

**IDENTIFYING UPPER MIOCENE – LOWER PLIOCENE LACUSTRINE SEDIMENTS
IN DRY TUNKA BASIN OF THE BAIKAL RIFT ZONE****A. Hassan^{1,2}, S.V. Rasskazov^{1,3}, I.S. Chuvashova^{1,3}, T.A. Yasnygina³, L.A. Titova⁴,
N.V. Kulagina³, M.V. Usoltseva⁴**¹ Irkutsk State University, Irkutsk, Russia² Al-Baath University, Homs, Syria³ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia⁴ Limnological Institute, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

ABSTRACT. We present results of lithogeochemical, diatomic and palynological studies of sediments from the Tunka-13 well that was drilled in the southeastern part of dry Tunka basin in the Baikal rift zone. At the base of the section, there is an eroded basaltic flow of 16–15 Ma. From lithogeochemical signatures, we identify nine sedimentary units. The seven lower ones (interval 7.2–86.5 m) belong to the Tankhoi formation, the eighth (interval 2.7–6.6 m) to the Anosov formation, the ninth (interval <2.4 m) to the sandy stratum. We determined local sources of clastic material of basaltic and silicic compositions for units 1 and 2, respectively, and remote sources of silicic compositions for the overlying units. The section shows a change from alluvial facies (units 1–3) through avandelta (unit 4) and lacustrine ones (units 5–7), again to alluvial facies (unit 8) and then to lacustrine-eolian ones (unit 9). Spore and pollen spectra from sediments of units 1–7 are divided into three palynozones (PZ), reflecting the vegetation change in the Late Miocene – Early Pliocene: PZ-1 – coniferous and deciduous forests with a small participation of thermophilic broadleaved species in moderately warm, humid climatic conditions; PZ-2 – enhancing the role of hemlock and more diverse thermophilic deciduous rocks in more humid and warm conditions; PZ-3 – a gradual reduction in the number of hemlock and other dark coniferous species, removing broadleaved species by birch and alder, growing grassy communities in wetlands due to climate cooling. We identified layers of lacustrine facies by occurrence of fossil diatoms that are absent in the layers of the alluvial and avandelta facies. In lacustrine sediments, we distinguish four diatom zones: DZ-1 denotes a relatively deep Late Miocene paleolake, marked by planktonic species, DZ-2, DZ-3 and DZ-4 – a shallow Early Pliocene lake with a developed littoral zone and short transgression. The Late-Miocene paleolake transgression, indicated by changing facies, is associated with structural reorganization, accompanied by volcanic extinction in the Tunka valley about 9–8 Ma, and the Early Pliocene short transgression with a new reorganization, reflected in volcanic rejuvenation about 4.0 Ma.

KEYWORDS: Baikal; Tunka basin; sediments; volcanism; Miocene; Pliocene; stratigraphy; lithogeochemistry; diatom analysis; palynological analysis

FUNDING: The study was carried out under the state assignments of the Geological Faculty of the Irkutsk State University, Institute of the Earth's Crust SB RAS (No. 0346-2016-0005), and the Limnological Institute SB RAS (No. 0345-2019-0001) and supported by RFBR (projects 19-04-00746 and 18-35-00417 mol_a). Drilling of the Tunka-13 well was funded by RFBR.

RESEARCH ARTICLE

Received: August 21, 2019

Revised: November 29, 2019

Accepted: December 04, 2019

FOR CITATION: Hassan A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Titova L.A., Kulagina N.V., Usoltseva M.V., 2020. Identifying Upper Miocene – Lower Pliocene lacustrine sediments in dry Tunka basin of the Baikal rift zone. *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (2), 262–284. doi:10.5800/GT-2020-11-2-0473

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО МИОЦЕНА – НИЖНЕГО ПЛИОЦЕНА В СУХОДОЛЬНОЙ ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

А. Хассан^{1,2}, С.В. Рассказов^{1,3}, И.С. Чувашова^{1,3}, Т.А. Ясныгина³, Л.А. Титова⁴,
Н.В. Кулагина³, М.В. Усольцева⁴

¹ Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

² Университет Аль-Басс, Хомс, Сирия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

АННОТАЦИЯ. Представлены результаты литогеохимических, диатомовых и палинологических исследований осадочных отложений, вскрытых скважиной Тунка-13 в юго-восточной части суходольной Тункинской впадины Байкальской рифтовой системы. В основании разреза находится эродированный базальтовый поток возрастом 16–15 млн лет. По литогеохимическим характеристикам отложений в разрезе выделено девять пачек. Семь нижних из них (интервал 7.2–86.5 м) относятся к танхойской свите, восьмая (интервал 2.7–6.6 м) – к ановской свите, девятая (интервал <2.4 м) – к песчаной толще. Для пачек 1 и 2 определены местные источники обломочного материала соответственно базальтового и кислого состава, для вышележащих пачек – удаленные источники пород кислого состава. В разрезе выявлена смена аллювиальной фации (пачки 1–3) фацией авандельты (пачка 4) и разноглубинными озерными фациями (пачки 5–7) с переходом вновь к аллювиальной фации (пачка 8), а затем к озерно-золовой (пачка 9). Спорово-пыльцевые спектры из отложений пачек 1–7 разделены на три палинозоны (ПЗ), отражающие смену растительности позднего миоцена – раннего плиоцена: ПЗ-1 – хвойные и листопадные леса с небольшим участием теплолюбивых широколиственных пород в умеренно теплых, влажных климатических условиях; ПЗ-2 – повышение роли тсуги и более разнообразных термофильных листопадных пород в более влажных и теплых условиях; ПЗ-3 – постепенное сокращение числа тсуги и других темнохвойных пород, вытеснение широколиственных березами, ольхой, распространение травянистых сообществ в заболоченных участках вследствие похолодания климата. Слои озерной фации идентифицированы по наличию ископаемых диатомей, отсутствующих в слоях аллювиальной и авандельтовой фаций. По составу диатомей выделены четыре диатомовые зоны (ДЗ): ДЗ-1 характеризует сравнительно глубокое позднемиоценовое палеозеро, в котором преобладали планктонные диатомовые водоросли, ДЗ-2, ДЗ-3 и ДЗ-4 – малоглубинное раннеплиоценовое озеро с развитой зоной литорали и короткой трансгрессией. Обозначенная в смене фаций позднемиоценовая трансгрессия палеозера связывается со структурной перестройкой, сопровождавшейся угасанием вулканизма в Тункинской долине около 9–8 млн лет назад, а раннеплиоценовая короткая трансгрессия – с новой перестройкой, отразившейся в возобновлении вулканизма около 4 млн лет назад.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Байкал; Тункинская впадина; осадочные отложения; вулканизм; миоцен; плиоцен; стратиграфия; литогеохимия; диатомовый анализ; палинологический анализ

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена в рамках госзаданий геологического факультета ИГУ, ИЗК СО РАН (№ 0346-2016-0005) и ЛИН СО РАН (№ 0345-2019-0001) с использованием средств РФФИ (проекты № 19-04-00746 и № 18-35-00417 мол_а.). Бурение скважины Тунка-13 проводилось за счет средств РФФИ.

7 октября 2019 г. исполнилось 90 лет со дня рождения академика Николая Алексеевича Логачева, заложившего основы геологии и стратиграфии кайнозоя на юге Сибири. Первые исследования он провел в Тункинской долине в 1952 г. Статья посвящается светлой памяти Н.А. Логачева.

1. ВВЕДЕНИЕ

В оз. Байкал наиболее глубокой 600-метровой скважиной ВDP-98, пройденной на подводном Академическом хребте, вскрыты донные отложения верхней части разреза возрастом, по разным оценкам, от 7.2 до 8.4 млн лет [Horiuchi et al., 2003; Kuz'min et al., 2014; Kravchinsky, 2017]. Предполагается, что отложения в этом разрезе накапливались непрерывно, хотя в других разрезах донных отложений Байкала устанавливаются

несогласия и размывы [Mats et al., 2000; Akulov et al., 2015]. В суходольных впадинах Байкальской системы озерные отложения встречаются фрагментарно, наряду с речными и склоновыми отложениями различных фаций. Идентификация палеозер обычно проводится по внешним литологическим признакам отложений – их глинистому, глинисто-песчаному или песчаному составу и тонкому субгоризонтальному переслаиванию. Иногда озерное происхождение осадков подтверждается находками ископаемых диатомовых водорослей [Cheremisinova, 1973; Popova et al., 1989; Likhoshway et al., 1997; Rasskazov et al., 2001, 2007; Chernyaeva et al., 2007; Usoltseva, Tsoy, 2010; Hassan et al., 2019]. Исследования диатомей в отложениях суходольных впадин Байкальской системы были отрывочными. Время и

характер распространения палеозер в целом остаются неопределенными.

Для выделения эпох трансгрессии озер и продолжительной озерной седиментации в суходольных рифтовых структурах важнейшее значение имеет Тункинская долина, на примере которой были разработаны представления о стратиграфии толщ осевых впадин и было обозначено их развитие по палеонтологическим данным о возрасте осадочных пород [Logatchev, 1958, 1968; Florensov, 1960, 1968, 1974; Martinson, 1951, 1961; Naletov, 1961a, 1961b; Cheremisina, 1973; Mazilov et al., 1993; Skoblo, Lyamina, 1983] при согласовании с радиоизотопными данными о возрасте вулканических пород [Rasskazov, 1993; Rasskazov et al., 1990, 2000, 2010; Chernyaeva et al., 2007]. Долина, простирающаяся от юго-западного окончания Байкала на 200 км к западу, образовалась в Хангай-Бельской орогенной зоне, которая, в отличие от Байкальской рифтовой, развивалась в условиях преобладающего сжатия литосферы, на фоне которого рифтовые сегменты, подобные тункинскому, получили лишь фрагментарное распространение [Chuvashova, Rasskazov, 2014].

Среднее звено долины – собственно Тункинская впадина – ее своеобразный центр, обладающий наиболее крупными размерами (65×32 км) и характеризующийся максимальным погружением фундамента (до 2500 м ниже уровня моря) [Logatchev, Zorin, 1992]. Впадина отделена от менее глубоких впадин долины (Торской на востоке и Туранской, Хойтогольской на западе) Еловским и Ниловским междувпадинными поднятиями (отрогами) (рис. 1). Территория от Еловского отрога до оз. Байкал испытывала сжатие и инверсию движений

от нисходящих к восходящим [Rasskazov, 1993]. При низком положении дна восточной части долины вода оз. Байкал могла распространяться в ее центральную и западную части. Восходящие движения, ярко проявившиеся в районе Быстринской впадины, однако, препятствовали трансгрессии вод оз. Байкал вдоль долины.

В настоящей работе приводятся результаты лито-геохимического, палинологического и диатомового анализа осадочных отложений для определения стратиграфического положения в разрезе озерных отложений, вскрытых скважиной Тунка-13 в юго-восточной части суходольной Тункинской впадины, граничащей с Еловским отрогом. Озерная трансгрессия интерпретируется в связи с неотектоническим развитием территории и изменением климата.

2. ОБОСНОВАНИЕ МЕСТА ЗАЛОЖЕНИЯ СКВАЖИНЫ, МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отложения глубоких частей Тункинской впадины вскрывались частично (до 2100 м) в ее северной части скв. Р-2 и полностью (на 1059.3 м) в южной части скв. Р-1 и Г-1 (рис. 1). Документация извлеченного материала скважин не содержит надежной информации об озерных фациях отложений. В оз. Байкал донные отложения изучались бурением разрезов сокращенной мощности. Данные многоканального сейсмопрофилирования на поднятии подводного Академического хребта свидетельствуют о меняющемся характере их накопления. Местами осадки отсутствуют и обнажаются породы фундамента [Mats et al., 2000]. В Тункинской долине междувпадинное поднятие, подобное Академическому, представляет собой Еловский отрог, в центральной

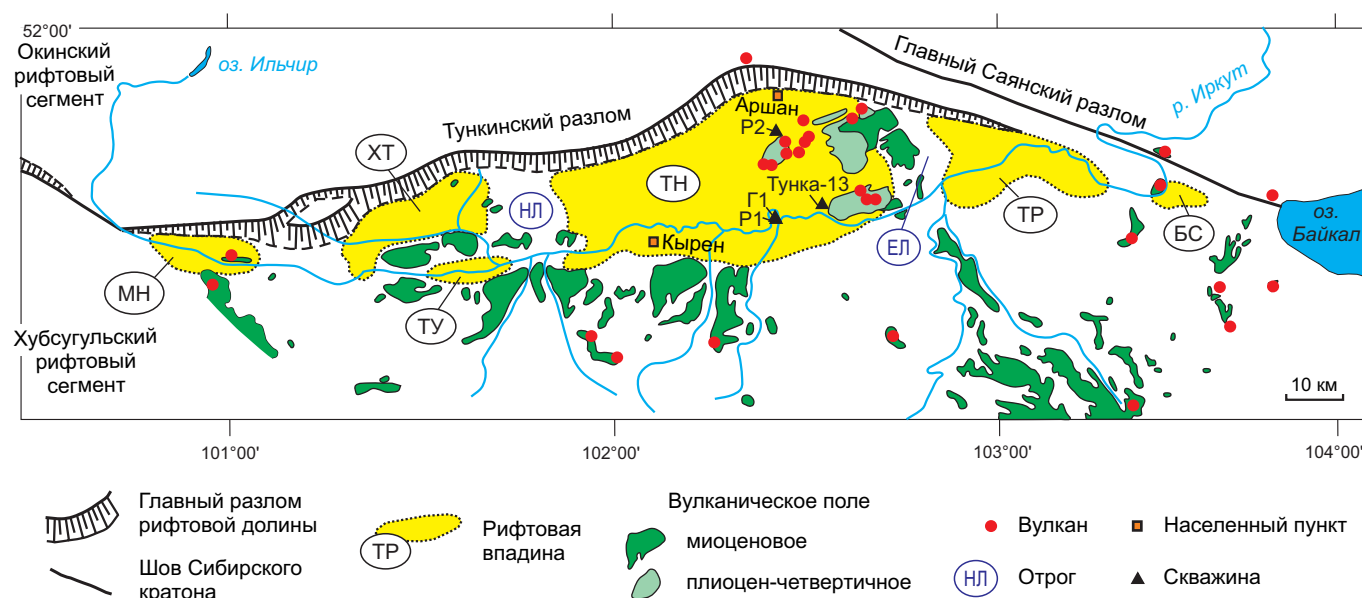


Рис. 1. Местоположение скважины Тунка-13 в юго-восточной части Тункинской впадины в одноименной рифтовой долине. Суходольные впадины: МН – Мондинская, ХТ – Хойтогольская, ТУ – Туранская, ТН – Тункинская, ТР – Торская, БС – Быстринская. Междувпадинные перемычки: НЛ – Ниловская, ЕЛ – Еловская.

