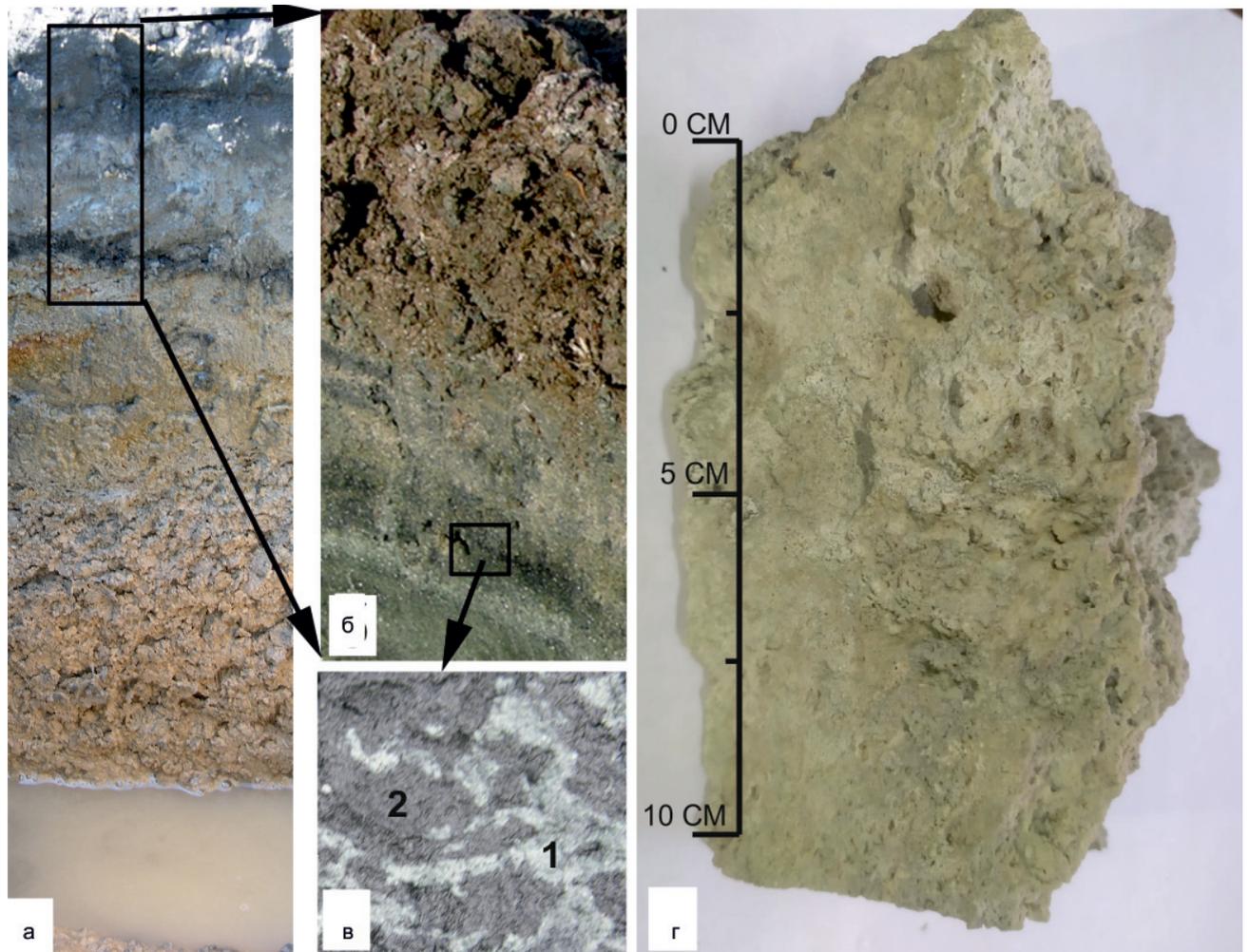


Рис. 7. Фото стратифицированного разреза осадочных отложений прибойной зоны восточного берега оз. Петухово (а) и его верхней части (б); микрофотография горизонта, состоящего из черного песка (1) с большим количеством микрообразований строматолита (2), сложенных срастанием зонально-концентрических зерен кальцита, с использованием оптического микроскопа Olympus BHSM (×400) (в); фотография крупных строматолитовых образований (г)

разования – строматолиты. Согласно литературным данным в состав альго-бактериальных матов входят нитчатка *Ctenocladus circinnatus* (Chlorophyta), а также хлорофиты *Dunaliella viridis* и *Picocystis salinarum*,

диатомеи *Anomeoneis sphaerophora*, *Brachysira brebissonii*, *B. zellensis*, *Mastogloia pusilla* var. *subcapitata*, *Nitzschia amphibia*, *N. cf. communis*, *Nitzschia* sp. [5]. В прибойной зоне восточного берега оз. Пету-

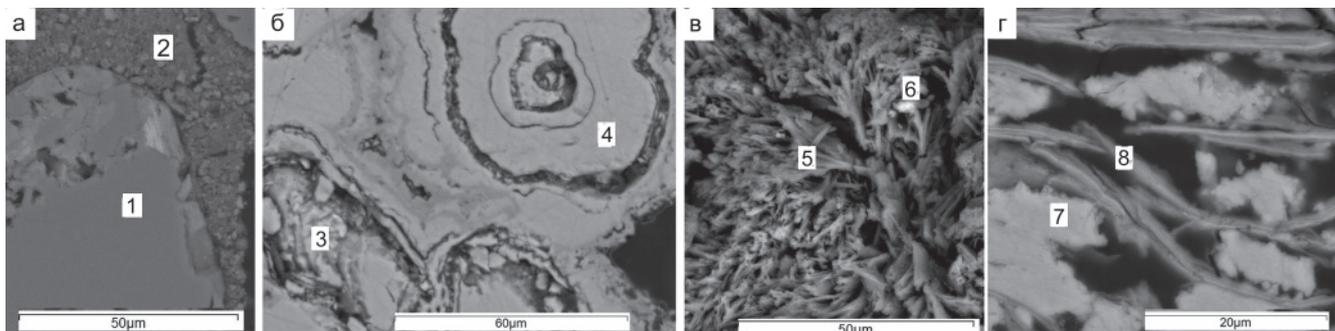
хово заложен профиль, глубиной 60 см (до воды) (рис. 7).

Согласно микроскопическому и рентгенофазовому изучению проб из горизонтов с разной глубины установлено, что верхние 5 см представлены уплотненным усохшим альго-бактериальным матом; далее до глубины 20 см – серо-зеленые илы с большим количеством мортмассы биоты и мелких зерен кальцита; затем слой 3 см (гл. 25–28 см) ярко-зеленых илов с черным горизонтом (мощностью до 1,5 см), в котором находится основная масса зерен кальцита (строматолит); слой 5 см илов (гл. 28–33 см) пятнистой окраски за счет образования черных и бурых пятен разной размерности (гидроокислы и окислы железа) на фоне серо-зеленой общей массы; слой илов 7 см (гл. 33–40 см) пятнистой окраски за счет образования белых и бурых пятен разной размерности на фоне серо-зеленой общей массы; самый нижний горизонт (40–60 см) слабо уплотненный со свободной водой, сложен зернами кварца и полевого шпата алевритовой и алевропелитовой размерности. Согласно данным рентгенофазового анализа и изучению проб с использованием СЭМ серо-зеленые илы сложены терригенными зернами кварца, полевых шпатов (калиевым полевым шпатом, олигоклазом, альбитом) и аутигенными агрегатами мелкозернистого кальцита, доломита, часто обрастающими зерна минералов обломочной фракции или остатки биоты (рис. 8, а). Найденные агрегаты кальцита и доломита (строматолит) имеют макроструктуру с хорошо различимыми по цвету и морфологии зерен слоями.

В различных агрегатах независимо от их размера (от 1 до 25 см) можно выделить от одного до нескольких чередований более темных и светлых слоев, имеющих разную морфологию и степень кристалличности (см рис. 8, б).

Сопоставлены усредненные концентрации всех изученных элементов в различных горизонтах донных отложений оз. Петухово, почвах площадей водосбора, биогенных матах, строматолите и в разрезе прибрежных осадков, в которых обнаружены агрегаты строматолита (рис. 9).

Выявленные более высокие концентрации U, Na, Mg, Al, Ca в самом верхнем горизонте разреза можно объяснить образованием тонких пленок на первичном скелете водорослей в виде псевдоморфоз по нитям и клеткам микроорганизмов, а также результатами концентрирования отдельных элементов живым веществом при создании специфических локальных Eh-pH условий в процессе фотосинтеза. Пленки состоят из мелкозернистой массы арагонита и/или кальцита, сульфатов и/или карбонатов магния, троны, доломита по мортмассе циано-альго-бактериального сообщества [26], а также (по данным рентгенофазового анализа) присутствием Na слюд в значительных количествах (см. рис. 8, в). Максимальные содержания U, V, Ba, Mo установлены в строматолите, на фоне резкого обеднения всеми другими элементами, за исключением Ca, Mg, Sr, входящих в состав кальцита и доломита, которые слагают разные зоны строматолита. Внутри агрегатов строматолита обнаружены нитевидные агрегаты циано-альго-бактериального сообщества с поверхности, покрытые пленками магнетита, что указывает на его биохемогенный генезис (см. рис. 8, г). Для большей части элементов карбонаты и органическая масса являются разубоживающей компонентой, однако уран и ванадий сорбируются органическим веществом при биохемогенном образовании карбонатов [1, 15, 17, 21]. Редкие мелкие отдельные зерна барита (<0,01 мм) встречаются в массе строматолита. Высокие концентрации U, Na, Mg, Al, Ca, Sr, Mo, V в донных отложениях озера, согласно исследованиям СЭМ и данным рентгеноструктурного анализа, связаны с доминированием в них доломита, кварца, олигоклаза, разупорядоченного смектита. Авторами в серии статей, опубликованных ранее [1, 17, 26], детально описан механизм образования магнетита в виде пленок на скелетном каркасе органического вещества и дальнейшая его трансформация в кальцит/низкомагнезиальный кальцит. Установлено, что в процессах осаждения карбонатов принимает участие углекислый газ, который формируется за счет бактериальной деструкции органического вещества. В результате анализа статей зарубежных



**Рис. 8.** Микрофотографии донных отложений (а) и агрегата строматолита (б, в, г) оз. Петухово (Северка) с использованием СЭМ

1 – зерно кварца в сростании с зернами полевых шпатов, слюды; 2 – мелкокомковатый агрегат доломита; 3 – зерна доломита; 4 – зонально-концентрические агрегаты кальцита; 5 – пластинчатые кристаллы троны; 6 – зерна магнетита; 7 – зерна кальцита; 8 – пластинчатые агрегаты циано-альго-бактериального сообщества, покрытые пленкой магнетита

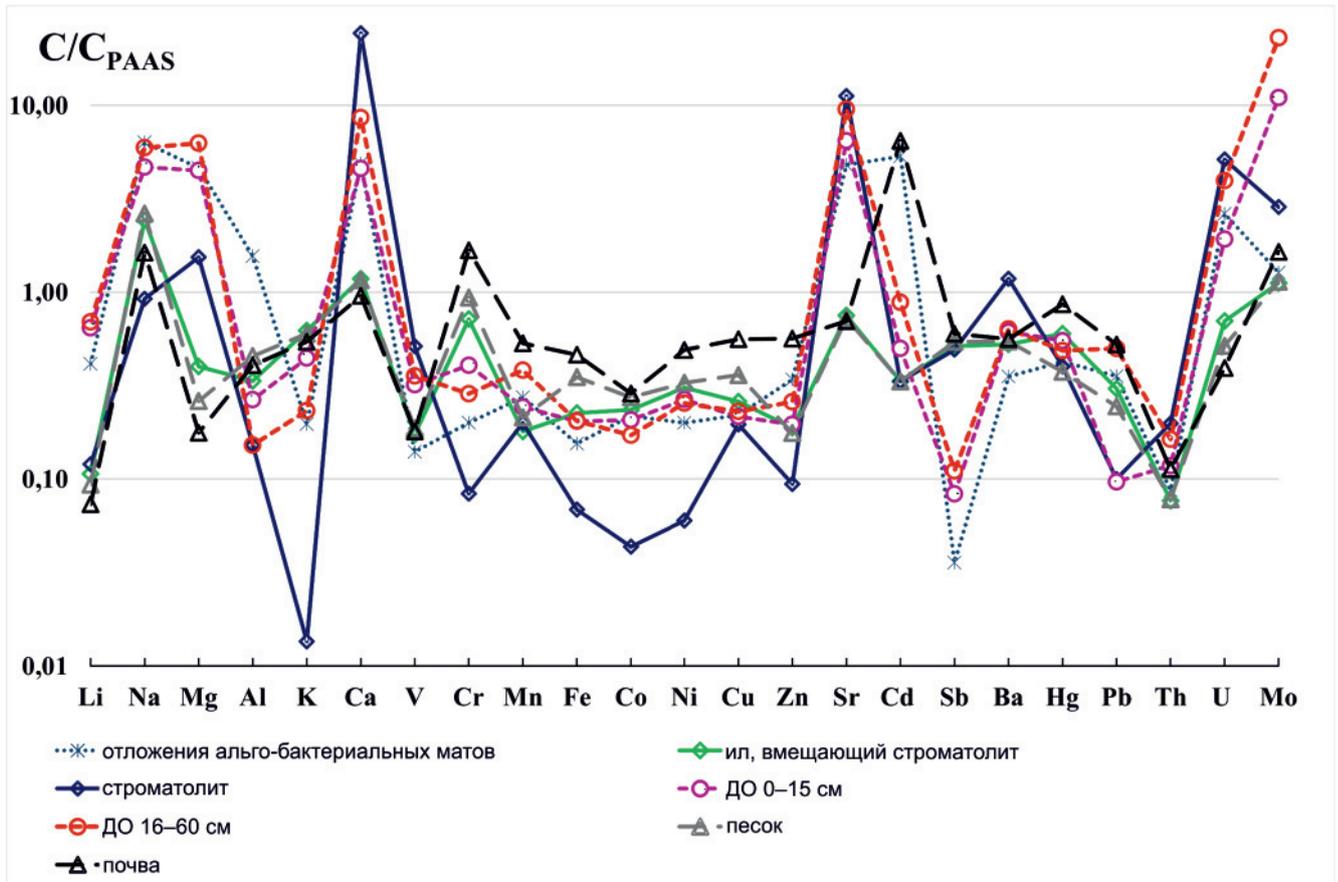


Рис. 9. Мультиэлементный спектр усредненных значений изученных элементов, нормированных к значениям PAAS по [28] в уплотненном альго-бактериальном мате, серо-зеленых илах (гл. 5–28 см), строматолите, донных отложениях (мощность разреза 60 см), почве (разрез 1,7 м), суглинке (почвообразующий субстрат)

авторов можно предположить, что повышенные значения содержания U, Mo, V, скорее всего, связаны с унаследованным сорбированием их органическим веществом, захороненным в донные отложения [22–25, 27, 29–32].

Детальное исследование распределения содержаний РЗЭ в ДО озер позволяет установить специфику обстановки накопления и источники сноса вещества в озеро. При изучении геохимии РЗЭ обычно используются нормированные на хондрит или

постаршейский средний австралийский глинистый сланец (PAAS) содержания для того, чтобы устранить влияние различной распространенности химических элементов [3]. Изучаются также значения цериевой и европиевой аномалий, выраженные как  $(Ce/Ce^*)_n$ ,  $(Eu/Eu^*)_n$  и вычисленные по формулам  $(Ce_{обр}/Ce_n)/\sqrt{(La_{обр}/La_n)(Pr_{обр}/Pr_n)}$  и  $(Eu_{обр}/Eu_n)/\sqrt{(Sm_{обр}/Sm_n)(Gd_{обр}/Gd_n)}$ . Полученные аналитические данные показали, что самые низкие содержания РЗЭ установлены в строматолите, а средние – в донных отло-

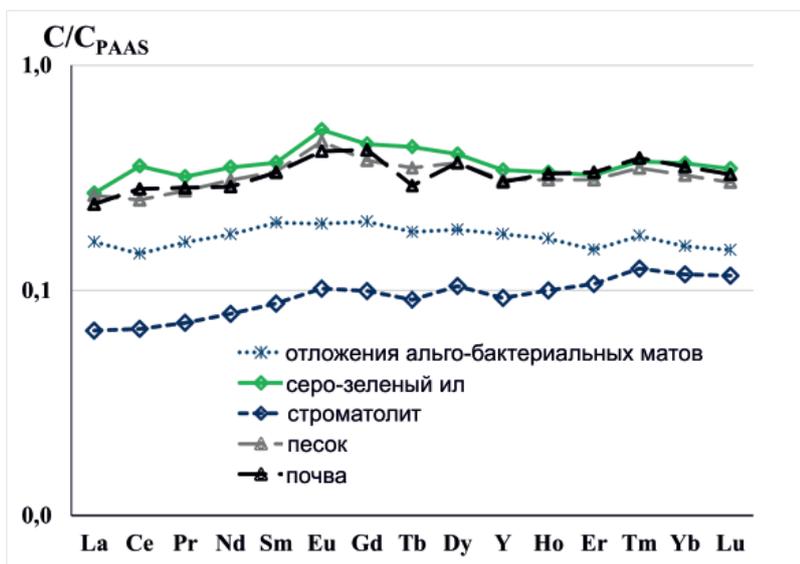


Рис. 10. Спектр распределения значений РЗЭ, нормированных на PAAS [24] в уплотненном альго-бактериальном мате, серо-зеленых илах (гл. 5–28 см), строматолите, песке прибрежной зоны, почве (разрез 1,7 м)



жениях, серо-зеленых илах из берегового разреза, песках из прибойной зоны. Концентрации содержания РЗЭ в почвах и почвообразующем субстрате (суглинках) оз. Петухово значимо не различаются. Выявлено уменьшение абсолютных содержаний РЗЭ в различных компонентах по мере увеличения в них либо карбонатов, либо органического вещества. Спектр распределения РЗЭ (рис. 10) характеризуется довольно пологим обилием с незначительным поднятием в области средних РЗЭ за исключением спектра строматолитов, в котором прослеживается пологий подъем в область тяжелых РЗЭ. Это можно объяснить тем, что строматолит образуется из вод, в которых присутствуют и растворимые формы РЗЭ, которые, как известно, обогащены подгруппой тяжелых РЗЭ. Значение  $(Eu/Eu^*)_{PAAS}$  аномалии варьирует от 0,99 в циано-бактериальном мате до 1,36 в песке прибойной зоны при практически отсутствующей европиевой аномалии во всех горизонтах донных отложений. Положительное значение  $(Eu/Eu^*)_{PAAS}$  для прибрежных песков (1,36) и почв водосбора (1,21) связано с наличием значительных количеств полевого шпата, а ее отсутствие в ДО – с условиями их восстановительного диагенеза. Считается, что формирование отрицательной цериевой аномалии в воде сопряжено с накоплением церия в твердой фазе, с которой эта вода контактирует. Полученные данные согласуются с этим утверждением, отрицательная аномалия  $(Ce/Ce^*)_{PAAS}$  (0,89) выявлена в уплотненном, усохшем циано-бактериальном мате, который, образуясь на поверхности воды в окислительных условиях и далее отмирая, залегает на серо-зеленом иле, а в нем выявлена максимальная положительная аномалия  $(Ce/Ce^*)_{PAAS}$  (1,21). Схожий характер распределения РЗЭ в почве, суглинке, песке, донных отложениях оз. Петухово с различным соотношением карбонатной и органической фракций позволяет утверждать, что РЗЭ поступает в озеро с обломочным материалом. Характер распределения РЗЭ в строматолите указывает на его формирование из озерных вод в обстановке дефицита кислорода.