Fig. 1. Location of the Tunka-13 well in the southeastern part of the Tunka basin within the Tunka rift valley. Dry basins: МН – Mondy, ХТ – Khoytogol, ТУ – Turan, ТН – Tunka, ТР – Tory, БС – Bystraya. Uplifts between basins: НЛ – Nilovka, ЕЛ – Elovka.

и восточной частях которого выходят породы фундамента и наиболее ранние кайнозойские осадочные и осадочно-вулканогенные отложения, а в западной наблюдается моноклинальное залегание слоев, постепенно погружающихся от Еловского отрога к Тункинской впадине [Florensov, 1974].

Для выявления и изучения отложений озерной фации требовалось заложить скважину глубиной около 100 м для вскрытия представительного разреза. При выборе места бурения в юго-восточной части Тункинской впадины (у с. Никольское) мы исходили из результатов предшествующих фрагментарных данных о керне скв. 73, пройденной в 1980-х гг. ПГО «Сосновгеология». Верхние 14 м керна этой скважины – это трахибазальты, соответствующие по составу породам вулканического покрова Еловского отрога с K–Ar датировками 2.5–0.8 млн лет. В нижней части этого слоя, на глубине 20 м, был определен фрагмент базальта, сопоставимого по составу с породами, датированными на Еловском отроге интервалом 16–15 млн лет. Лавовые слои базальтового состава были встречены в этой же скважине на глубинах 146–154 и 200–205 м. Предполагалось, что осадочные отложения, переслаивающиеся с базальтовыми лавами в интервале от 20 до 205 м, могут иметь среднемиоценовый возраст [Rasskazov, 1993; Rasskazov et al., 2010]. Это следовало также из присутствия среднемиоценовых спорово-пыльцевых спектров в отложениях нижней части разреза, вскрытого скв. 73 в интервале высот 500–730 м над уровнем моря [Popova et al., 1989].

Новое целевое бурение для идентификации озерных отложений проводилось соавторами настоящей работы (М.В. Усольцевой, С.В. Рассказовым, И.С. Чувашовой) в 2013 г. с наймом буровой компании ООО «КАСКАД-М». Использовалась технология, обеспечившая 100-процентный выход керна диаметром 15 см. Вначале была пройдена скважина на глубину 30 м в координатах, указанных для скв. 73 в ее первичной документации. Отсутствие верхнего базальтового слоя показало ошибочность координат. Вместо керна во всем интервале проходки новой скважины был извлечен песок, насыщенный водой (пльвун). Для получения качественного керна была заложена скважина Тунка-13 (координаты GPS: 51°43'45" с.ш.; 102°34'35" в.д.) в 700 м к юго-востоку от скважины начального бурения.

В новой точке бурения наблюдался переход от понижения рельефа, на котором находится с. Никольское, к наклоненной к западу поверхности Еловского отрога, обозначенной нагромождением глыб молодой базальтовой генерации. Под этими глыбами могли находиться останцы базальтовых потоков. Однако под ними был вскрыт песок небольшой мощности (до 2.4 м), ниже которого следовали осадочные отложения аносовского и танхойского стратонав. На глубине 75.5 м скважина вошла в трещиноватую эродированную поверхность лавового потока. Глинистый материал заполнял трещины потока до забоя скважины (глубина 87 м). Таким образом, был получен разрез, отличающийся от разреза скв. 73. Керна новой скважины характеризовал

осадочные отложения, перекрывающие эродированные базальты среднего миоцена.

В работе использованы пробы осадочных отложений, отобранные из керна столбиками 5 см с шагом около 0.5 м. Концентрации петрогенных оксидов определялись в ИЗК СО РАН классическими методами «мокрой химии» (химики-аналитики Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко). Просушиванием пробы при температуре 105 °С удалялась гигроскопическая вода (H₂O) и прокаливанием при температуре 950 °С – другие летучие компоненты (ППП). Высокотемпературным прогревом из осадочных пород извлекалась конституционная вода минералов (в том числе глинистых) и отжигался детритовый органический материал. Микроэлементный состав пород определялся методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на приборе Agilent 7500с с пробоподготовкой микроволновым кислотным разложением в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН (химик-аналитик М.Е. Маркова, измерения А.П. Чебыкина). Методика охарактеризована в работе [Rasskazov et al., 2012]. По полученным литогеохимическим параметрам выделялись осадочные пачки.

Для определения возраста пачек в ИЗК СО РАН проводился анализ спор и пыльцы. Лабораторная обработка проб осуществлялась по стандартной методике [Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986]. Анализировались четыре основных группы: пыльца хвойных, лиственных пород, трав и споры. Сначала вычислялось общее процентное соотношение этих групп (за 100 % принималась сумма всех зарегистрированных пыльцевых зерен и спор), а затем определялась доля представителей каждого рода или семейства от суммы всех спор и пыльцы.

Диатомовые водоросли исследовались в ЛИИ СО РАН с помощью световой (СМ) и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ). Для СМ готовились постоянные препараты с помощью смолы Naphrax. Изучение и фотографирование створок выполнялось с помощью светового микроскопа Axiovert 200 (Zeiss, Германия) с фотокамерой Pixera Penguin 600CL. Для СЭМ образцы обрабатывали 30-процентной перекисью водорода при 75 °С в течение трех часов и трехкратно отмывали дистиллированной водой с последующим центрифугированием. Для изучения ультраструктуры панцирей створки диатомей ломали раздавливанием капли с материалом между двумя покровными стеклами, которые затем разъединяли и приклеивали к столику для СЭМ, напыляли золотом в вакуумной установке SDC 004 (BALZERS) и исследовали с помощью SEM Quanta 200. Определение диатомей проводилось с использованием публикаций [Glezer et al., 1974; Houk, 2003; Houk, Klee, 2007; Kozyrenko et al., 2008; Kuz'min et al., 2009; Usoltseva, Tsoy, 2010].

3. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

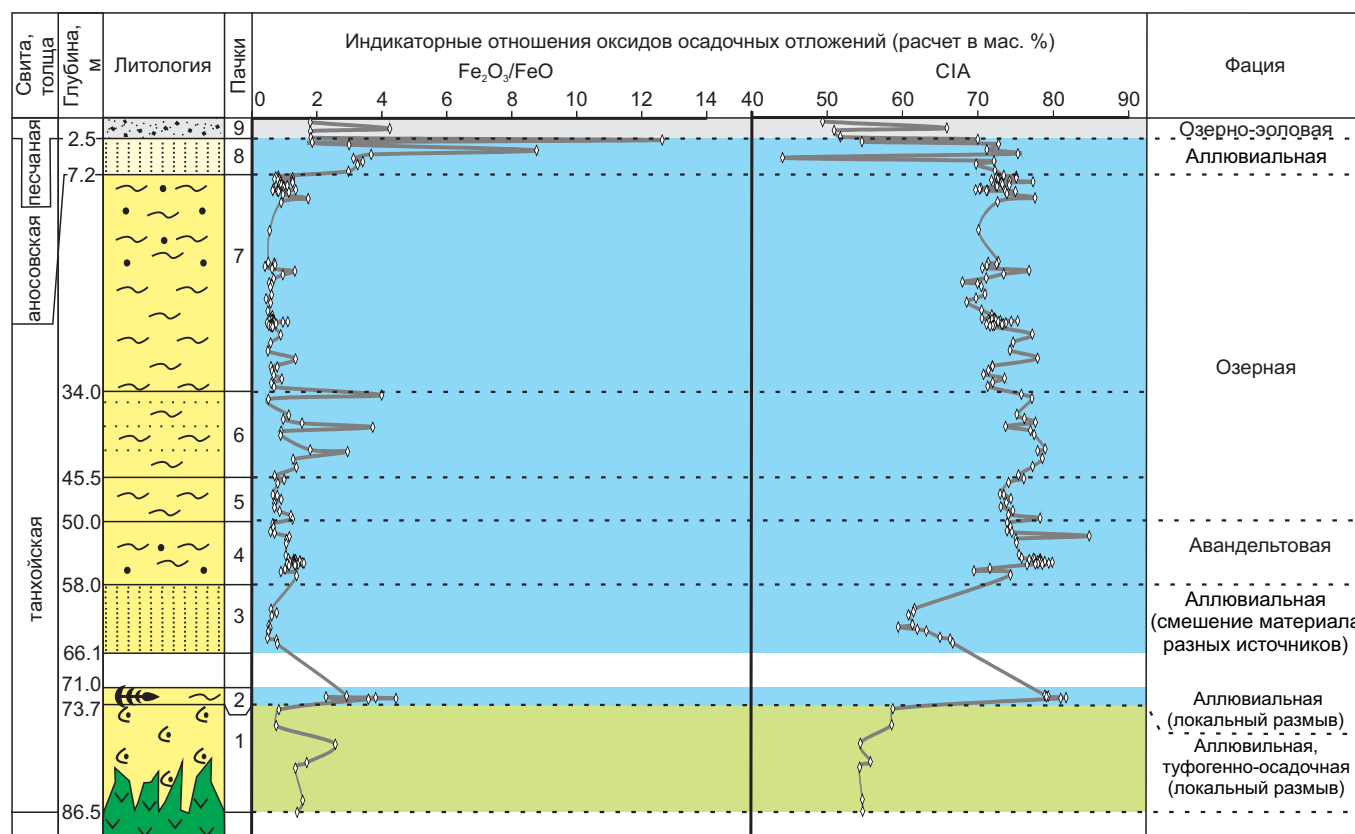
Слой массивных свинцово-серых долеритовых базальтов основания разреза, вскрытый на глубине 87.0–

85.5 м, пронизан трещинами, заполненными глинистым материалом. По этому признаку базальтовый слой не может считаться силлом, а принимается в качестве стратиграфической единицы последовательности. По химическому составу (SiO_2 49.7–49.9 мас. %, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 4.5–4.6 мас. %) и по долеритовой структуре основной массы базальты подобны породам лавовых потоков возрастной генерации 16–15 млн лет.

В соответствии с принятой легендой стратиграфии Тункинской впадины [Logatchev, 1958; Florensov, 1974], в разрезе определены отложения танхойской (угленосной) свиты миоцена – нижнего плиоцена (глубина 87.0–7.2 м), ановоской (охристой) свиты верхнего плиоцена –

нижнего плейстоцена (глубина 7.2–2.7 м) и песчаной толщи среднего плейстоцена (глубина <2.4 м) (рис. 2). Вулканогенно-осадочные отложения ахаликской (вулканогенно-осадочной) свиты нижнего плейстоцена, охарактеризованной в цитированных работах, в разрезе скв. Тунка-13 не обнаружены.

Нижняя туфогенно-осадочная пачка (глубина 86.5–73.7 м) залегает на базальтах и наследует литологические характеристики вулканических пород в результате их местного размыва. Она представлена темно-серыми до черных алевролитами с угловатыми обломками вулканического материала (размер до 3 см). В ее кровле (глубина 73.7–71.0 м) алевролит черный существенно обогащен



Литологический состав отложений

- песок мелкозернистый песок разнозернистый алевропесчаник
- алевролит туфопесчаник органический материал обводненный песок
- Подстилающий базальтовый поток свинцово-серый долеритовый базальт

Рис. 2. Смена состава и фаций осадочных отложений в разрезе, вскрытом скважиной Тунка-13.

В керне определены глубинные вариации окисленности железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) и химического индекса выветривания (CIA). Пачки: 1 – базальтовые туффиты (местный аллювий); 2 – аллювий материала кислого состава местного размыва; 3 – аллювий размыва различных источников обширной территории; 4 – отложения авандельты в палеоозере; 5–7 – разноглубинные отложения палеоозера; 8 – аллювий ановоской свиты; 9 – пески озерно-эолового происхождения.

Fig. 2. Change of sediment compositions and facies in the Tunka-13 well section. In cores, deep variations in the oxidation of iron ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) and chemical index of alteration (CIA) are determined.

Units: 1 – basaltic tuffites (local alluvium); 2 – alluvium of silicic material of local erosion; 3 – alluvium derived from various sources in a vast area; 4 – avandelta paleo-lake deposits; 5–7 – lacustrine sediments of various depths; 8 – alluvium of the Anosovka formation; 9 – lacustrine-eolian sands.

органическим материалом. Выше (глубина 66.1–58.0 м) залегают мелкозернистые, а еще выше (глубина 58.0–50.0 м) – слюдисто-алевритовые пески. В интервале глубин 66.6–71.0 м встречен слой расплывающегося обводненного песка, который из-за жидкой консистенции был непригоден для исследований. Озерные отложения верхней толщи танхойской свиты (глубина 50.0–7.2 м) сложены алевритами с примесью мелкозернистого песка. Характерна насыщенность отложений чешуйками слюды.

Завершают разрез отложения ановской свиты и перекрывающей ее песчаной толщи. Ановская свита представлена песком мелкозернистым, лимонитизированным (охристого цвета). В песчаной толще песок серый, разнозернистый.

4. ЛИТОГЕОХИМИЯ ПАЧЕК ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для характеристики условий осадконакопления в практике используются различные геохимические параметры, среди которых особое место занимает химический индекс выветривания (Chemical Index of Alteration, CIA= $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$), отн. % [Nesbitt, Young, 1982]. В отложениях скв. BDP-96 и BDP-98 значения этого показателя заметно снижаются в верхней части разреза [Kashik, Lomonosova, 2006]. При переходе от отложений танхойской свиты к отложениям ановской свиты в Баргузинской впадине было отмечено также резкое возрастание окисленности железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) [Rasskazov et al., 2016].