## Выводы

Минерально-геохимический анализ уровня накопления U в различных компонентах озерных систем, распределения РЗЭ в ДО и водах озер, сопоставление с гидрогеохимическими данными – все это позволяет утверждать, что выявленные высокие содержания U в водах озер с высокой щелочностью обусловлены процессами метаморфизации вод. Трансформация поступающих в озеро вод (гидрокарбонатно-сульфатных натриево-магниево-кальциевых) приводит к формированию в них содовых и содово-сульфатных вод с высокой щелочностью, что способствует накоплению урана. В водах уран присутствует в виде карбонатных комплексов уранил-иона, а подвижность форм урана определяется не только окислительно-восстанови-

тельными условиями и pH вод, но и биогеохимическими процессами. При биохемогенном образовании карбонатов из данных вод происходит захват частиц органического вещества с сорбированным ураном вновь кристаллизующимися минералами. Не выявлено предполагавшейся связи высоких значений урана в водах озер Желтырь и Петухово (Кулундинская степь) с урановым гидрогенным оруденением, приуроченным к песчано-глинистым отложениям неогена и верхнего палеогена Кулундинской впадины.

*Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Геохимические** факторы аутигенного минералообразования в донных отложениях тажеранских озер (Прибайкалье) / В. Д. Страховенко, Э. П. Солотчина, Ю. С. Восель, П. А. Солотчин // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 10. – С. 1825–1841
2. **Долгушин А. П., Макарова Т. М., Царук И. И.** Урановорудный потенциал Центрально-Сибирского региона в связи с проблемой импортозамещения: доклад на VIII Междунар. горно-геол. форуме «МИНГЕО СИБИРЬ 2015». – Красноярск, 2015. – С. 28–34.
3. **Дубинин А. В.** Геохимия редкоземельных элементов в океане. – М.: Наука, 2006. – 360 с.
4. **Заварзин Г. А.** Лекции по природоведческой микробиологии. – М.: Наука, 2004. – 348 с.
5. **К биологии** соляных озер Кулундинской степи / Ф. В. Сапожников, О. Ю. Калинина, М. А. Никитин, О. С. Самылина // Океанология. – 2016. – Т. 56, № 1. – С. 101–112.
6. **Климатическая** история голоцена Западного Прибайкалья в карбонатной осадочной летописи озера Холбо-Нур / Е. В. Скляр, Э. П. Солотчина, Е. Г. Вологина и др. // Докл. РАН. – 2010. – Т. 431, № 5. – С. 668–674.
7. **Лебедева (Верба) М. П., Лопухина О. В., Калинина Н. В.** Особенности химико-минералогического состава солей в сорочных солончаках и озерах Кулундинской степи // Почвоведение. – 2008. – № 4. – С. 467–480.
8. **Леин А. Ю., Иванов М. В.** Биогеохимический цикл метана в океане. – М.: Наука, 2009. – 576 с.
9. **Лисицын А. П.** Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. – 2014. – Т. 2. – С. 331–571.
10. **Лузгин Б. Н.** Полигенность засоления почв Кулундинской степи // Сибирский экологический журнал. – 2001. – Т. 8, № 3. – С. 361–368.
11. **Минеральные** озера Приольхонья: вопросы генезиса и эволюции / О. А. Склярова, Е. В. Скляр, В. С. Федоровский, Н. Б. Санина // География и природные ресурсы. – 2004. – № 4. – С. 44–49.



12. **Никольская Ю. П.** Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР; Химико-металлургический ин-т, 1961. – 200 с.

13. **Основные** черты геохимии урана / под ред. А. В. Виноградова. 2-е изд. – Томск: СТУ, 2013. – 374 с.

14. **Оценка** влияния абиотических факторов на продукцию экосистем малых озер юга Западной Сибири / Н. И. Ермолаева, Е. Ю. Зарубина, В. Д. Страховенко и др. // Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоемах и морских водах: тр. VI Всерос. симп. с междунар. участием. – Барнаул, 2017. – С. 78–83.

15. **Поведение** урана и марганца в процессе диагенеза карбонатных осадков малых озер Байкальского региона / Ю. С. Восель, В. Д. Страховенко, И. В. Макарова, С. В. Восель // Докл. РАН. – 2015. – Т. 462, № 3. – С. 335–335.

16. **Самылина О. С., Зайцева Л. В., Синетова М. А.** Участие альго-бактериального сообщества в формировании современных строматолитов в Петуховском содовом озере (Алтайский край) // Палеонт. журн. – 2016. – № 6. – С. 92–101.

17. **Страховенко В. Д., Гаськова О. Л.** Особенности образования карбонатов и минеральных фаз урана в озерах Намши-нур и Цаган-тырм (термодинамическая модель) // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 9, № 4. – С. 374–385.

18. **Субетто Д. А.** Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. – СПб.: РГПУ им. А. И. Герцена, 2009. – 343 с.

19. **Уран** в минерализованных озерах Алтайского края / В. П. Исупов, М. Н. Колпакова, С. В. Борзенко и др. // Докл РАН. – 2016. – Т. 470, № 5. – С. 566–569.

20. **Холодов В. Н.** Геохимия осадочного процесса / отв. ред. Ю. Г. Леонов. – М.: ГЕОС, 2006. – 608 с.

21. **Carbonate** facilitated mobilization of uranium from lacustrine sediments under anoxic conditions / M. Seder-Colomina, A. Mangeret, L. Stetten, et al. // Environmental science technology. – 2018. – Vol. 52, no. 17. – P. 9615–9624.

22. **Effects** of aqueous uranyl speciation on the kinetics of microbial uranium reduction / K. M. Belli, T. J. DiChristina, P. van Cappellen, M. Taillefert // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 2015. – Vol. 157. – P. 109–124.

23. **Influence** of Mn oxides on the reduction of uranium(VI) by the metal-reducing bacterium *Shewanella putrefaciens* / J. K. Fredrickson, J. M. Zachara, D. W. Kennedy, et al. // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 2002. – Vol. 66 (18). – P. 3247–3262.

24. **Newsome L., Morris K., Lloyd J. R.** The biogeochemistry and bioremediation of uranium and other priority radionuclides // Chem. Geol. – 2014. – Vol. 363. – P. 164–184.

25. **Non-uraninite** products of microbial U(VI) reduction / R. Bernier-Latmani, H. Veeramani, E. D. Vecchia, et al. // Environ. Sci. Technol. – 2010. – Vol. 44. – P. 9456–9462.

26. **Ovdina E., Strakhovenko V., Solotchina E.** Authigenic Carbonates in the Water–Biota–Bottom Sediments' System of Small Lakes (South of Western Siberia) // Minerals. – 2020. – Vol. 10, no. 6. – P. 552.

27. **Strakhovenko V., Ovdina E., Malov G.** The carbon isotopes ratio in small lakes bottom sediments located in the forest-steppe and steppe zones of southern Siberia // E3S Web of Conferences. – EDP Sciences, 2019. – Vol. 98. – P. 12021.

28. **Taylor S. R., McLennan S. M.** The continental crust: Its composition and evolution. – Oxford: Blackwell Sci. Publ., 1985. – 330 p.

29. **The importance** of colloids for the behavior of uranium isotopes in the low-salinity zone of a stable estuary / P. S. Andersson, D. Porcelli, Ö. Gustafsson, et al. // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 2001. – Vol. 65. – P. 13–25.

30. **The stability** of microbially reduced U(IV); impact of residual electron donor and sediment ageing / L. Newsome, K. Morris, S. Shaw, et al. // Chemical Geology. – 2015. – Vol. 409. – P. 125–135.

31. **Uranium** redox transition pathways in acetate-amended sediments / J. R. Bargar, K. H. Williams, K. M. Campbell, et al. // Proc. Nat. Acad. Sci. – 2013. – Vol. 110. – P. 4506–4511.

32. **Uranium** speciation and stability after reductive immobilization in aquifer sediments / J. O. Sharp, J. S. Lezama-Pacheco, E. J. Schofield, et al. // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 2011. – Vol. 75. – P. 6497–6510.

## REFERENCES

1. Strakhovenko V.D., Solotchina E.P., Vosel Yu.S., Solotchin P.A. Geochemical factors for endogenic mineral formation in the bottom sediments of the Tazheran lakes (Baikal area). *Russian Geology and Geophysics*, 2015, vol. 56, no. 10, pp. 1437–1450.