В осадочной толще, вскрытой скв. Тунка–13, по вариациям CIA и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ выделяется девять пачек (рис. 2). В танхойской свите различаются две толщи. В нижней (пачки 1–4) наблюдаются крупноамплитудные колебания CIA от интервала значений 54–59 в пачке 1 до интервала 79–82 в пачке 2. В верхней толще снизу вверх по разрезу значения CIA плавно снижаются с малоамплитудными колебаниями предельных значений от интервала 75–85 до интервала 68–77 (на глубине 20 м), а затем повышаются до интервала 70–78. Подобным образом этот параметр плавно снижается и повышается в донных отложениях Академического хребта оз. Байкал [Kashik, Lomonosova, 2006].

На фоне преобладающей низкой окисленности железа в отложениях танхойской свиты ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0.5–1.7$) окисленность несколько возрастает в пачках 2 и 6 ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ достигает 4.4). Отложения ановской свиты, представленные пачкой 8, отличаются от отложений пачки 7, венчающей танхойскую свиту, возрастанием $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ от интервала 0.5–1.7 до интервала 1.6–3.0. В плейстоценовых песках (пачка 9) $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ составляет интервал 1.8–4.2.

Иную информацию дает соотношение титанового модуля (ТМ) и индекса вариаций состава (ICV) (рис. 3). В отложениях нижней части разреза (в интервале 86.5–73.7 м) определены повышенные значения ТМ (0.10–0.13) при максимальных значениях ICV (1.21–1.86). В вышележащих отложениях значения обоих параметров снижаются (ТМ=0.03–0.09, ICV=0.7–1.0). Пониженные значения ТМ свидетельствуют о механической примеси

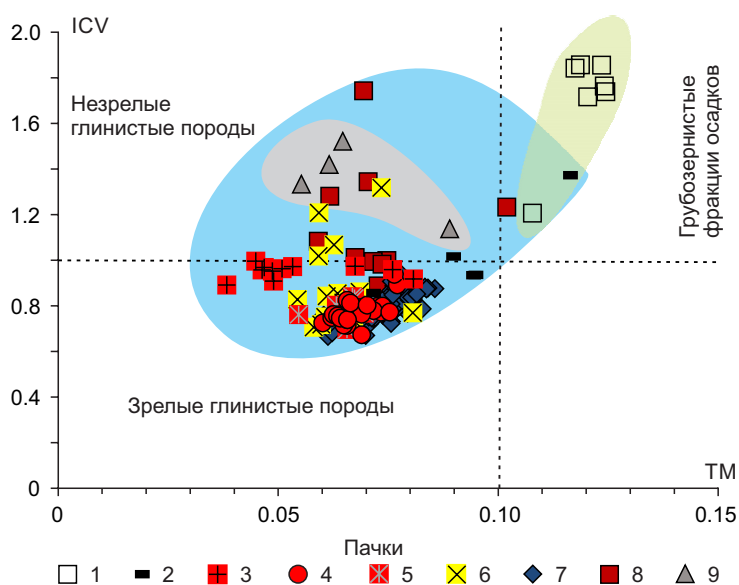


Рис. 3. Соотношения титанового модуля (Titanium Module, $\text{TM} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [Migdisov, 1960] и индекса вариаций состава (Index of Compositional Variability, $\text{ICV} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3$) [Cox et al., 1995] в отложениях Тункинской впадины. Зеленым, голубым и серым цветом выделены фигуративные поля отложений соответственно нижней (86.5–73.7 м), средней (73.7–2.5 м) и верхней (<2.5 м) части разреза (см. рис. 2).

Fig. 3. Titanium module ($\text{TM} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) [Migdisov, 1960] versus Index of compositional variability ($\text{ICV} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)/\text{Al}_2\text{O}_3$) [Cox et al., 1995] in sediments from the Tunka basin. Data fields of sediments from the lower (86.5–73.7 m), middle (73.7–2.5 m) and upper (<2.5 m) parts of the section (see Fig. 2) are highlighted in green, blue and gray colours.

кластического материала. Значения ICV менее 1 указывают на зрелость осадков с возрастанием роли глинистого материала и на вероятность седиментационного рециклинга. Исключение составляют пробы, отобранные с глубины 72.2, 41.54, 38.5 и 34.5 м, в которых значения ICV возрастают до 1.32. Подобное возрастание значений ICV (до 1.74) характеризует уменьшение зрелости осадков ановской свиты и песчаной толщи.

Роль глинистых минералов и органического материала выявляется на диаграмме SiO_2 – ППП (рис. 4, а). Значения потерь при прокаливании (ППП) в отложениях пачки 1 варьируются в интервале 2.9–7.9 мас. % и возрастают в верхней части этой пачки до 26.2 мас. % вследствие обогащения осадков органическим материалом.

С увеличением содержания SiO_2 в вышележащих пачках значения ППП уменьшаются из-за снижения содержания кристаллизационной H_2O , входящей в состав глинистых минералов. С учетом среднего содержания H_2O в глинах около 10 мас. %, более высокие значения

ППП могут свидетельствовать о присутствии органического материала. В пробах пачки 2 ППП меняются в интервале от 6.7 до 8.4. Для проб пачки 3 характерны повышенные содержания SiO_2 (от 50.0 до 68.2 мас. %) при более низком содержании ППП (1.6–5.8 мас. %). В породах пачек 4 и 5 значения ППП составляют от 7.1 до 12.1 мас. %, за исключением образца с глубины 49.95 м пачки 5 с более высоким содержанием ППП (16.4 мас. %) при SiO_2 49.2 мас. %.

Для озерной пачки 6 характерны высокие значения ППП (9.2–22.4 мас. %) при сравнительно низком содержании SiO_2 (42.7–51.6 мас. %). Тренд диаграммы рис. 4, б, может отражать примесь органического детрита. В озерных отложениях подстилающих и перекрывающих пачек содержания ППП в основном не превышают 10.0 мас. %, что свидетельствует об основном значении глин и малой роли примеси растительного детрита.

В пачке 8 ановской свиты значения ППП находятся в пределах 5.1–6.0 мас. %. Пониженные значения этого

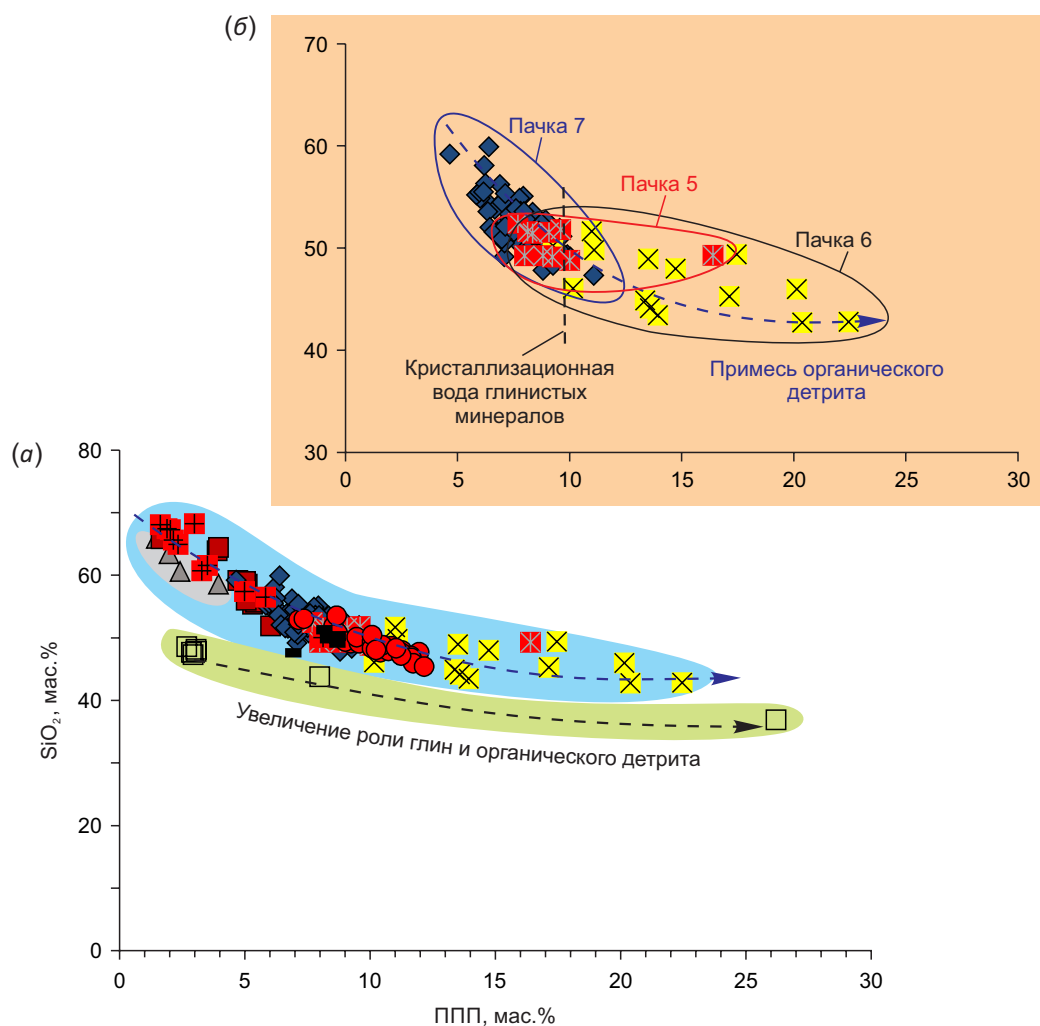


Рис. 4. Соотношения содержаний SiO_2 с потерями при прокаливании (ППП) в осадочных отложениях всего изученного разреза (а) и его озерных толщ – пачек 5–7 (б). Усл. обозн. см. рис. 3.

Fig. 4. SiO_2 versus loss on ignition in the sediments of the whole studied section (a) and its lacustrine part – units 5–7 (b). See Fig. 3 for the symbols.

параметра определены в образце с глубины 3 м при высоком содержании SiO_2 (65.8 мас. %). Для песчаной плейстоценовой пачки 9 определены наиболее низкие значения ППП (от 1.4 до 3.9 мас. %).

Диаграмма Th/Co–La/Sc (рис. 5) дает информацию о вариациях состава пород в источнике сноса [Cullers, 2002]. Для отложений выделенных стратонов источнику сноса магматических пород базальтового состава соответствует пачка 1 и источникам кислого состава – пачки вышележащей части разреза.

На рис. 6, а–е, приведены диаграммы редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных к составу хондрита. Широкий диапазон субпараллельных спектров, полученных для отложений всего разреза, отражает поступление материала слегка обогащенных источников магматических и метаморфических пород кислого состава (см. рис. 5). Пачка 1 (рис. 6, а) характеризует базальтовые туффы местного размыва, дающие относительно пологий наклон спектров в резко ограниченном диапазоне. Пачка 2 (рис. 6, б) также обозначает локальный источник, но, в отличие от пачки 1, кислого состава. Спектры узкого диапазона расположены в середине интервала РЗЭ всего разреза. Аллювий пачки 3 (рис. 6, в) обладает наиболее низкими содержаниями РЗЭ, свидетельствующими о вовлечении в размыв нового материала. Авандельтовые отложения пачки 4 (рис. 6, г) подобны по концентрациям РЗЭ отложениям аллювиальной пачки 2. Озерные отложения пачек 5–7 (рис. 6, д) отличаются повышенными содержаниями РЗЭ и в этом отношении контрастируют с аллювием пачки 3 с низкими содержаниями РЗЭ. Отложения заключительных пачек 8 и 9 (рис. 6, е) по низким содержаниям РЗЭ сопоставляются с аллювием пачки 3.

Редкоземельная специфика смены источников материала в слоях разреза проявляется на диаграмме La/Yb–Eu* (рис. 7). В отложениях пачки 1 отсутствует Eu-аномалия, что в целом характерно для базальтов Байкальской рифтовой системы. Часть проб пачки 3 также обнаруживает отсутствие Eu-аномалии при повышенных значениях La/Yb. Другая часть проб пачки 3 сопоставляется на диаграмме La/Yb–Eu* с пробами пачки 2 и в целом вписывается в общий тренд возрастания отношения La/Yb с углублением отрицательной Eu-аномалии. Максимальными значениями La/Yb характеризуются породы пачек 4 и 7.

5. ПАЛИНОЗОНЫ

В разрезе танхойской свиты, вскрытой скважиной Тунка-13 в интервале глубин от 8.5 до 80.3 м, выявлены спорово-пыльцевые спектры хорошего наполнения и разнообразного систематического состава. Содержание спор и пыльцы колеблется от 125 до 710 зерен. Самая верхняя грубообломочная часть разреза ановской свиты и песчаной толщи палинологически не охарактеризована. На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 8) в интервалах глубин 80.3–56.0, 55.0–38.0 и 24.5–8.5 м выделено три палинозоны (ПЗ).

ПЗ-1 включает три палиносспектра (доминанты указываются по возрастанию).

Пачка 1 (80.3 м): *Pinus s/g Diploxyylon* – *Betula* – *Abies* + *Picea* + *Tsuga* + *Pinus s/g Haploxyylon*.

В общем составе спектра содержится хвойных 56 %, лиственных 30 %, трав 4 %, спор 10 %. В группе темнохвойных пород (38 %) преобладает *Picea sec. Eupicea* 19 %, *Pinus s/g Haploxyylon* 11 %, *Tsuga sp.*_{1,2,3} 7 %, *Abies sp.* 1 %; из светлых хвойных – *Pinus s/g Diploxyylon* 18 %. Пыльца

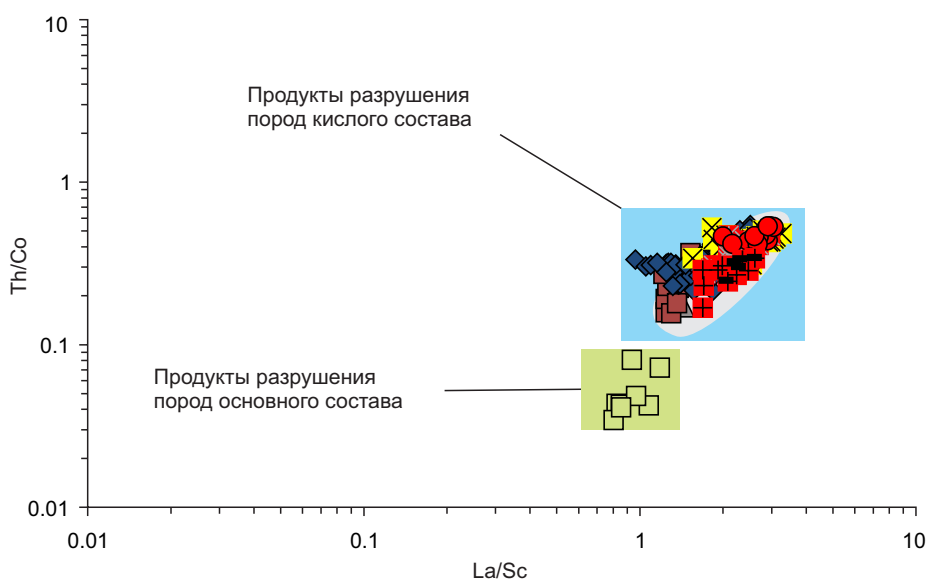


Рис. 5. Соотношение Th/Co – La/Sc в отложениях Тункинской впадины.