2. Dolgushin A.P., Makarova T.M., Tsaruk I.I. *Uranovorudnyy potentsial Tsentralno-Sibirskogo regiona v svyazi s problemoy importozameshcheniya* [Uranium ore potential of the Central Siberian region in connection with the problem of import substitution]. *VII Mezhdunarodnyy gorno-geologicheskiiy forum "MINGEO SIBIR 2015"* [7<sup>th</sup> International Mining Geological Forum "MINGEO SIBIR 2015"]. Krasnoyarsk, 2015, pp. 28–34. (In Russ.).

3. Dubinin A.V. *Geokhimiya redkozemelnykh elementov v okeane* [Geochemistry of Rare Earth Elements in the ocean]. Moscow, Nauka Publ., 2006. 360 p. (In Russ.).

4. Zavarzin G.A. *Lektsii po prirodovedcheskoy mikrobiologii* [Lectures on natural microbiology]. Moscow, Nauka Publ., 2004. 348 p. (In Russ.).

5. Sapozhnikov F.V., Kalinina O.Yu., Nikitin M.A., Samylnina O.S. Cenoses of phototrophic algae of ultrashaline lakes in the Kulunda steppe (Altai kray, Russian Federation). *Oceanology*, 2016, vol. 56, no. 1, pp. 95–106.

6. Sklyarov E.V., Solotchina E.P., Vologina E.G., et al. [Holocene climate history of the Western Baikal region: carbonate sedimentary record of Kholbo-Nur



Lake]. *Doklady Earth Sciences*, 2010, vol. 431, no. 5, pp. 490–496.

7. Lebedeva (Verba) M.P., Lopukhina O.V., Kalinina N.V. Specificity of the Chemical and Mineralogical Composition of Salts in Solonchak Playas and Lakes of the Kulunda Steppe. *Euroasian Soil Science*, 2008, no. 4, pp. 416–428.

8. Lein A.Yu., Ivanov M.V. *Biogeokhimicheskiy tsikl metana v okeane* [Biogeochemical cycle of methane in the ocean]. Moscow, Nauka Publ., 2009, 576p. (In Russ.).

9. Lisitsyn A.P. [Modern conceptions of sediment formation in the oceans and seas. Ocean as a natural recorder of geospheres interaction]. *Mirovoy Okean: fizika, khimiya i biologiya okeana. T. 2* [World Ocean: physics, chemistry and biology of the ocean. Vol. 2]. Moscow, Nauchnyy Mir Publ., 2014, pp. 331–571. (In Russ.).

10. Luzgin B.N. [Polygenic Salinization of Kulunda Steppe Soils]. *Sibirskiy ekologicheskiy zhurnal – Siberian Journal of Ecology*, 2001, vol. 8, no. 3, pp. 361–368. (In Russ.).

11. Sklyarova O.A., Sklyarov E.V., Fedorovskiy V.S., Sanina N.B. [Mineral lakes of of Priolkhonie: issues of genesis and evolution]. *Geografiya i prirodnyye resursy*, 2004, no. 4, pp. 44–49. (In Russ.).

12. Nikolskaya Yu.P. *Protsessy soleobrazovaniya v ozerakh i vodakh Kulundinskoy stepi* [Processes of salt formation in lakes and waters of the Kulunda steppe]. Novosibirsk, SB AS USSR Publ., 1961. 200 p. (In Russ.).

13. Vinogradov A.V., ed. *Osnovnyye cherty geokhimii urana* [Main features of the Uranium Geochemistry]. Tomsk, STT Publ., 2013. 374 p. (In Russ.).

14. Ermolaeva N.I., Zarubina E.Yu., Strakhovenko V.D., et al. [The effect of abiotic factors on the productivity of small lakes in the South of Western Siberia]. *Trudy VI Vserossiyskogo simpoziuma s mezhdunarodnym uchastiem* [Proceedings of the 6<sup>th</sup> All-Russian Symposium with international participation]. Barnaul, 2017, pp. 78–83. (In Russ.).

15. Vosel Yu.S., Strakhovenko V.D., I.V. Makarova, Vosel S.V. The behavior of uranium and manganese under the diagenesis of carbonate sediments in small lakes of the Baikal region. *Doklady Earth Sciences*, 2015, vol. 462, no. 1, pp. 522–526.

16. Samylina O.S., Zaytseva L.V., Sinetova M.A. Participation of algal-bacterial community in the formation of modern stromatolites in Cock Soda Lake, Altai region. *Paleontological Journal*, 2016, vol. 50, no. 6, pp. 635–645.

17. Strakhovenko V.D., Gaskova O.L. Thermodynamic model of formation of carbonates and uranium mineral phases in lakes Namshi-Nur and Tsagan-Tyrm (Cisbaikalia). *Russian Geology and Geophysics*, 2018, vol. 59, no. 4, pp. 374–385.

18. Subetto D.A. *Donnyye otlozheniya ozer: paleolimnologicheskiye rekonstruktsii* [Bottom sediments of lakes: paleolimnological reconstructions]. Saint Petersburg, Russian State Pedagogical University, 2009. 343 p. (In Russ.).

19. Isupov V.P., Kolpakova M.N., Borzenko S.V., et al. Uranium in the mineralized lakes of Altai Krai. *Doklady Earth Science*, 2016, vol. 470, no. 5, pp. 1067–1070.

20. Kholodov V.N. *Geokhimiya osadochnogo protsessa* [Geochemistry of a Sedimentary Process]. Moscow, GEOS Publ., 2006. 608 p. (In Russ.).

21. Seder-Colomina M., Mangeret A., Stetten L., et al. Carbonate facilitated mobilization of uranium from lacustrine sediments under anoxic conditions. *Environmental science technology*, 2018, vol. 52, no. 17, pp. 9615–9624.

22. Belli K.M., DiChristina T.J., van Cappellen P., Taillefert M. Effects of aqueous uranyl speciation on the kinetics of microbial uranium reduction. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2015, vol. 157, pp. 109–124.

23. Fredrickson J.K., Zachara J.M., Kennedy D.W., et al. Influence of Mn oxides on the reduction of uranium(VI) by the metal-reducing bacterium *Shewanella putrefaciens*. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2002, vol. 66 (18), pp. 3247–3262.

24. Newsome L., Morris K., Lloyd J.R. The biogeochemistry and bioremediation of uranium and other priority radionuclides. *Chem. Geol.*, 2014, vol. 363, pp. 164–184.

25. Bernier-Latmani R., Veeramani H., Vecchia E.D., et al. Non-uraninite products of microbial U(VI) reduction. *Environ. Sci. Technol.*, 2010, vol. 44, pp. 9456–9462.

26. Ovdina E., Strakhovenko V., Solotchina E. Authigenic Carbonates in the Water–Biota–Bottom Sediments' System of Small Lakes (South of Western Siberia). *Minerals*, 2020, vol. 10, no. 6, pp. 552.

27. Strakhovenko V., Ovdina E., Malov G. The carbon isotopes ratio in small lakes bottom sediments located in the forest-steppe and steppe zones of southern Siberia. *E3S Web of Conferences – EDP Sciences*, 2019, vol. 98, p. 12021.

28. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford, Blackwell Sci. Publ., 1985. 330 p.

29. Andersson P.S., Porcelli D., Gustafsson Ö., et al. The importance of colloids for the behavior of uranium isotopes in the low-salinity zone of a stable estuary. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2001, vol. 65, pp. 13–25.

30. Newsome L., Morris K., Shaw S., et al. The stability of microbially reduced U(IV); impact of residual electron donor and sediment ageing. *Chemical Geology*, 2015, vol. 409, pp. 125–135.

31. Bargar J.R., Williams K.H., Campbell K.M., et al. Uranium redox transition pathways in acetate-amended sediments. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 2013, vol. 110, pp. 4506–4511.

32. Sharp J.O., Lezama-Pacheco J.S., Schofield E.J., et al. Uranium speciation and stability after reductive immobilization in aquifer sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 2011, vol. 75, pp. 6497–6510.

© В. Д. Страховенко, Е. А. Овдина, Г. И. Малов, 2022



УДК 620.91

## ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГИИ ПРИПОВЕРХНОСТНОГО МАССИВА ДРЕВНИХ ГРАНИТОИДОВ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ТЕПЛОСНАБЖЕНИЯ (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

А. А. Шевченко<sup>1</sup>, О. В. Скробот<sup>2</sup><sup>1</sup>Новосибирский государственный архитектурно-строительный университет, Новосибирск, Россия; <sup>2</sup>ООО SBG Ltd., Кемерово, Россия

Приводится пример перевода системы отопления и горячего водоснабжения здания средней школы в Новосибирске на низкотемпературный источник геотермальной энергии из палеозойского гранитоидного массива. Необходимость в смене источника теплоснабжения возникла в 2018 г. из-за износа старого оборудования угольной котельной, обеспечивавшей школу теплом со времени постройки в 1964 г. На момент осуществления геотермального проекта уже существовало несколько случаев успешного применения грунтовых теплодобывающих зондов, устраиваемых в специально пробуренных геотермических скважинах, для отопления общественных объектов в Томске и Барнауле. Однако источником тепловой энергии там служили рыхлые осадочные породы, что значительно упростило и ускорило выполнение поставленных задач. Описываемый опыт теплового и горячего водоснабжения здания за счет низкопотенциальной энергии неглубоко залегающего массива древних скальных грунтов интрузивного генезиса уникален для России и может послужить платформой для реализации геотермальных проектов в регионах со сложными грунтовыми условиями и умеренно холодным климатом.

**Ключевые слова:** геотермальная энергия, геотермальная скважина, грунтовый теплодобывающий насос, массив палеозойских гранитоидов, устойчивое теплоснабжение.