Усл. обозн. см. рис. 3. Фигуративные поля продуктов разрушения пород основного и кислого состава показаны по работе [Cullers, 2002].

Fig. 5. Th/Co versus La/Sc in the sediments from the Tunka basin.

See Fig. 3 for the symbols. Data fields of destruction products of basic and silicic compositions are shown after [Cullers, 2002].

лиственных пород представлена *Betula sp.* 19 %, *Alnus* 9 %, *Duschekia sp.* 2 %, единично *Corylus sp.* Немногочисленную группу пыльцы трав составляют *Chenopodiaceae* 2 %, *Artemisia*, *Cichoriaceae* по 1 %. Среди спор присутствуют *Polypodiaceae* 7 % и *Sphagnum sp.* 2 %.

В лесных ценозах преобладали темнохвойные деревья: ель, кедровидные сосны, тсуга, пихта, а также смешанные сосново-березовые с ольхой и редкой примесью

лещины. В травяно-кустарничковом подлеске присутствовали душикия, маревые, полынь, цикориевые, по увлажненным местам – папоротники и сфагновые мхи.

Пачка 2 (72.0 м): *Pinus – Picea sec. Eupicea – Betula*.

В отложениях этой пачки сокращается число пыльцы хвойных пород (до 38 %), лиственных (до 27 %), спор (до 5 %), а сумма трав увеличивается (до 30 %). Из хвойных пород преобладает *Picea sec. Eupicea* (22 %),

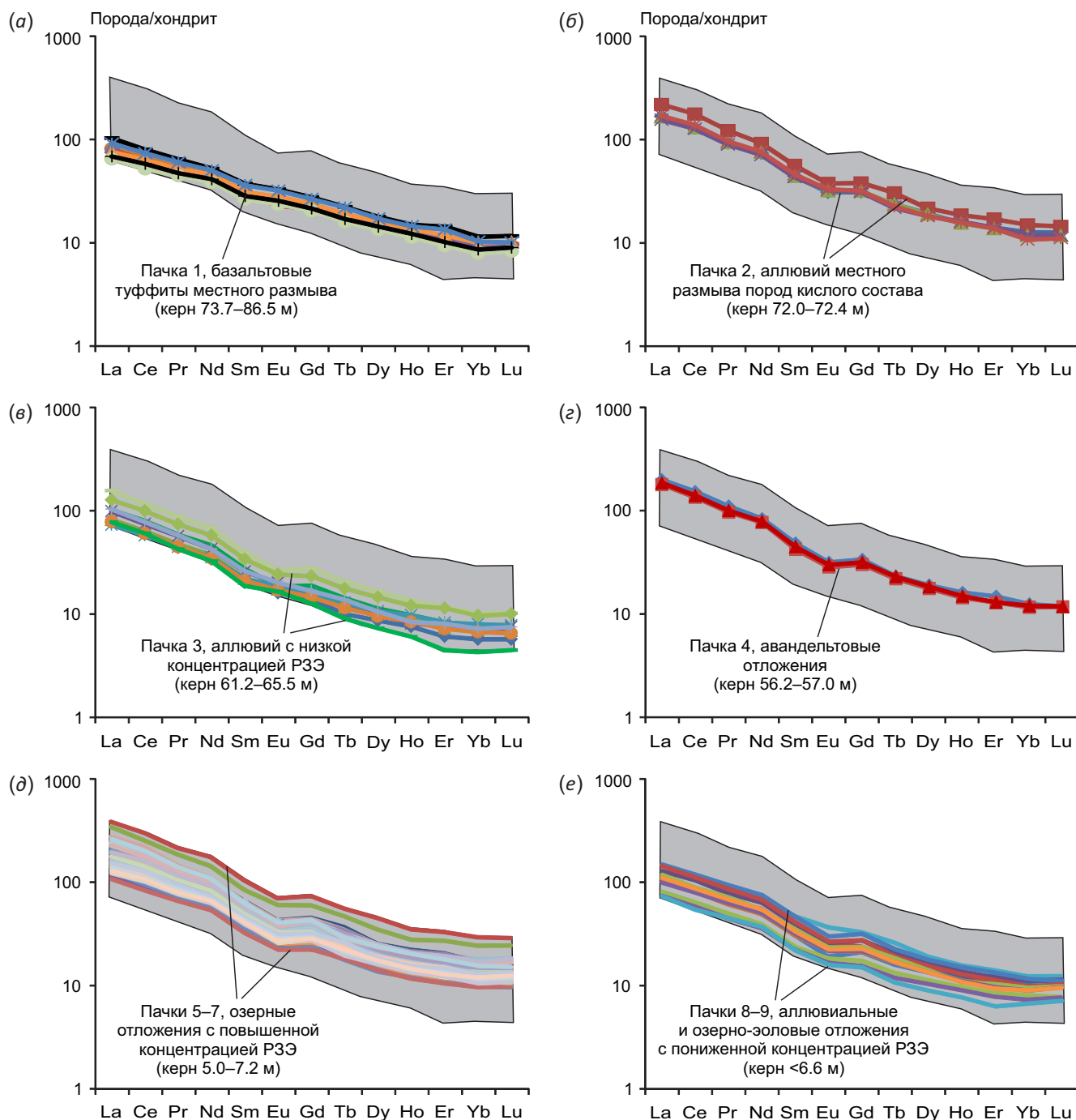


Рис. 6. Диаграмма распределения РЗЭ, нормированных к хондриту, в осадочных отложениях пачек изученного разреза. Для нормирования использован состав хондрита [McDonough, Sun, 1995]. Полоса серого цвета обозначает весь диапазон РЗЭ отложений Тункинской впадины.

Fig. 6. Diagram of REE normalized to chondrite in the sediments from units of the section studied.

Chondrite composition after [McDonough, Sun, 1995]. Gray band indicates the whole range of REE in sediments from the Tunka basin.

сопутствуют *Pinus s/g Haploxyylon* (9 %), *Pinus s/g Diploxyylon* (6 %). *Abies sp.* и *Tsuga sp.* Пыльца мелколиственных деревьев представлена в основном *Betula sp.* (24 %) с примесью *Alnus sp.* и *Salix sp.* Отмечается присутствие небольшого числа широколиственных пород (2 %): *Carpinus sp.*, *Quercus sp.*, *Castanea sp.*, *Ulmus sp.*, *Corylus sp.* Видовой состав трав более разнообразен: *Caryophyllaceae* (10 %), *Artemisia sp.* (5 %), *Asteraceae* (4 %), *Cyperaceae* (3 %), *Poaceae* и *Chenopodiaceae* (по 2 %), остальные малочисленны – *Ericales*, *Ephedra sp.*, *Cichoriaceae*, *Apiaceae*, *Lamiaceae*, *Polygonum sp.*, *Rosaceae*, *Valeriana sp.*, *Caprifoliaceae*, *Sparganium sp.* Спор мало, но видов больше: *Riccia sp.* (3 %), *Osmunda sp.*, *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*, *Ophioglossaceae*, *Selaginella sp.*

В лесных сообществах на фоне темнохвойных лесов возросло количество мелколиственных берез с ольхой, ивой, незначительно – термофильных широколиственных (граб, дуб, каштан, вяз, лещина) и травянистых. Сомкнутость растительного покрова была разрежена за счет мезофитных лесных, лугово-степных, околородных (чистоуст, риччия, спарганиум) и по увлажненным местам споровых ассоциаций.

Пачки 3 и 4 (65.5 и 56.0 м): *Tsuga – Pinus – Polypodiaceae – Betula – Picea sec. Eupicea*.

Содержание пыльцы хвойных (40–41 %) и лиственных пород (25–30 %) в общем составе спектров немного возрастает, трав – уменьшается (до 6–18 %). Заметно повышается число спор (13–28 %). По-прежнему

преобладает пыльца *Picea sec. Eupicea* (16–23 %) и *Betula sp.* (19–22 %) в сопровождении *Pinus s/g Haploxyylon* (6–10 %), *Pinus s/g Diploxyylon* (6 %), *Tsuga sp.*_{1,2,3} (6 %), *Abies sp.* (1 %). Из лиственных пород, помимо *Betula sp.*, определены *Alnus sp.* (2–3 %), *Duschekia sp.* (2–3 %), *Salix sp.* (до 2 %). Кроме того, встречены редкие представители широколиственных – *Quercus sp.*, *Diervilla sp.*, *Ilex sp.*, *Tilia sp.*, *Corylus sp.* Травянистая часть спектра сложена разнообразными видами: *Artemisia sp.* (2–4 %), *Poaceae* (1–3 %), *Cyperaceae* и *Caryophyllaceae* (по 3 %), *Asteraceae* (1 %), *Chenopodiaceae*, *Ericales*, *Cichoriaceae*, *Rosaceae*, *Apiaceae*, *Polygonum sp.*, *Fabaceae*, *Thalictrum sp.*, *Onagraceae*, *Valeriana sp.*, *Liliaceae*, *Sparganium sp.* Наиболее многочисленны среди спор *Polypodiaceae* (10–25 %), им сопутствуют *Ophioglossaceae* (до 2 %), *Sphagnum sp.*, (1–2 %), *Osmunda sp.*, *Lycopodiaceae*, *Selaginella sp.*

Наряду с темнохвойными и светлохвойными, ольхо-березовыми с примесью широколиственных пород (дуб, диервилла, падуб, липа, лещина) лесами, разнотравными ассоциациями, значительно распространились сообщества влажных местообитаний (чистоуст, папоротники, мхи, плауны и другие споровые растения).

В целом, ПЗ-1 отражает преобладание хвойных и листопадных с небольшим участием теплолюбивых широколиственных пород в лесных фитоценозах. Постоянно присутствуют три формы тсуги. Увеличение числа травянистых и споровых (особенно ближе к ПЗ-2) растений на отдельных этапах развития растительности

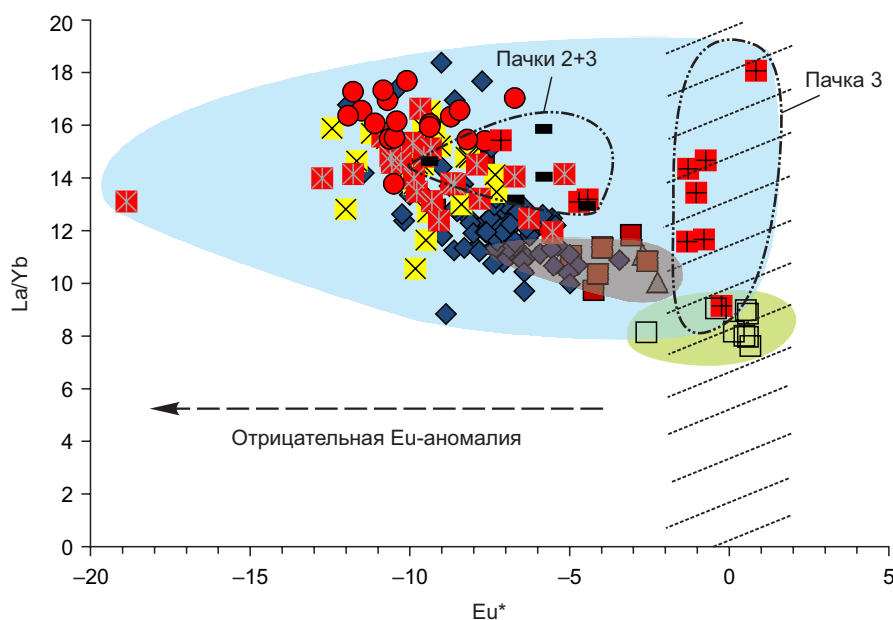


Рис. 7. Соотношение La/Yb – Eu^* в отложениях Тункинской впадины.

Усл. обозн. см. рис. 3. $Eu^* = EuN - ((SmN + GdN)/2)$, где EuN , SmN , GdN – значения нормированных на хондрит концентраций РЗЭ. Косой точечной штриховкой выделена область без Eu -аномалии. Пачка 1 (базальтовые туффиты) характеризуется ее отсутствием, в пачке 2 аномалия слабо проявлена, в пачке 3 перемежаются отложения без аномалии и с аномалией. Во всех вышележащих отложениях аномалия отчетливо выражена.

Fig. 7. La/Yb versus Eu^* in the sediments from the Tunka basin.

See Fig. 3 for the symbols. $Eu^* = EuN - ((SmN + GdN)/2)$, where EuN , SmN , GdN – REE values normalized to chondrite. Obliquely dotted hatching highlights an area without Eu -anomaly. Unit 1 (basaltic tuffites) shows no Eu -anomaly, unit 2 – weak anomaly, unit 3 – interbedded layers with and without anomaly. In all the overlying sediments, the anomaly is clearly defined.