## EXPERIENCE OF USING GEOTHERMAL ENERGY OF THE NEAR-SURFACE MASSIF OF ANCIENT GRANITOIDS FOR HEAT SUPPLY PURPOSES (SOUTH OF WEST SIBERIA)

A. A. Shevchenko<sup>1</sup>, O. V. Skrobot<sup>2</sup><sup>1</sup>Novosibirsk State University of Architecture and Civil Engineering, Novosibirsk, Russia; <sup>2</sup>ООО SBG, Kemerovo, Russia

An example of transition of the heating- and hot-water supply system to a low-temperature geothermal energy source from the Paleozoic granitoid massif is given for a secondary school building in Novosibirsk. The necessity for change the source of heat supply arose in 2018 due to wear and tear of the coal boiler house old equipment, which has provided the school with heat since it was built in 1964. At the time of the geothermal project implementation, there were already several cases of successful use of underground heat-producing probes arranged in specially drilled geothermal wells for heating public facilities in neighboring Siberian cities (Tomsk, Barnaul). However, loose sedimentary rocks there served for the source of heat energy, that greatly simplified and accelerated the tasks implementation. The described experience of heating – and hot-water supply of building due to the low energy from a shallow lying massif of ancient rocky grounds with intrusive genesis is unique for Russia and can serve as a platform for the implementation of geothermal projects in regions with complicated ground conditions and moderately cold climate.

**Keywords:** geothermal energy, geothermal well, ground source heat pump, massif of Paleozoic granitoids, sustainable heat supply.

DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-100-106

Использование возобновляемого источника энергии – тепла земли и подземных вод или геотермальной энергии – общепризнанная «зеленая» технология устойчивого теплоснабжения. Применение современных теплодобывающих грунтовых насосов (далее – ТГН) позволяет извлекать из низкотемпературных приповерхностных массивов горных пород энергию, достаточную для отопления зданий значительной площади, круглогодичного обеспечения горячей водой и кондиционированием в летний период. Согласно статистическим данным, в 32 странах Европы, характеризующихся различными геологическими, климатическими и экономическими условиями, на конец 2018 г. функционировало более 1,9 млн ТГН, и тренд использования приповерхностной геотермальной энергии устойчиво растет [12].

Недра юга Западной Сибири обладают значительными запасами геотермальной энергии, пригодной как для прямого использования (бальнеология, сельское хозяйство), так и для генерирования низкопотенциальной геотермальной энергии с помощью ТГН [11, 14].

Однако в структуре ТЭК региона по-прежнему доминирует использование углеводородных ресурсов и угля, а из возобновляемых источников – гидроэнергетики. Это объясняется географической близостью Новосибирского промышленно-сельскохозяйственного региона к гигантскому по запасам бурого угля Кузнецкому бассейну, в котором добывается более половины от общего объема российского угля (255,3 млн т в 2018 г.). Вследствие этого индекс загрязнения атмосферного воздуха Новосибирска в 2000–2016 гг., по данным Мини-



стерства природных ресурсов и экологии Новосибирской области, варьировал в пределах «повышенного» и «высокого» (по содержанию твердых частиц, диоксида азота, окиси углерода, фенола и некоторых других вредных химических соединений).

С учетом такой неблагоприятной экологической ситуации проект перевода ряда объектов города на отопление по «зеленой» технологической схеме представляет интерес как возможная альтернатива угольному топливу.

Новосибирск – современный индустриально-промышленный, научный и культурный центр федерального значения, столица Сибирского федерального округа. Это единственный город в России с населением более 1,5 млн человек, большая часть территории которого расположена над древним гранитоидным массивом, перекрытым тонким слоем элювиальных пород коры выветривания, четвертичных осадочных пород и современных техногенных отложений. В данной статье описан успешный опыт перевода здания средней школы с традиционной схемы теплообеспечения на устойчивую экологически нейтральную геотермальную энергию, добываемую из приповерхностных скальных пород гранитоидного массива.

### Природно-геологические условия Новосибирска

*Климат* Новосибирска характеризуется долгой холодной зимой, коротким теплым летом, короткими переходными сезонами (весна, осень), поздними весенними и ранними осенними заморозками с нестабильной погодой, изменчивостью температуры, влажности воздуха и других метеорологических элементов, как в суточном, так и в месячном и годовом ходе. Согласно [9], среднемесячная температура января (°С) –17,6, февраля –15,8, марта –8,0, апреля 2,7, мая 11,0, июня 17,3, июля 19,4, августа 16,3, сентября 10,2, октября –2,6, ноября –7,3, декабря –14,4, среднегодовая 1,4.

В году около 190 дней со среднесуточной температурой выше 0 °С, средняя продолжительность безморозного периода 119 дней (в некоторые годы от 92 до 147). Снежный покров сохраняется в среднем 167 дней в году, появляется обычно в середине октября, а устойчивый характер приобретает, как правило, в начале ноября; сходит в среднем в третьей декаде апреля, ранняя дата схода – начало апреля, поздняя – середина мая.

Основными факторами формирования микроклимата Новосибирска являются загрязнение атмосферы, искусственный нагрев ее городскими тепловыделениями, застройка территории и орография. Значительное отепляющее влияние на микроклимат города оказывает Новосибирское водохранилище. Эти факторы приводят к повышению температуры в центральных частях города, ослаблению потока солнечной радиации, увеличению облачности и количества выпадающих осадков.

*Тектоническое строение* территории Новосибирска достаточно сложное и отражает ее расположение на стыке Западно-Сибирской плиты (ЗСП) и Алтае-Саянской складчатой области (АССО). Приобский гранитоидный комплекс находится в центральной части северо-западного фаса Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ), которая, в свою очередь, является северо-западным окончанием АССО и в тектоническом отношении представляет собой сложно построенную чешуйчато-блоковую структуру (рис. 1) [1–3]. В геологическом строении КТСЗ участвуют интенсивно катаклазированные магматические и вулканические породы, терригенные и карбонатные среднедевонско-раннекаменноугольные отложения ( $D_3-C_1$ ). Со стороны ЗСП зона перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом, а на востоке граничит с Кузнецким Алатау, Кузнецким и Горловским каледонско-герцинскими межгорными угленосными прогибами.

*Геологическое строение* Новосибирского гранитоидного массива и площадки реализации проекта следующее. Он входит в состав Приобского гранитоидного комплекса (см. рис. 1). Несмотря на низкую естественную обнаженность региона, в 2003 г. был разработан первый эталон габбро-гранитоидного комплекса Новосибирского Приобья по одной из ранних версий схемы магматизма КТСЗ [10].

Основная фаза комплекса имеет сравнительно простой породный состав – гранодиориты, граносиениты, граниты. Микрограниты, монцолейкограниты, кварцевые монцодиорит-порфириды, спессартиты, аплиты и пегматиты составляют дайково-жильную вторичную фазу. Магматические породы комплекса прорывают разной степени метаморфизованные углисто-алевролитовые сланцы инской серии ( $D_3-C_1$ ) [2]. Детальные петрогеохимические и геохронологические исследования магматических пород массива, выполненные различными организациями, указывают время формирования основных фаз Приобского гранитоидного комплекса в интервалах  $(260,7 \pm 3,2) - (255,8 \pm 2,7)$  и  $(249,7 \pm 1,4) - (242 \pm 2)$  млн лет ( $P_3-T_1$ ) [6].

Новосибирский гранитоидный массив имеет изометрическую форму, вытянутую в северо-восточном направлении, и площадь около 220 км<sup>2</sup> [5].

В процессе бурения геотермических скважин на территории реализации проекта детальное описание и опробование разбуриваемых пород не проводилось. Изучение в шлифах четырех контрольных образцов, выполненное в испытательной лаборатории СНИИГГиМС, показало, что два представлены биотит-роговообманковым гранитом и неравномерно-зернистым плагиогранитом, два других – сланцами кварц-биотитового и полевошпат-биотит-кварцевого состава. Более полное представление о строении и составе массива дает описание расположенного примерно в 600 м к юго-востоку от территории средней школы действующего карьера Борок, снабжающего строительную отрасль города каменным