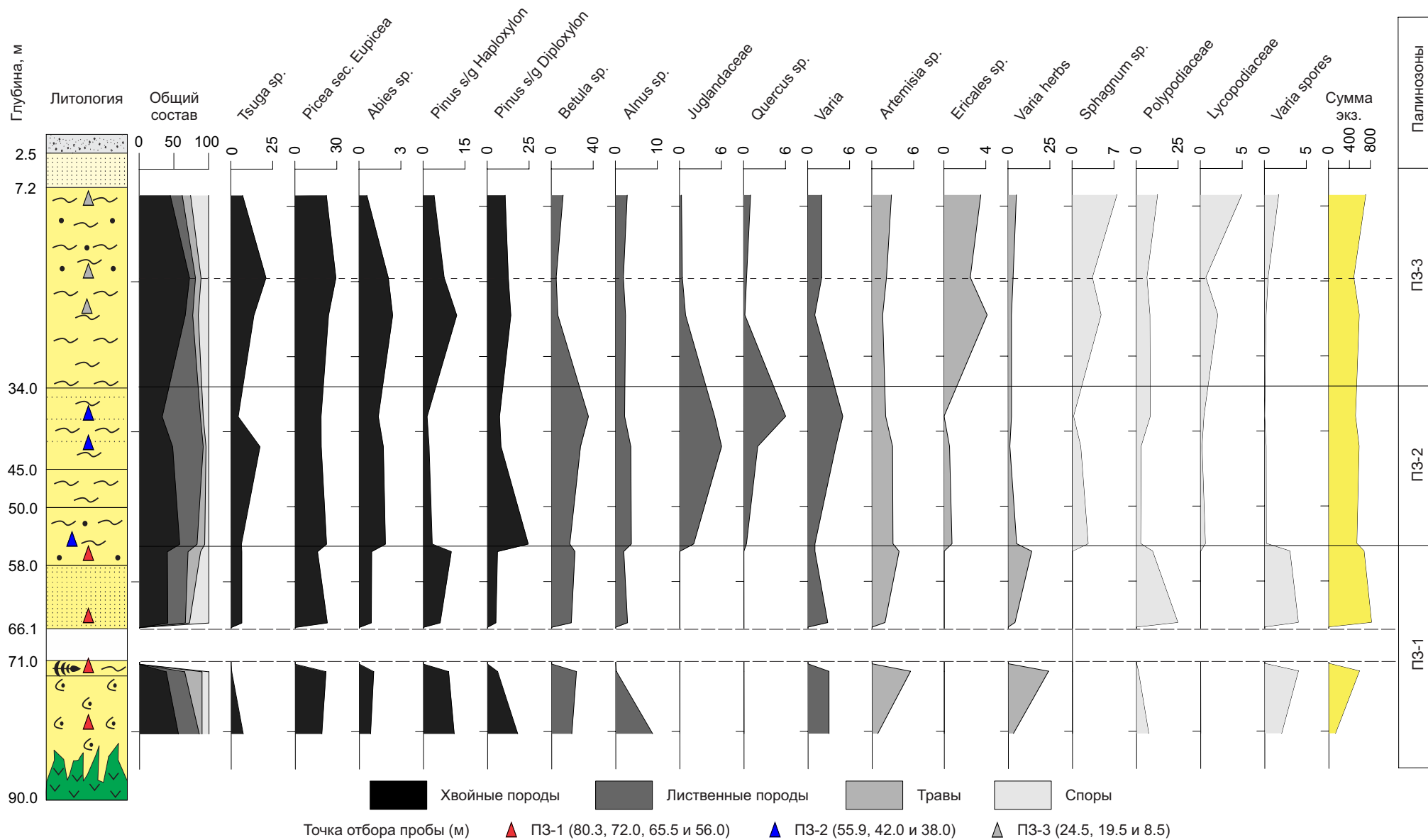


Рис. 8. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений, изученных в скважине Тунка-13.

Усл. обозн. см. рис. 2. В литологической колонке треугольниками показаны глубины отбора проб на палинологический анализ.

Fig. 8. Spore and pollen diagram of the sediments from the Tunka-13 well.

See Fig. 2 for the symbols. In the lithological column, the triangles show depths of samples for palynological analysis.

обусловлено, вероятно, колебаниями влаго- и теплообеспеченности в умеренно теплых и умеренно влажных климатических условиях.

ПЗ-2 характеризуется тремя палиноспектрами.

Пачка 5 (55 м): *Tsuga – Betula – Picea sec. Eupicea – Pinus s/g Diploxylon*.

В спектре доминирует пыльца хвойных (58 %) и лиственных (25 %). Сокращается число пыльцы трав (до 11 %) и спор (до 6 %). Среди хвойных развивается *Pinus s/g Diploxylon* (24 %). Ее сопровождают *Picea sec. Eupicea* (22 %), *Tsuga sp.*_{1,2,3} (6 %), *Pinus s/g Haploxylon* (3 %). Из лиственных пород *Betula sp.* содержится 17 %, остальных видов меньше – *Alnus sp.* (4 %), широколиственных (3 %). Среди последних определены *Juglandaceae*, *Carya sp.*, *Myrica sp.*, *Carpinus sp.*, *Acer sp.*, *Quercus sp.*, *Castanea sp.*, *Tilia sp.*, *Corylus sp.* Пыльца трав относится к *Artemisia sp.* 3 %, *Ericales* 1 %, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra sp.*, *Asteraceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Caprifoliaceae*, *Sparganium sp.* *Sphagnum sp.* (3 %), *Polypodiaceae* (2 %), *Lycopodiaceae* (1 %), *Botrychium sp.*

Спектр отразил наличие хвойных лесов из сосен, ели, тсуги, пихты и ольхово-березовых лесов с несколько большим участием представителей умеренно-термофильной листопадной флоры (ореховые, кария, мирика, граб, клен, дуб, каштан, липа, лещина). В подлеске присутствовали верескоцветные, жимолостные, спорово-разнотравные сообщества.

Пачка 6 (42 и 38 м): *Carya + Quercus + Juglandaceae – Tsuga – Picea sec. Eupicea – Betula*.

Меняется соотношение между пыльцой хвойных (уменьшается до 33–48 %) и лиственных (увеличивается до 44–55 %). Особенность спектров данного интервала, кроме распространения *Betula sp.* (28–35 %) и *Alnus sp.* (2–4 %), выражается в заметной роли пыльцы широколиственных пород: *Juglandaceae* (5–6 %), *Quercus sp.* (2–6 %), *Carya sp.* (3–4 %), *Myrica sp.*, *Carpinus sp.*, *Fagus sp.*, *Acer sp.*, *Tilia sp.*, *Ulmus sp.*, *Corylus sp.* Среди хвойных преобладает *Picea sec. Eupicea* (19 %) и *Tsuga sp.*_{1,2,3} (4–17 %), им уступают *Pinus s/g Diploxylon* (7–8 %), *Pinus s/g Haploxylon* (1–2 %), *Abies sp.* (1–2 %). Малочисленная пыльца трав (4 %) соответствует *Artemisia sp.* (2–3 %), *Ericales*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Apiaceae*, *Polygonum sp.*, *Brassicaceae*, а споры (4–9 %) – *Polypodiaceae* 3–8 %, *Sphagnum sp.*, *Lycopodiaceae*, *Botrychium sp.*

Хвойные леса с тсугой частично замещались смешанными ольхово-березовыми и широколиственными лесами.

Особенность ПЗ-2 заключается в повышении роли тсуги и более разнообразных термофильных листопадных пород (орех, дуб, кария, мирика, граб, бук, вяз, клен, липа, лещина), под пологом которых росли лугово-степные травы и споровые растения. Подобная растительность могла существовать во влажных и теплых условиях.

ПЗ-3 включает три палиноспектра.

Пачка 7 (24.5 и 19.5 м): *Tsuga – Pinus – Picea sec. Eupicea*.

В этом интервале доминирует пыльца хвойных деревьев (66–72 %): *Picea sec. Eupicea* (24–29 %), *Pinus sp.*

(*Pinus s/g Diploxylon* 13–14 % и *Pinus s/g Haploxylon* 8–12 %), *Tsuga sp.*_{1,2,3} (14–21 %), *Abies sp.* (2 %). Существенно снижается сумма лиственных (9–11 %): *Betula sp.* (5–6 %), *Alnus sp.* (2 %), *Carya sp.*, *Juglandaceae*, *Quercus sp.*, *Ulmus sp.*, *Corylus sp.* Немного больше становится пыльцы трав (8 %): *Ericales* (3–4 %), *Artemisia sp.* (2 %) и разнотравья (до 2–3 %): *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra sp.*, *Asteraceae*, *Apiaceae*, *Polygonaceae*, *Brassicaceae*, *Thalictrum sp.*, *Cyperaceae*, *Caryophyllaceae*, *Onagraceae*, а из спор (11–15 %) – *Polypodiaceae* (6–8 %), *Sphagnum sp.* (3–5 %), *Lycopodiaceae* (до 2 %). Из других спор встречены редкие *Ophioglossaceae*, *Selaginella selaginoides*, cf. *Cyathea sp.*(?).

Судя по спектрам, значительно расширились площади хвойных лесов из елей, тсуги, пихты, сосен. Участие тсуги на данном этапе самое высокое на фоне обеднения видового состава широколиственных пород. Очевидно, происходило некоторое похолодание.

Пачка 7 (8.5 м): *Sphagnum + Polypodiaceae – Tsuga – Betula – Pinus s/g Diploxylon – Picea sec. Eupicea*.

Содержание пыльцы хвойных падает (до 45 %), несколько больше лиственных (17 %) и трав (12 %), доля спор повышается (до 27 %). По-прежнему *Picea sec. Eupicea* (23 %) занимает ведущее положение среди хвойных. Ей сопутствуют *Pinus s/g Diploxylon* (11 %), *Pinus s/g Haploxylon* (4 %), *Tsuga sp.* (7 %), *Abies sp.* (1 %). Лиственную часть спектра составляют в основном *Betula sp.* (11 %), *Alnus sp.* (3 %), *Salix sp.* На широколиственные породы приходится 3 %: *Carya sp.*, *Quercus sp.*, *Fagus sp.*, *Ulmus sp.*, *Corylus sp.* Среди трав определены *Ericales* (4 %), *Artemisia sp.* (3 %) и другое разнотравье (5 %): *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Chenopodiaceae*, *Rosaceae*, *Apiaceae*, *Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, в том числе *Thalictrum sp.*, *Onagraceae*, *Valeriana sp.*, *Caprifoliaceae*, *Sparganium sp.* Отличие данного спектра проявляется в максимальном по разрезу содержании спор за счет *Polypodiaceae* (13 %), *Sphagnum sp.* (7 %), *Lycopodiaceae* (5 %), единично *Ophioglossaceae*, *Botrychium sp.*, *Riccia sp.*, *Selaginella selaginoides*.

Этот спектр отличался повышением роли споровых растений, сокращением хвойных формаций, дальнейшим обеднением состава термофильной флоры. Значительное участие папоротников, сфагнового мха, плауновидных, риччии, селлагинеллы может свидетельствовать о процессах заболачивания отдельных мест обитаний.

В ПЗ-3 наблюдалось постепенное сокращение числа тсуги и других темнохвойных пород. Широколиственные виды вытеснялись березами, ольхой. Среди трав становилось больше лугово-лесных ассоциаций, широко развивались заболоченные участки. Видимо, происходило постепенное ухудшение климата в сторону похолодания.

Сопоставление с материалами по палинокомплексам из танхойской свиты во впадинах юго-западной части Байкальской рифтовой зоны [Mazilov et al., 1972], Иркутского амфитеатра [Logatchev et al., 1964], Юго-Восточного Прибайкалья [Sedova, 1956; Faizulina, Kozlova, 1966; Rasskazov et al., 2007] позволило определить

возраст выделенных палинозон в целом как позднемиоценовый – раннеплиоценовый.

6. ДИАТОМОВЫЕ ЗОНЫ

Ископаемые диатомовые водоросли представлены в интервале глубин 0.5–50.0 м. Их общее количество в керне скважины изменялось от 0.24 до 533 млн створок на грамм сухого осадка. Максимальная численность отмечена на глубинах 41.0–41.5 м (533–421 млн ств./г), 38.0 м (456 млн ств./г) и 19.5 м (382 млн ств./г). В этих образцах доминировали планктонные диатомовые водоросли (рис. 9).

Эндемичные для Тункинской котловины ископаемые виды *Stephanodiscus tuncaensis* Pomazkina et Likhoshway и *Cyclotella tuncaica* Nikiteeva, Likhoshway et Pomazkina встречались на всем протяжении керна. Максимальное количество *S. tuncaensis* – 180 млн створок на грамм выявлено на глубине 41.5 м, а *C. tuncaica* – 124 млн створок на грамм на глубине 19.5 м. Другие виды имели локальное распространение. По появлению и исчезновению видов выделены четыре диатомовые зоны (ДЗ-1 – ДЗ-4).

ДЗ-1 соответствует нижнему интервалу керна (47.0–37.5 м). В этом интервале доминировали планктонные диатомеи *Aulacoseira ambigua* (Grunow) Simonsen, *A. ambigua* f. *curvata* (Skabichevsky) Genkal и *Stephanodiscus tuncaensis*. В небольшом количестве присутствовали виды *Melosira undulata* (Ehrenberg) Kützing, *Synedra* sp., *Aulacoseira subarctica* (O. Müller) Haworth, *Aulacoseira distans* (Ehrenberg) Simonsen и *Aulacoseira islandica* (O. Mull.) Simonsen.

ДЗ-2 расположена выше по разрезу (29.0–24.5 м). В доминирующей комплекс видов в этом интервале входили *C. tuncaica* и *Aulacoseira* aff. *baicalensis*. Максимальные значения их численности отмечены на глубине 29.0 м и составляли 54.2 и 19.6 млн створок на грамм, соответственно.

ДЗ-3 выделена в интервале 13–24 м по доминированию *C. tuncaica*, *S. tuncaensis*, *A. distans* и появлению нового вида, обозначенного нами как *Aulacoseira* sp.

ДЗ-4 характеризует интервал керна 8–13 м, в котором снова доминировали виды *Aulacoseira ambigua* (Grunow) Simonsen и *A. ambigua* f. *curvata* с небольшим присутствием *A. distans*.

Бентосные виды были представлены родами *Staurisira*, *Staurisella*, *Tetracyclus*, *Planolithidium*, *Navicula*, *Gomphonema*, *Cavinula*, *Cocconeis* и др. практически по всему разрезу.

В интервале 39.5–37.5 м обнаружена типичная *A. islandica* со спорами и *Aulacoseira subarctica*. Эти виды отмечены в нижнеплиоценовых донных отложениях Байкала [Kuz'min et al., 2009]. По составу диатомей отложения нижней части разреза, вскрытого скв. Тунка-13, коррелируются с верхнемиоценовыми отложениями Витимского плоскогорья и верхнемиоценовыми – нижнеплиоценовыми отложениями оз. Байкал, где в массе встречаются изогнутые формы *A. ambigua* f. *curvata*.