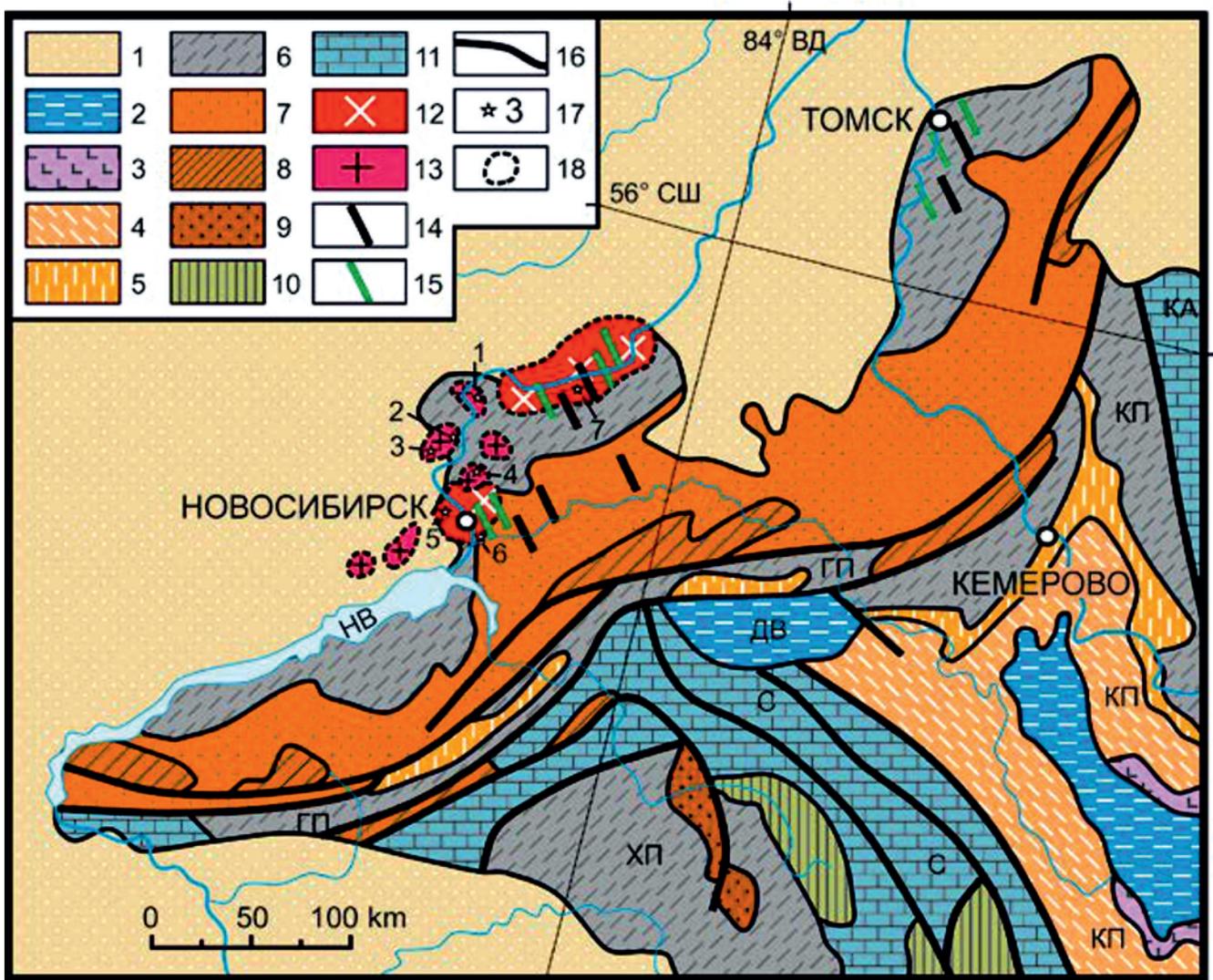


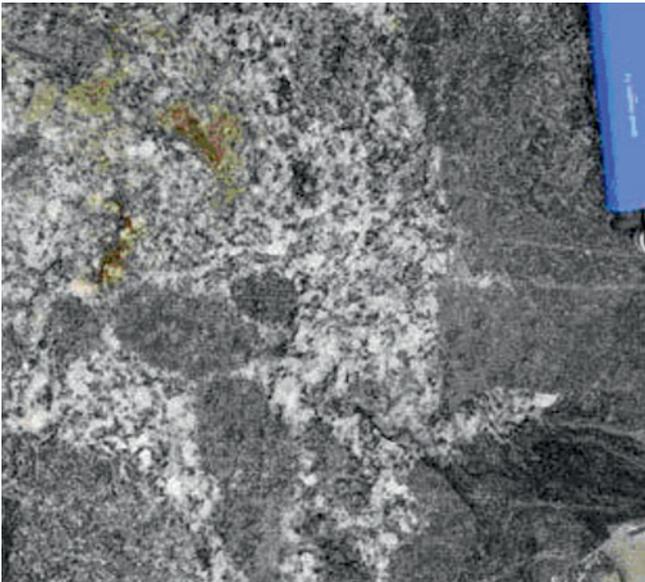
Рис. 1. Схема нахождения Приобского гранитоидного комплекса и тектонических структур его ближайшего окружения (по [3]).

1 – мезозойско-кайнозойский осадочный чехол ЗСП; 2 – песчано-глинистые отложения с бурыми углями (J); 3 – базальты и долериты салтымаковского комплекса (Т); 4 – карбонатно-терригенные отложения с каменным углем (P<sub>2</sub>); 5 – угленосные терригенные отложения (P); 6 – тонкотерригенно-карбонатные отложения (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>); 7 – терригенные отложения с вулканитами разного состава (впадины) (D<sub>3</sub>); 8 – карбонатно-терригенные отложения с лавами и туфами смешанного состава (поднятия) (D<sub>2</sub>); 9 – терригенно-карбонатные отложения (D<sub>1-2</sub>); 10 – карбонатно-сланцево-псаммитовые отложения (О-С); 11 – сланцево-песчито-карбонатно-псаммитовые отложения, содержащие эффузивы разного состава (Є); комплексы: 12 – Приобский гранитоидный (Р-Т), 13 – барлакский, 14 – абинский дайковый (оливиновые габбро, долериты) (Р); 15 – дайки Приобского гранитоидного комплекса; 16 – тектонические нарушения; 17 – каменные карьеры: 1 – Барлакский, 2 – Скала, 3 – Колыванский, 4 – Мочище, 5 – Вертковский, 6 – Борок, 7 – Новобибеевский; 18 – условные границы гранитоидных массивов с вмещающими породами КТСЗ и/или с налегающими рыхлыми отложениями ЗСП; прогибы: ГП – Горловский, ХП – Хмелевский, КП – Кузнецкий; горные системы: С – Салаир, КА – Кузнецкий Алатау; ДВ – Доронинская впадина; НВ – Новосибирское водохранилище

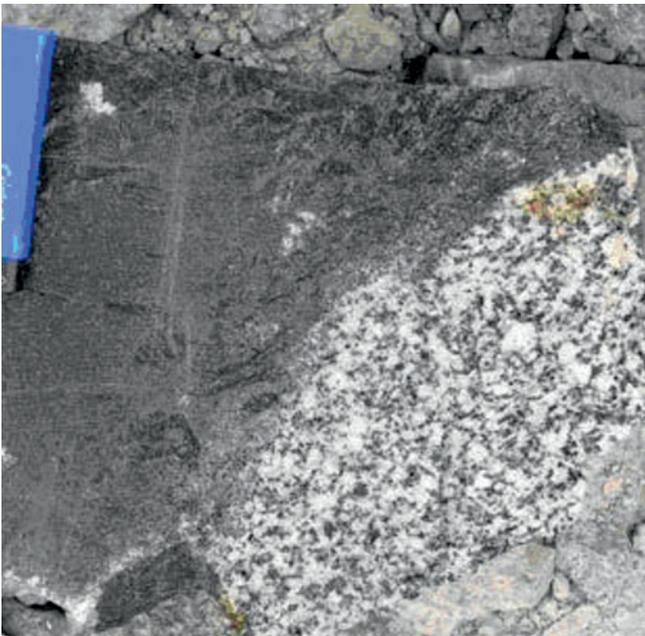
сырьем. Уступы бортов карьера общей высотой до 70 м и хранящиеся в отвалах негабаритные глыбы детально изучены и описаны, в частности, в [3]. Согласно этим данным основное тело гранитоидных пород разбито системами линейных и крутопадающих даек сиенит-порфира и долерита, присутствуют в разной степени переработанные ксенолиты вмещающих пород (рис. 2) с большим разнообразием структур и изменчивостью вещественного состава. Зоны контакта гранитоидного массива с коренными породами инской серии интенсивно ороговикова-

ны, имеют признаки метасоматических процессов (рис. 3).

*Рельеф поверхности* гранитоидного массива изрезанный эрозионно-тектонический, вызванный тектоническими процессами и интенсивным выветриванием в мезозойскую эру. На коренных породах локально залегают элювиальные образования коры выветривания мел-палеогенового возраста, в основном заполняя понижения в кровле скального массива. Они представлены суглинками с дресвой и щебнем, дресвяно-щебенистыми супе-



**Рис. 2.** Ксенолиты вмещающих пород в гранодиоритах Новосибирского массива (карьер Борок) [3]



**Рис. 3.** Приконтактная зона гранитоидов Новосибирского массива с вмещающими породами (карьер Борок) [3]

сами и выветрелыми до состояния рыхляка гранитоидами.

С поверхности массив перекрыт четвертичными аллювиальными рыхлыми отложениями пойменной фации р. Обь и техногенными современными образованиями (насыпные грунты) общей мощностью до 1–6 м.

### Описание проекта и его реализация

Проект возник в 2018 г. в связи с износом отопительного оборудования угольной котельной, которая обеспечивала школу теплом и горячей водой, со времени ее постройки в 1964 г. Школа расположена на участке города со значительным удалением от сетей, дающих централизованную тепловую энергию большинству городских объектов, поэтому

поиск нового источника теплоснабжения стал жизненно важным. Департамент образования мэрии в сотрудничестве с Департаментом науки и инноваций впервые в Новосибирской агломерации принял решение осуществить пилотный проект по отоплению и горячему водоснабжению здания школы с использованием геотермального тепла, выделяемого из гранитного массива, над которым она непосредственно находится. В результате проведенного тендера исполнителем работ была выбрана компания ООО SBG Ltd.

Следует отметить, что в Новосибирской области почти за 20 лет до срока начала реализации этого проекта существовала областная целевая программа «Внедрение тепловых насосов на объектах топливно-энергетического комплекса на территории Новосибирской области на 1999–2002 гг.». В ходе ее выполнения в 26 населенных пунктах области были выбраны перспективные и очень перспективные объекты для установки ТГН. Однако территория распространения гранитоидного массива не входила в число перспективных объектов, поэтому авторы проекта пошли на некоторые риски с точки зрения успеха его реализации.