Содержание биогенного кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{биог.}}$), представленного в основном створками ископаемых диатомовых водорослей, изменялось в разрезе от 0.01 до 44.95 %. Содержание органического углерода ($\text{C}_{\text{орг.}}$) варьировало от 0.1 до 19.8 %. Максимальные значения $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ и $\text{C}_{\text{орг.}}$ получены в интервале глубин 37.5–43.5 м. В этом же интервале выявлена максимальная численность диатомовых водорослей.

7. ФАКТОРНЫЙ АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Факторный анализ – статистический инструмент, используемый в практике для классификации объектов, выявления их сходства и отличий [Belonin et al., 1982], – выполнен с использованием программы Statistica 12 методом главных компонент без ротации по 1) петрогенным оксидам проб, 2) спорово-пыльцевым спектрам и 3) сообществам диатомовых водорослей.

7.1. Петрогенные оксиды

Выделенные по литогеохимическим параметрам пачки подтверждаются распределением проб на факторной диаграмме. Основная изменчивость в выборке связана с первыми двумя факторами: F1 – 27.3 %, F2 – 23.9 %:

F1: $\text{SiO}_2^{0.92}$, $\text{K}_2\text{O}^{0.66}$, $\text{Na}_2\text{O}^{0.27}$, $\text{CO}_2^{0.25}$, $\text{P}_2\text{O}_5^{-0.73}$, $\text{TiO}_2^{-0.65}$, ППП $^{-0.63}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{-0.56}$, $\text{FeO}^{-0.35}$, $\text{MgO}^{-0.35}$, $\text{Al}_2\text{O}_3^{-0.33}$, $\text{MnO}^{-0.32}$, $\text{CaO}^{-0.02}$.

F2: ППП $^{0.56}$, $\text{Al}_2\text{O}_3^{0.44}$, $\text{K}_2\text{O}^{0.29}$, $\text{FeO}^{0.06}$, $\text{CaO}^{-0.92}$, $\text{MgO}^{-0.78}$; $\text{Na}_2\text{O}^{-0.35}$, $\text{TiO}_2^{-0.35}$, $\text{SiO}_2^{-0.22}$, $\text{CO}_2^{-0.20}$, $\text{P}_2\text{O}_5^{-0.16}$, $\text{MnO}^{-0.04}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3^{-0.01}$.

Положительные значения первого фактора обозначают основной процесс формирования терригенной составляющей размыва материала кислого состава в песчаных и алевро-песчаных отложениях, комплементарное отрицательное направление – органогенную составляющую осадков (ППП, P_2O_5) в сочетании с базальтовым материалом, концентрирующим титаномагнетит. Положительное направление второго фактора определяется концентрацией глин (ППП, Al_2O_3 и K_2O) по отношению к основным базальтовым компонентам (CaO , MgO , Na_2O , TiO_2), с которыми ассоциируется карбонат (CaO , CO_2).

Обособляются три группы проб танхойской свиты по интервалам (рис. 10): группа 1 – пачка 1 в интервале 86.5–73.7 м; группа 2 – основная в интервалах 72.4–72.0 м; 57.0–7.2 м; группа 3 – пачка 3 в интервале 65.5–61.2 м. Отложения аносковской свиты и песчаной толщи (пачки 8 и 9) подобны пачке 3 танхойской свиты, в которой смешивался материал различных источников.

Результаты факторного анализа демонстрируют соотношения состава отложений палеозера с составом предозерных и постозерных отложений. До образования озера туффы сменялись отложениями локального размыва, сопоставимыми с озерными, а затем – отложениями размыва обширной территории. После озерной аккумуляции преимущественно за счет размыва местного материала за осушением озера последовала поставка разнородного обломочного материала с обширной территории.

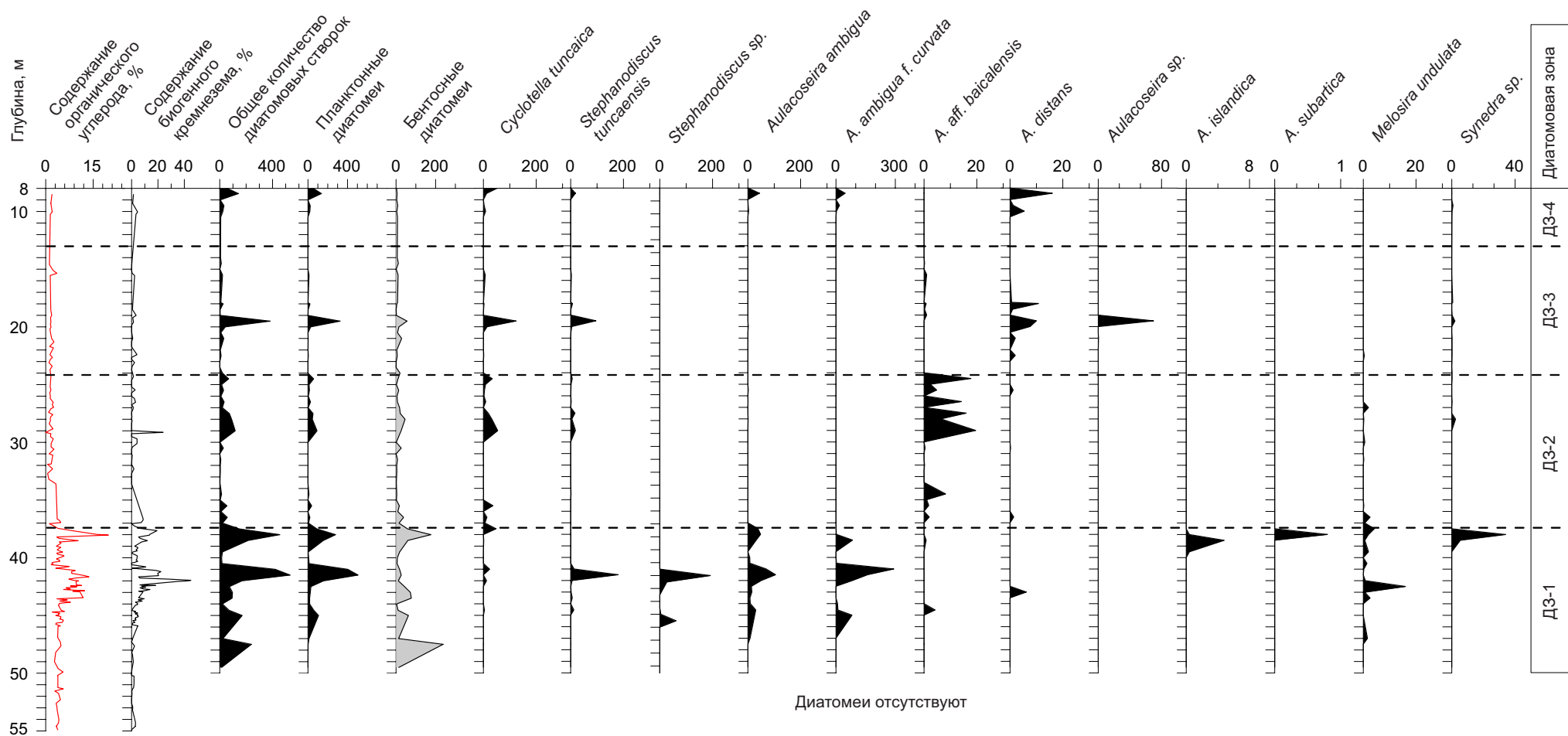


Рис. 9. Глубинные вариации $C_{\text{орг}}$, $SiO_{2\text{биог}}$ и ископаемых диатомовых водорослей. Относительная численность основных видов диатомей – концентрация створок (млн) в 1 г сухого осадка. Выделены диатомовые зоны (ДЗ-1 – ДЗ-4) (объяснения в тексте).

Fig. 9. Deep variations in organic carbon, biogenic silica and fossil diatoms. Relative abundances of the main diatom species are concentrations of valves in dry sediment (mln/g). Diatom zones (DZ-1 – DZ-4) are identified (explanations in the text).

7.2. Спорово-пыльцевые спектры

При факторном анализе палинологических спектров нагрузки по первым двум факторам (F1 = 31.5 %, F2 = 24.6 % изменчивости) распределились следующим образом:

F1: *Betula sp.*^{0.91}, *Varia(л)*^{0.60}, *Varia spores*^{0.48}, *Varia herbs*^{0.46}, *Artemisia*^{0.41}, *Quercus*^{0.35}, *Juglandaceae*^{0.27}; *Ericales*^{-0.89}, *Sphagnum*^{-0.81}, *Picea sec. Eupicea*^{-0.70}, *Tsuga sp.*^{-0.62}, *Lycopodiaceae*^{-0.58}, *Abies sp.*^{-0.54}, *Pinus s/g Diploxylon*^{-0.52}, *Pinus s/g Haploxyton*^{-0.23}, *Alnus sp.*^{-0.07}, *Polypodiaceae*^{-0.002};

F2: *Juglandaceae*^{0.90}, *Quercus*^{0.78}, *Varia(л)*^{0.57}, *Abies sp.*^{0.41}, *Tsuga sp.*^{0.38}, *Betula sp.*^{0.38}, *Alnus sp.*^{0.21}, *Pinus s/g Diploxylon*^{0.16},

Sphagnum^{0.03}; *Varia spores*^{-0.81}, *Varia herbs*^{-0.71}, *Pinus s/g Haploxyton*^{-0.67}, *Artemisia*^{-0.43}, *Polypodiaceae*^{-0.22}, *Picea sec. Eupicea*^{-0.11}, *Lycopodiaceae*^{-0.04}, *Ericales*^{-0.01}.

В координатах факторов 1 и 2 спорово-пыльцевые спектры разделились на три группы (рис. 11): группа 1 – верхнеиоценовые аллювиальные отложения; группа 2 – верхнеиоценовые озерные отложения; группа 3 – нижнеплиоценовые озерные отложения.

Спектры группы 1 имеют положительные значения первого фактора и отрицательные – второго. Эта группа соответствует ПЗ-1 и характеризуется разнообразной пыльцой и спорами умеренно теплого, влажного

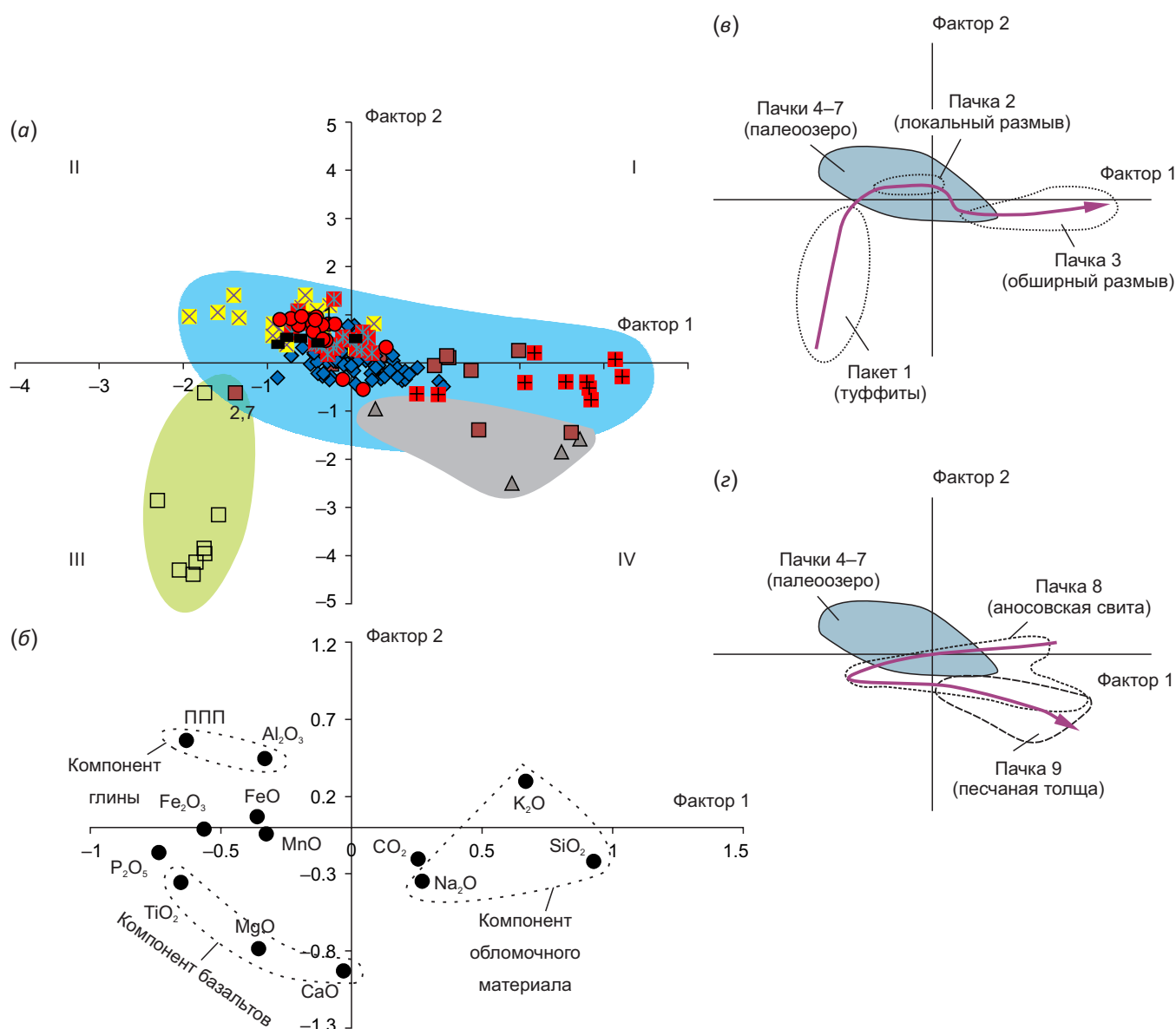


Рис. 10. Диаграмма факторного анализа проб (а), факторных нагрузок для 11 петрогенных оксидов, CO₂, ППП (б), соотношения фигуративных полей отложений палеозера с фигуративными полями предозерных (е) и постозерных (z) отложений. Стрелки на панелях (е) и (z) показывают последовательность смены состава пачек, обозначенных фигуративными полями. Усл. обозн. см. рис. 3.

Fig. 10. Factor analysis diagram for samples (a), factor loads for 11 major oxides, CO₂, loss on ignition (б), relations between the data fields of paleo-lake sediments and pre-lake (e) and post-lake (z) ones.

Arrows on panels (e) and (z) show sequences of compositional changes of the units, indicated by the data fields. See Fig. 3 for the symbols.

климата (здесь обнаружены единичные споры *Osmunda sp.*). Несмотря на вариации встречаемости основных составляющих, для ПЗ-1 характерны общие составляющие – присутствие в составе темнохвойных лесов тсуги, в лиственных лесах небольшого числа термофильных широколиственных пород, в верхней части проявлена роль растений влажных местообитаний.

Спектры группы 2 (соответствующей ПЗ-2) имеют пыльцу лиственных, доля которых увеличивается с 25 до 55 %. Увеличивается разнообразие видов, особенно пыльцы широколиственных. Точки спектров, расположены в квадранте II, за исключением спектра керна с глубины 55 м (пачка 5), который дает отрицательное значение F1. Одновременное увеличение значений обоих факторов (тренд в сторону квадранта I) означает смену холодного климата более теплым и влажным. Максимальные значения F1 и F2 для спектра с глубины 42 м могут свидетельствовать о наиболее теплом и влажном климате.

Спектры группы 3 (соответствующей ПЗ-3) дают резко отрицательные значения F1 при значениях F2, близких к нулевым. Эта группа характеризует похолодание климата, хотя и продолжают встречаться отдельные формы термофильных видов широколиственных пород.

Факторная диаграмма демонстрирует ортогональные соотношения в смене растительности умеренно теплого и влажного климата, предшествовавшего образованию палеоозера (ПЗ-1) в позднем миоцене, растительностью более теплого и влажного климата в окружении

глубокого палеоозера (ПЗ-2) и неглубокого палеоозера с растительностью, обозначившей похолодание, начавшееся в раннем плиоцене (ПЗ-3).

7.3. Сообщества диатомей

Факторный анализ сообществ ископаемых диатомей выполнен по 64 пробам озерных отложений танхойской свиты. Первый и второй факторы составили соответственно 26.1 и 8.7 % от суммарной изменчивости. Распределение факторных нагрузок представлено графически на рис. 12, 6.

Положительными значениями фактора 1 при отрицательных значениях фактора 2 выделилась группа из шести планктонных диатомей, обозначающих тренд глубокого палеоозера (*Aulacoseira ambigua* и др.). Отрицательные значения фактора 1 имеют четыре планктонных диатомей (*Aulacoseira sp.* и др.) также преимущественно при отрицательных значениях фактора 2. Эта группа находится в едином фигуративном поле с бентосными диатомеями, поэтому вместе с ними обозначает направление флоры глубокого палеоозера с обширным мелководьем. Положительными значениями фактора 2 выделяется группа преобладающих бентосных диатомей, характеризующих мелководное палеоозеро.

На факторной диаграмме рис. 12, а, векторы проб пачки 6 заняли квадрант группы планктонных диатомей глубокого палеоозера. Фигуративные точки проб подстилающей пачки 5 сконцентрировались вблизи центра координат, в начале тренда проб пачки 6. Необыкновенно высокая насыщенность материала из пачки 6

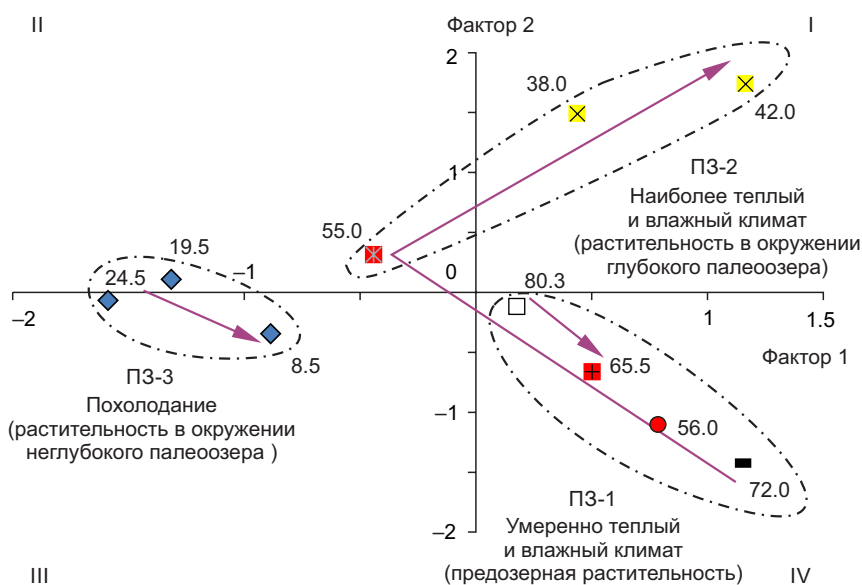


Рис. 11. Факторная диаграмма спорово-пыльцевых спектров осадочных отложений танхойской свиты (цифры показывают глубину отбора проб).

Факторные нагрузки приведены в тексте. Стрелки показывают смену растительности, предшествовавшей образованию палеоозера (ПЗ-1), растительностью в окружении глубокого палеоозера (ПЗ-2) и в окружении неглубокого палеоозера (ПЗ-3). Усл. обозн. значков проб см. рис. 3.

Fig. 11. Factor diagram of spore-pollen spectra for the sediments of the Tankhoi Formation (numbers show depths of sampling). Factor loads are given in the text. Arrows show a change of vegetation that preceded the paleo-lake formation (PZ-1) by deep paleo-lake vegetation (PZ-2) and by shallow paleo-lake vegetation (PZ-3). See Fig. 3 for the symbols.

створками диатомей доминирующих планктонных видов, характерная для отложений позднего миоцена, свидетельствует о существовании в Тункинской впадине крупного и глубокого палеозера. Изменение сообществ диатомей пачек 5 и 6 отразило трансгрессию.

Точки проб пачки 5 (интервал 34.0–7.2 м) смещены в область преобладающих бентосных диатомей. Это смещение свидетельствует о раннеплиоценовой регрессии палеозера. Единственная проба керна с глубины 19.5 м с существенным снижением значения фактора 1 интерпретируется как показатель короткой раннеплиоценовой трансгрессии палеозера, произошедшей на фоне продолжительного осадконакопления в озерном палеобассейне с обширным мелководьем.

8. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКОЕ ПРИЛОЖЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Хотя на Ахаликском буроугольном месторождении Еловского отрога вскрыта, предположительно, палеоценовая вулканогенно-осадочная толща [Khlystov, Dekhtyareva, 1970; Florensov, 1974], а в основании осадочной толщи Тункинской впадины обнаружен фрагмент отложений верхнего олигоцена [Mazilov et al., 1993], повсеместно танхойская угленосная свита распространилась в миоцене [Florensov, 1974; Rasskazov et al., 2014]. Вулканические извержения начались в области сочленения Тункинской впадины и Еловского отрога в начале среднего миоцена, около 16–15 млн лет назад. В

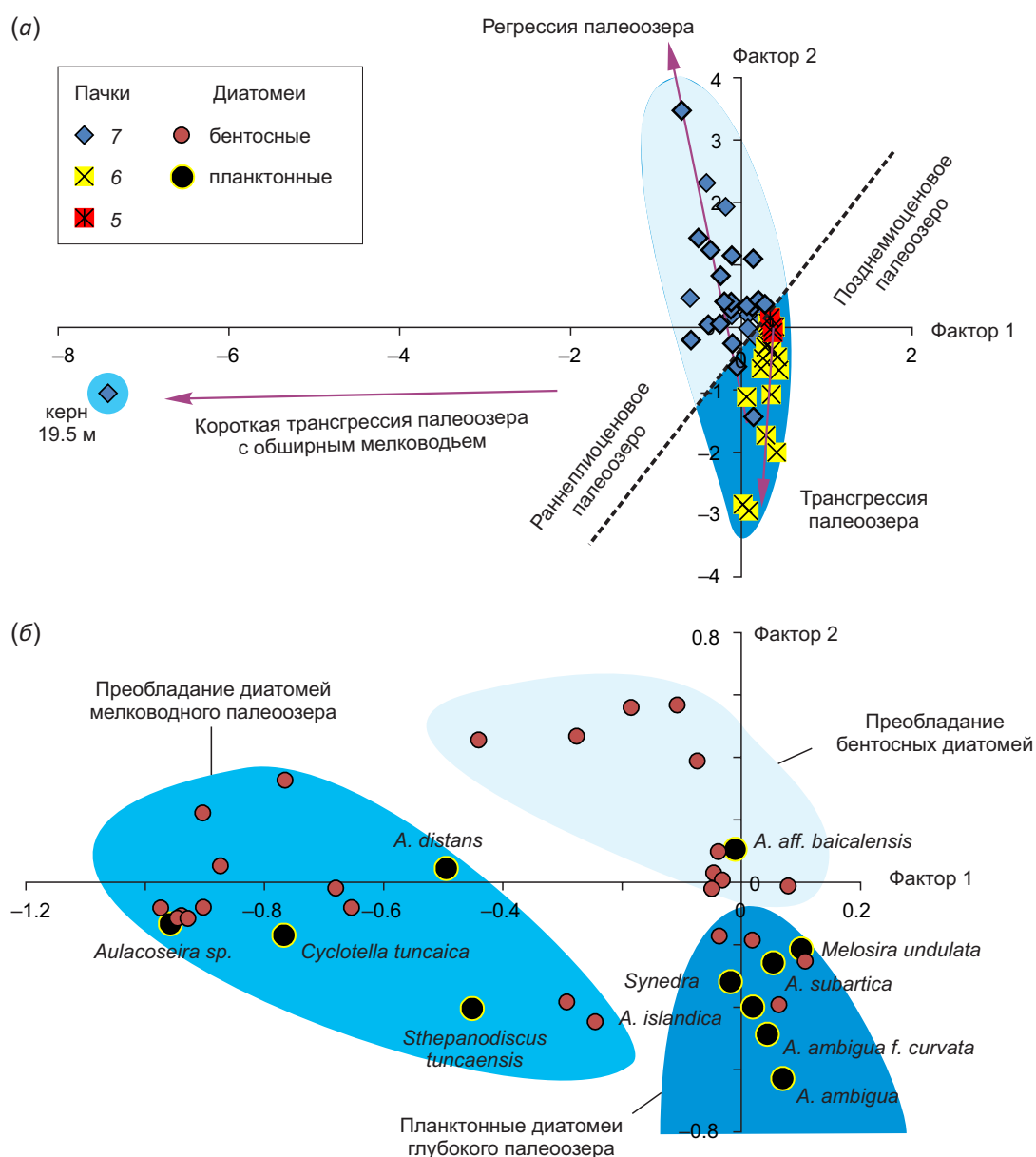


Рис. 12. Факторная диаграмма для сообществ диатомей (а) и факторные нагрузки для видов (б) в озерных отложениях пачек 5–7, датированных верхним миоценом – нижним плиоценом.

Fig. 12. Factor diagram for diatom communities (a) and factor loads for species (b) in lacustrine sediments of units 5–7 dated back to the Upper Miocene – Lower Pliocene.

погружавшейся впадине лавы переслаивались с осадочными отложениями, а на поднятии Еловского отрога и в сопредельной части хр. Хамар-Дабан заполняли глубокие каньонообразные речные врезы. Лавы возрастной генерации 16–8 млн лет последовательно наращивали разрез снизу вверх. В результате вулканические накопления в хр. Хамар-Дабан привели к планации рельефа, выразившейся в меандрировании крупных рек Палео-Зун-Мурин и Палео-Маргасан на территории будущего хребта. Угасание вулканизма сопровождалось активизацией глубинной эрозии во временном интервале 8–5 млн лет назад. В это время резко снизился базис эрозии. В результате меандры спроецировались в вулканические и вулканогенно-осадочные слои возрастного интервала 16–8 млн лет и частично углубились в породы фундамента [Rasskazov, 1993].

Изученный разрез скв. Тунка-13 характеризует обстановку осадконакопления, сложившуюся к позднему миоцену в области сочленения Тункинской впадины и Еловского междувпадинного поднятия (рис. 13). После угасания вулканизма около 8 млн лет назад накопившаяся средневерхнемиоценовая осадочно-вулканогенная толща была снесена глубинной эрозией, достигшей генерации лавовых потоков 16–15 млн лет. Накопившаяся выше эродированного лавового потока толща характеризует последовательность сокращенной мощности, включающую верхнюю аллювиально-озерную толщу танхойской свиты, аллювиальную – аносовской свиты и аллювиально-эоловую – песчаной толщи. Озерная толща (пачки 5–7) вмещается в позднемиоценовый – раннеплиоценовый интервал угасания вулканизма между последней извергнутой порцией предшествующей

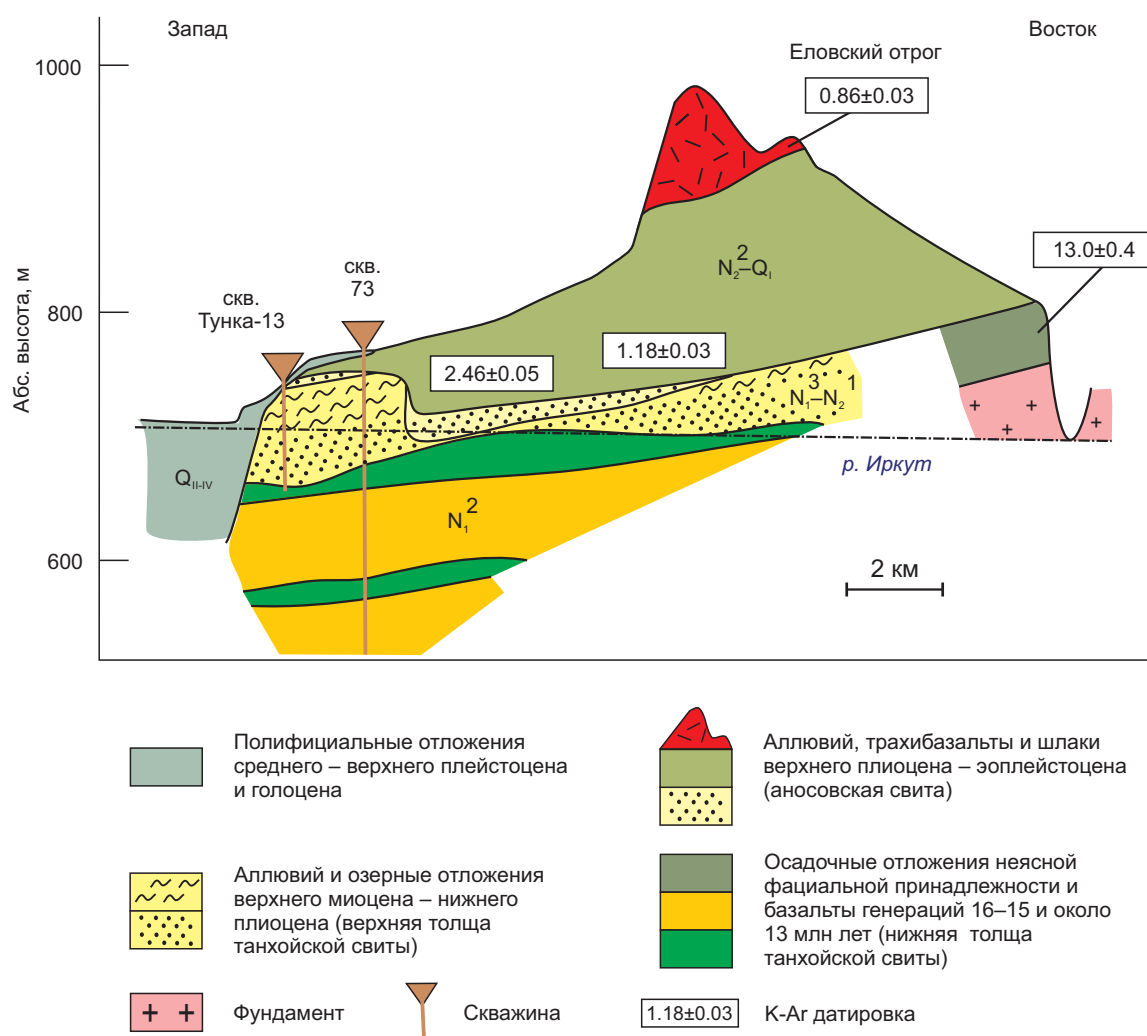


Рис. 13. Положение верхнемиоценовой – нижнеплиоценовой озерной толщи в разрезе вулканогенно-осадочного наполнения юго-восточной части Тункинской впадины и сопредельного Еловского отрога.