Прежде всего в Сибирском регионе отсутствовал опыт снабжения здания значительной площади теплом, полученным из скального приповерхностного массива. В ранее реализованных проектах в близлежащих городах (Томске и Барнауле) для размещения теплообменных зондов бурились геотермические скважины, однако средой отбора тепла там служили рыхлые осадочные породы, что с технической точки зрения существенно упрощало и ускоряло их реализацию. Проекты были весьма успешны. Например, с 2017 г. в Томске использование системы ТГН позволило на каждый 1 кВт питающей здание детского сада электроэнергии получить до 4–6 кВт тепловой энергии (т. е. в сравнении с классической схемой центрального теплового и горячего водоснабжения от 75 до 84 % тепла получали бесплатно). В западной части Новосибирской области по состоянию на 01.01.2003 в нескольких населенных пунктах также успешно работали ТГН, снабжавшие тепловой энергией социально значимые объекты, но там использовались ресурсы глубоко залегающих подземных вод мелового водоносного горизонта ЗСП [11].

Кроме того, отсутствовала достоверная информация о температурном режиме гранитоидного массива и о водопроницаемости пород на проектируемой глубине размещения теплообменных зондов. В водозаборной скважине, находящейся в 400 м к западу от школы, трещинные подземные воды имели дебит 30 м<sup>3</sup>/ч. Однако водовмещающими породами там являются глинистые сланцы инской серии, более водопроницаемые, чем гранитоиды Новосибирского массива.

Кроме того, значительную сложность представила неоднородность разбуриваемого массива по

составу пород. По категориям бурения она изменялась от VII–VIII (среднее значение) в однородных по составу гранитоидах до X (высокое) при прохождении жил, даек, ксенолитов и в зонах контакта с вмещающими породами [4, 8]. Сложность проходки горных пород привела к авариям и срыву графика подготовки скважин к установке в них теплообменных зондов. Бурение одной из первых скважин так и не было завершено из-за зажима бурового оборудования скальными трещиноватыми породами и его потери. Средняя глубина скважин составила около 70 м. Расстояние между ними назначалось не менее 6 м. Плановые и реализованные значения основных технических параметров геотермального проекта представлены в таблице.

Сравнительная характеристика запланированных (1) и реализованных (2) технических параметров геотермального проекта

Параметр	1	2
Кол-во скважин	43	46
Суммарная длина проходки, пог. м	3010	3190
Диаметр скважин, мм	150	121
Кол-во ТГН	6	3
Суммарная мощность ТГН, кВт	180	180

Превышение количества и общей глубины проходки геотермальных скважин объясняется назначением некоторого запаса надежности в связи с упомянутым недостатком конкретной информации по строению гранитоидного массива.

В качестве теплоносителя использовался пропиленгликоль, конструкцией теплообменника в скважинах служил U-образный двухтрубный зонд диаметром 40 мм, выполненный из полиэтилена высокой плотности и размещенный в геотермических скважинах в виде спирали. Ветви зонда, выведенные наружу из устья каждой скважины (рис. 4), помещались в монтажные траншеи общей протяженностью 8,5 км. Затем объединенные в единый коллектор, трубы зондов были заведены в геотермический модуль, построенный рядом со зданием школы.

*Геотермические параметры* гранитоидов следующие: теплопроводность 3,47 Вт/м·К, энерговыделение 99 кВт/ч на 1 м<sup>2</sup>, средняя погонная теплоотдача 36 Вт/м, входящая средняя температура 1 °С, средняя разница температур в ТГН 3 °С.

*Термо-энергетические показатели* проекта: площадь помещения 1696,5 м<sup>2</sup>, температура, °С: минимальная наружная –37, внутренняя +23, на выходе ТГН +58; энергия, кВт/год: потребления ТГН 143967, поставляемая 446555 (экономия составила 308835 кВт/год); коэффициент эффективности работы 3,10.

Наблюдение за изменением температуры поступающего теплоносителя на устьях скважин за трехлетний период функционирования проекта показало, что максимальные значения были в начале осени (+6 °С), а минимальные – в феврале (–1 °С).



**Рис. 4.** Обустройство геотермических скважин теплообменными зондами (трубы зонда выведены из устья ближней скважины). Фото предоставлено компанией ООО Эс Би Джи (SBG Ltd)

Однако даже такой низкотемпературный источник позволил успешно поддерживать температуру не менее 21 °С в здании школы, а также обеспечить ее горячим водоснабжением.

#### Выводы

Результаты функционирования проекта по отоплению здания школы за счет геотермальной энергии приповерхностного массива гранитоидов можно оценить положительно. Коэффициент эффективности работы, показывающий, сколько единиц тепловой энергии производится ТГН с помощью энергии земли на одну потраченную на его функционирование единицу электроэнергии, равен 3,10, что показывает экономическую целесообразность реализации проекта.

Тем не менее необходимо также отметить недостатки. Прежде всего на стадии составления технико-экономического обоснования не были привлечены к работе профильные специалисты – геотехники и гидрогеологи, потому не в полной мере была использована доступная информация о составе и свойствах гранитоидного массива. Это привело к финансовым и материальным потерям при проходке геотермических скважин и, как следствие, срыву срока начала функционирования проекта. Использование ТГН зарубежного производства отразилось на относительно высокой стоимости проекта, несмотря на довольно быстрый срок окупаемости, оцениваемый в 4 года.

Приведенный успешный опыт использования тепла древнего гранитоидного массива может служить платформой для реализации аналогичных проектов в близких природно-геологических условиях.

Анализ эффективности функционирования геотермальных проектов в Западной Сибири и других регионах РФ с холодным климатом показал, что на всех объектах, где были установлены ТГН даже с весьма низким потенциалом теплоносителя, задачи теплоснабжения зданий успешно реализовы-



вались [11, 13 и др.]. Экологическая нейтральность функционирования геотермального оборудования [7], автономность и устойчивость работы – дополнительные аргументы в пользу широкого использования ТГН систем.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Геологическое** строение и полезные ископаемые Западной Сибири (Новосибирская, Омская, Томская области). Т. 2. Полезные ископаемые / Ю. Н. Варакин, В. Г. Свиридов, Н. А. Росляков и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998. – 254 с.

2. **Геодинамика**, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны / В. И. Сотников, Г. С. Федосеев, Л. В. Кунгурцев и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. – 227 с.

3. **Гранитные** карьеры Новосибирского Приобья: путеводитель экскурсии / сост.: Г. С. Федосеев, С. В. Жигалов, Н. Н. Крук // II Междунар. геол. конф. «Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора». – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. – 32 с.

4. **Классификация** горных пород по буримости для различных способов бурения. – URL: <https://rosmining.ru/wp-content/uploads/2014/11/Классификация-горных-пород-по-буримости-для-различных-способов-бурения.pdf>.

5 **Моисеенко Ф. С., Пучков Е. П., Бороздин Ю. Г.** О морфологии гранитных массивов Новосибирского Приобья по геофизическим данным // Геология и геофизика. – 1966. – № 5. – С. 130–137.

6. **Новые** данные по гранитным комплексам Новосибирского Приобья (Западная Сибирь) / Г. А. Бабин, Г. С. Федосеев, А. С. Борисенко и др. // Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: Вторая междунар. геол. конф. (17–20 августа 2014 г., Новосибирск, Россия). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. – С. 28–30.

7. **Петин Ю. М.** Тепловые насосы // Состояние окружающей природной среды Новосибирской области в 1996 году. – Новосибирск, 1997. – С. 154–159.

8. **Попович А. А., Шевченко А. А.** Условия залегания и физико-механические свойства палеозойских скальных грунтов различного происхождения (г. Новосибирск) // Тр. молодых ученых строительного факультета. – Новосибирск: НГАСУ (Сибстрин), 2018. – С. 43–47.

9. СП 131.13330.2020 (СНИП 23-01-99 «Строительная климатология»). – М., 2021. – 161 с.

10. **Хомичев В. Л., Никонов Ю. Н., Антонович Р. М.** Эталон Борок-Бибеевского габбро-гранитоидного комплекса (Колывань-Томская зона). – Новосибирск: СНИИГиМС, 2003. – 244 с.

11. **Шиганова О. В., Шевченко А. А.** Подземные воды юга Западной Сибири как источник теплоэнергетических ресурсов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – № 4. – С. 104–109.

12. **Burkhard S.** Country Update Reports on Geothermal Energy in Europe // Proc. European Geothermal Congress (EGEC): Den Haag, Netherlands, 2019. – P. 1–14.

13. **Geothermal** heat pump systems in cold regions: efficiency improvement by use of ambient air / G. Vasilyev, V. Gornov, M. Kolesova, A. Dmitriev. – URL: <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/367/1/012010>.

14. **Svalova V., Potapov K.** Geothermal energy use in Russia. Country update for 2010–2015 // Proceedings of World Geothermal Congress, 2015, Australia. – P. 7.

## REFERENCES

1. Varaskin Yu.N., Sviridov V.G., Roslyzkov N.A., et al. *Geologicheskoye stroeniye i poleznyye iskopaemyye Zapadnoy Sibiri. T. 2. Poleznyye iskopaemyye* [Geological structure and mineral resources of West Siberia. Vol. 2. Mineral Resources]. Novosibirsk: SB RAS, SRC UIGGM Publ., 1998. 254 p. (In Russ.).

2. Sotnikov V.I., Fedoseev G.S., Kungurtsev L.V., et al. *Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Kolyvan-Tomskoy skladchatoy zony* [Geodynamics, Magmatism and Metallogeny of the Kolyvan-Tomsk Folded Zone]. Novosibirsk, SB RAS, SRC UIGGM Publ., Novosibirsk, 1999. 227 p. (In Russ.).

3. Fedoseev G.S., Zhigalov S.V., Kruk N.N. [Granite quarries of Novosibirsk Priobye: Guidebook for excursion]. *Vtoraya mezhdunarodnaya geologicheskaya konferentsiya "Granity i evolyutsiya Zemli"* [Granites and Earth's Evolution: Granites and Continental Crust. Second International Geological Conference (17–20 of August, Novosibirsk, Russia)]. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2014. 32 p. (In Russ.).

4. *Klassifikatsiya gornyykh porod po burimosti dlya razlichnykh sposobov bureniya* [Classification of rocks by drillability for various drilling methods]. URL: <https://rosmining.ru/wp-content/uploads/2014/11>. (In Russ.).

5. Moiseenko F.S., Puchkov E.P., Borozdin Yu.G. [On the morphology of granite massifs of Novosibirsk Priobye according to geophysical data]. *Geologiya i geofizika*, 1966, no. 5, pp. 130–137. (In Russ.).

6. Babin G.A., Fedoseev G.S., Borisenko A.S., et al. [New data on the granite complexes of Novosibirsk Priobye (West Siberia)]. *Granity i evolyutsiya Zemli: granity i kontinentalnaya kora. Vtoraya mezhdunarodnaya geologicheskaya konferentsiya (17–22 avgusta 2014 g., Novosibirsk, Rossiya)* [Granites and Earth's Evolution: Granites and Continental Crust. Second International Geological Conference (17–20 of August 2014, Novosibirsk, Russia)]. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2014, pp. 28–30 (in Russ.).

7. Petin Yu.M. [Heat pumps]. *Sostoyaniye okruzhayushchey prirodnoy sredy v 1996 godu* [The state of the natural environment in Novosibirsk region in 1996]. Novosibirsk, 1997, pp. 154–159. (In Russ.).

8. Popovich A.A., Shevchenko A.A. [Modes of occurrence and physical and mechanical properties



of Paleozoic rocky grounds of various origin (Novosibirsk)]. *Trudy molodykh uchenykh stroitel'nogo fakulteta Novosibirsk* [Proceedings of young scientists of Civil Engineering Faculty, 2018–2019]. Novosibirsk, NSUACE (SIBSTRIN) Publ., 2019, pp. 43–47. (In Russ.).

9. Regulations 131.13330.2020 (SNIIP 23-01-99 Construction climatology). Moscow, 2021. 161 p. (In Russ.).

10. Khomichev V.L., Nikonov Yu.N., Antonovich R.M. *Etalon Borok-Bibeevskogo gabbro-granitoidnogo kompleksa (Kolyvan-Tomskaya zona)* [Standard of the Borok-Bibeevsky gabbro-granitoid complex (Kolyvan-Tomsk zone)]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2003. 244 p. (In Russ.).

11. Shiganova O.V., Shevchenko A.A. [Groundwater in the south of West Siberia as a source of heat

resources power]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2017, no. 4, pp. 104–109. (In Russ.).

12. Burkhard S. Country Update Reports on Geothermal Energy in Europe. *Proc. European Geothermal Congress (EGEC)*. Den Haag, Netherlands, 2019, pp. 1–14.

13. Vasilyev G., Gornov V., Kolesova M., Dmitriev A. Geothermal heat pump systems in cold regions: efficiency improvement by use of ambient air. URL: <https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/367/1/012010>.

14. Svalova V., Potapov K. Geothermal energy use in Russia. Country update for 2010–2015. *Proceedings of World Geothermal Congress*, Australia, 2015, p. 7.

© А. А. Шевченко, О. А. Скробот, 2022



## НАШИ АВТОРЫ

- 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*
- ВЕТРОВ Евгений Валерьевич**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: vetrov@igm.nsc.ru*
- ВЕТРОВА Наталья Игоревна**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: pisareva@igm.nsc.ru*
- ДАМПИЛОВА Баярма Викторовна**, Геологический институт (ГИН) им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ст. науч. сотр., к. х. н. *E-mail: bdampilova@mail.ru*
- ДОРОШКЕВИЧ Светлана Геннадьевна**, Геологический институт (ГИН) им. Н. Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, ст. науч. сотр., к. б. н. *E-mail: dorosh@ginst.ru*
- ЗЛОБИНА Ольга Николаевна**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: Zlobina@ngs.ru*
- КНЯЗЕВ Валерий Георгиевич**, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия, гл. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: knyazev43@inbox.ru*
- ЛЕТНИКОВА Елена Феликсовна**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, гл. науч. сотр., д. г.-м. н., проф. РАН. *E-mail: eflightnik@igm.nsc.ru*
- МАКАРОВА Ирина Владимировна**, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, вед. инженер. *E-mail: makarova@igm.nsc.ru*
- МАЛОВ Георгий Игоревич**, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, инженер, магистр. *E-mail: malovgi@igm.nsc.ru*
- МЕЛЬГУНОВ Михаил Сергеевич**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: mike@igm.nsc.ru*
- МЕЛЬНИК Дмитрий Сергеевич**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, мл. науч. сотр.; Новосибирский государственный университет, аспирант, Новосибирск, Россия. *E-mail: melnikds@ipgg.sbras.ru*
- ОВДИНА Екатерина Андреевна**, Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, науч. сотр., аспирант. *E-mail: ovdina@igm.nsc.ru*
- ПРЕДТЕЧЕНСКАЯ Елена Андреевна**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, вед. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: Elena.litolog@mail.ru*
- СКРОБОТ Олег Васильевич**, ООО ЭС БИ ДЖИ (SBG Ltd), Кемерово, Россия, учредитель. *E-mail: skrobott@yandex.ru*
- СТРАХОВЕНКО Вера Дмитриевна**, Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, вед. науч. сотр. д. г.-м. н. *E-mail: strahova@igm.nsc.ru*
- СЫСОЕВ Анатолий Петрович**, Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия, проф., д. т. н. *E-mail: sysoev-50@mail.ru*
- ХОМИЧЕВ Валентин Леонидович**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, гл. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: journal@sniiggims.ru*
- ЧУГУЕВСКИЙ Алексей Викторович**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, мл. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: chuguevsky@igm.nsc.ru*
- ШАМОРДИН Александр Александрович**, Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия, студент. *E-mail: alex-sham2000@mail.ru*
- ШЕВЧЕНКО Александр Антонович**, Новосибирский государственный архитектурно-строительный университет (НГАСУ-Сибстрин), Новосибирск, Россия, доцент, к. г.-м. н. *E-mail: int\_links.sibstrin@mail.ru*



## OUR AUTHORS

**ALIFIROV Alexandr**, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: alifirovas@ipgg.sbras.ru*

**CHUGUEVSKY Alexey**, PhD, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: chuguevsky@igm.nsc.ru*

**DAMPILOVA Bayarma**, PhD, N.L.Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia. *E-mail: bdampilova@mail.ru*

**DOROSHKEVICH Svetlana**, PhD, N.L.Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia. *E-mail: dorosh@ginst.ru*

**KHOMICHEV Valentin**, DSc, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: journal@sniiggims.ru*

**KNYAZEV Valeriy**, DSc, Diamond and Precious Metal Geology Institute (DPMGI) SB RAS, Yakutsk, Russia. *E-mail: knyazev43@inbox.ru*

**LETNIKOVA Elena**, DSc, Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: efletnik@igm.nsc.ru*

**MAKAROVA Irina**, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: makarova@igm.nsc.ru*

**MALOV Georgiy**, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: malovgi@igm.nsc.ru*

**MELGUNOV Mikhail**, PhD, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: mike@igm.nsc.ru*

**MELNIK Dmitriy**, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS; Novosibirsk State University (NSU), Novosibirsk, Russia. *E-mail: melnikds@ipgg.sbras.ru*

**OVDINA Ekaterina**, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: ovdina@igm.nsc.ru*

**PREDTECHENSKAYA Elena**, DSc, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia. *E-mail: Elena.litolog@mail.ru*

**SHAMORDIN Alexandr**, Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia. *E-mail: alex-sham2000@mail.ru*

**SHEVCHENKO Alexandr**, PhD, Novosibirsk State University of Architecture and Civil Engineering (SIBSTRIN), Novosibirsk, Russia. *E-mail: int\_links.sibstrin@mail.ru*

**SKROBOT Oleg**, OOO SBG, Kemerovo, Russia. *E-mail: skrobott@yandex.ru*

**STRAKHOVENKO Vera**, DSc, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: strahova@igm.nsc.ru*

**SYSOEV Anatoliy**, DSc, Saint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia. *E-mail: sysoev-50@mail.ru*

**VETROV Evgeniy**, PhD, Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk State University (NSU), Novosibirsk, Russia. *E-mail: vetrov@igm.nsc.ru*

**VETROVA Natalya**, PhD, Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: pisareva@igm.nsc.ru*

**ZLOBINA Olga**, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: Zlobina@ngs.ru*

Подписано в печать 10.06.22. Дата выхода в свет 29.06.22. Отпускная цена 1653 р.  
Формат 60×84/8. Бумага офсетная 80 г/м2. Печать цифровая.  
Тираж 100 экз. Гарнитура Calibri. Объем 12,71 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)