Использованы данные о возрасте отложений и вулканических пород, приведенные в работах [Popova et al., 1989; Rasskazov, 1993; Rasskazov et al., 2000]. Базальтовые слои, датированные средним миоценом (16–15 млн лет), встречаются в скв. 73 в глубинном интервале от 146 до 205 м.

Fig. 13. Cross-section of the southeastern part of the Tunka basin and the adjacent Elovka spur.

Data on ages of sediments and volcanic rocks are after [Popova et al., 1989; Rasskazov, 1993; Rasskazov et al., 2000]. In drill hole 73, basaltic layers (Middle Miocene, 16–15 Ma) are found in the 146–205 depth interval.

вулканической генерации танхойского времени (интервал 16–8 млн лет назад) и начальной порцией последующей вулканической генерации ановосского времени (интервал 4.0–0.8 млн лет назад).

Тункинское палеозеро образовалось во второй половине позднего миоцена и продолжало существовать в раннем плиоцене. Результаты факторного анализа свидетельствуют о поступлении материала в палеозеро с осреднением состава ограниченной совокупности источников, по сравнению с более широким спектром состава источников подстилающих и перекрывающих аллювиальных отложений.

Судя по спорово-пыльцевым спектрам из отложений скв. Тунка-13, аллювий накапливался в позднем миоцене в условиях умеренно теплого, влажного климата. Тектоническая предопределенность образования Тункинского палеозера в конце позднего миоцена, в интервале керна пачки 6 глубокого палеозера, сочеталась с развитием не только диатомовой флоры, но и органического материала. Трансгрессия соответствовала потеплению и увлажнению климата, а последующая регрессия – похолоданию. В таком характере трансгрессивно-регрессивной эволюции озера проявилась прямая связь теплого и влажного климата с трансгрессией [Kaplina, Yanina, 2010]. Включение климатического фактора в увеличение глубины Тункинского палеозера в конце миоцена может служить аргументом в пользу вероятной общей климатически обусловленной трансгрессии палеозер на юге Сибири в это время. Раннеплиоценовая эволюция Тункинского палеозера сопровождалась снижением продуктивности диатомей и одновременно обеднением видового состава широколиственных пород наземной растительности.

Предполагается, что в позднем миоцене климат на большей части территории северо-востока России был умеренным, прохладным, возможно, близким к холодному умеренному, но достаточно влажным. К концу миоцена климат стал более теплым и влажным, с разнообразием термофильных широколиственных пород. Заметно увеличилось количество видов *Juglandaceae*, *Quercus sp.*, *Carya sp.* [Fradkina, 1995]. На севере Восточной Чукотки определены интервалы похолодания 8.9–8.4 и 6.6–5.1 млн лет назад [Zyryanov et al., 1992]. Из анализа диатомовых водорослей из скважины BDP-98 следует, что в районе Байкала фазы похолодания имели место в начале плиоцена 5.04–4.7 млн лет назад (интервал глубин 251.0–221.3 м) [Kuz'min et al., 2009]. По другой интерпретации палеомагнитных данных скв. BDP-98 [Kravchinsky, 2017], начало фазы похолодания датируется более ранним временем, около 5.235 млн лет назад (идентификация Thvera C3n.4n в интервале 267.6–245.95 м). С этими данными согласуются выводы о раннеплиоценовом похолодании, полученные по разрезу скв. Тунка-13.

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнены комплексные исследования отложений юго-восточной окраины Тункинской впадины, вскрытых

скважиной Тунка-13 выше базальтового слоя возрастом 16–15 млн лет. По вариациям окисленности железа и химического индекса выветривания выделено девять пачек: семь нижних (интервал 7.2–86.5 м) относятся к танхойской (угленосной) свите миоцена – нижнего плиоцена, восьмая (интервал 2.7–6.6 м) – к ановосской (охристой) свите верхнего плиоцена – нижнего плейстоцена, девятая (интервал <2.4 м) – к песчаной толще среднего плейстоцена. Определены фации отложений: аллювий источников локального размыва (пачки 1 и 2), аллювий источников более обширного размыва (пачка 3), отложения авандельты палеозера (пачка 4), озерные отложения (пачки 5–7), вновь аллювий источников обширного размыва (пачка 8) и озерно-эоловые отложения (пачка 9).

Стратоны отличались по степени выветривания обломочного материала. Наибольшее выветривание свойственно отложениям танхойской свиты (пачки 2–7), наименьшее – туффитам пачки 1 из нижней части танхойской толщи и плейстоценовых песков. Отложения ановосской свиты характеризовались промежуточной степенью выветривания. Для пачки 1 в качестве источника сноса обломочного материала служили породы базальтового состава, для вышележащей части разреза – породы кислого состава.

Во вскрытой части танхойской свиты различаются палинозоны ПЗ-1 – ПЗ-3 позднего миоцена – раннего плиоцена. ПЗ-1 характеризует растительность умеренно теплого, влажного климата позднего миоцена со значительной долей хвойных пород в составе смешанных мелколиственных лесов. ПЗ-2 соответствует растительности более теплых и влажных условий конца позднего миоцена с развитием мезофильных хвойных лесов, в которых усиливалась роль широколиственных пород. ПЗ-3 обозначает растительность похолодания раннего плиоцена при уменьшении влагообеспеченности, которое повлекло за собой сокращение хвойных формаций и дальнейшее обеднение термофильной флоры.

В идентифицированных озерных отложениях пачек 5–7 выделены диатомовые зоны ДЗ-1 – ДЗ-4. ДЗ-1 показывает доминирование планктонных диатомовых водорослей при позднемиоценовой трансгрессии глубокого палеозера, ДЗ-2 – ДЗ-4 – преобладание видов, формировавшихся в зоне литорали раннеплиоценового малоглубинного озера с короткой трансгрессией глубинных вод. Позднемиоценовая трансгрессия палеозера связывается со структурной перестройкой, сопровождавшейся угасанием вулканизма в Тункинской долине около 9–8 млн лет назад, а раннеплиоценовая короткая трансгрессия – с новой перестройкой, развившейся в возобновлении вулканизма около 4 млн лет назад.

10. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят директора ООО «КАСКАД-М» А.Г. Казарина за качественно выполненное бурение. Авторы выражают благодарность д.г.-м.н А.П. Федотову за определение биогенного кремнезема. Для определения

микроэлементов использовался прибор Agilent 7500се, для диатомового анализа – SEM Quanta 200 ЦКП «Ультрамикроанализ» (ЛИН СО РАН). Авторы благодарят двух анонимных рецензентов за конструктивный анализ результатов выполненного исследования.

11. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Akulov N.I., Mashchuk I.M., Akulova V.V., 2015. Pleistocene Deposits of Lake Baikal: Composition and Stratigraphic Correlation. *Stratigraphy. Geological Correlation* 23 (1), 1–21 (in Russian) [Акулов Н.И., Машук И.М., Акулова В.В. Плейстоценовые отложения озера Байкал: вещественный состав и стратиграфическая корреляция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 1. С. 1–21]. <https://doi.org/10.7868/S0869592X15010020>.

Belonin M.D., Golubeva V.A., Skublov G.L., 1982. Factor Analysis in Geology. Nedra, Moscow, 269 p. (in Russian) [Белонин М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т. Факторный анализ в геологии. М.: Недра, 1982. 269 с.].

Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M., 1986. Pollen Analysis and Pollen Diagrams. *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology* 455, 484–486.

Cheremisina E.A., 1973. Diatom Flora of Neogenic Sediments in Pribaikalie. Siberian Branch, Nauka, Novosibirsk, 83 p. (in Russian) [Черемисинова Е.А. Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1973. 83 с.].

Chernyaeva G.P., Lyamina N.A., Rasskazov S.V., Rezanov I.N., Savinova V.V., 2007. Biostratigraphy and Deposition Environments of the Middle – Late Miocene Volcanosedimentary Section in the Dzhilinda Basin, Western Transbaikalia. *Russian Geology and Geophysics* 48 (4), 361–370. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2006.01.002>.

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., 2014. Sources of Magmatism in the Mantle of the Evolving Earth. ISU Publishing House, Irkutsk, 291 p. (in Russian) [Чувашова И.С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. 291 с.].

Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L., 1995. The Influence of Sediment Recycling and Basement Composition on Evolution of Mudrock Chemistry in the South-Western United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 2919–2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9).

Cullers R.L., 2002. Implications of Elemental Concentrations for Provenance, Redox Conditions, and Metamorphic Studies of Shales and Limestones near Pueblo. *Chemical Geology* 191 (4), 305–327. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X).

Faizulina Z.Kh., Kozlova E.P., 1966. Results of the Palynological Study of the Tertiary Sediments Cut by Deep Drilling. In: *Geology and Oil-Bearing Capacities of East Siberia*. Nedra, Moscow, p. 362–366 (in Russian) [Файзулина З.Х., Козлова Е.П. Результаты палинологического изучения третичных отложений, вскрытых глубоким бурением // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М.: Недра, 1966. С. 362–366].

Florensov N.A., 1960. Mesozoic and Cenozoic Depressions of Pribaikalie. USSR Academy of Sciences Publishing

House, Moscow–Leningrad, 257 p. (in Russian) [Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 257 с.].

Florensov N.A., 1968. Baikal Rift Zone and Some Problems of Its Study. In: *Baikal Rift*. Nauka, Moscow, p. 40–56 (in Russian) [Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 40–56].

Florensov N.A. (Ed.), 1974. Highlands of Pribaikalie and Zabaikalie. Nauka, Moscow, 359 p. (in Russian) [Наргорья Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1974. 359 с.].

Fradkina A.F., 1995. Palynostratigraphy of Paleogene and Neogene Sediments of North-Eastern Russia. United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, 82 p. (in Russian) [Фрадкина А.Ф. Палио-стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений северо-востока России. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995. 82 с.].

Gleser S.I., Jousé A.P., Makarova I.V., Proschkina-Lavrenko A.I., Sheshukova-Poretzkaya V.S., 1974. The Diatoms of the USSR, Fossil and Recent. *Nauka, Leningrad, Vol. I*, 403 p.

Hassan A., Usol'tseva M., Rasskazov S., Chuvashova I., Titova L., 2019. First Study of Fossil Diatom Flora from Middle Miocene – Lower Pliocene Lacustrine Sediments in Barguzin Valley, Baikal Rift Zone. *Quaternary International* 524, 24–30. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.024>.

Horiuchi K., Matsuzaki H., Kobayashi K., Goldberg E.L., Shibata Y., 2003. ¹⁰Be Record and Magnetostratigraphy of a Miocene Section from Lake Baikal: Re-Examination of the Age Model and Its Implication for Climatic Changes in Continental Asia. *Geophysical Research Letters* 30 (12), 1602–1605. <https://doi.org/10.1029/2003GL017488>.

Houk V., 2003. Atlas of Freshwater Centric Diatoms with a Brief Key and Descriptions. Part I. Melosiraceae, Orthoseiraceae, Paraliaceae and Aulacoseiraceae. *Czech Phycology Supplement* 1, 1–27, plus pls I–XLI (1–41).

Houk V., Klee R., 2007. Atlas of Freshwater Centric Diatoms with a Brief Key and Descriptions. Part II, Melosiraceae and Aulacoseiraceae (Supplement to Part I). *Fottea* 7, 85–255.

Kaplina P.A., Yanina T.A. (Eds), 2010. Methods of Paleogeographic Reconstructions: Methodical Manual. Geography Faculty of MSU, Moscow, 430 p. (in Russian) [Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие / Ред. П.А. Каплина, Т.А. Янина. М.: Географический факультет МГУ, 2010. 430 с.].

Kashik S.A., Lomonosova T.K., 2006. Cenozoic Deposits of the Underwater Akademicheskii Ridge in Lake Baikal. *Lithology and Mineral Resources* 41 (4), 339–353. <http://dx.doi.org/10.1134/S0024490206040018>.

Khlystov P.A., Dekhtyareva L.V., 1970. The Main stages of the Mesozoic–Cenozoic Leveling and Weathering Crust Formation in Western Transbaikal. In: *Materials on Geology and Mineral Deposits of Buryat ASSR*. Buryat Publishing House, Ulan-Ude, Issue XIII, p. 50–57 (in Russian) [Хлыстов П.А., Дехтярева Л.В. Основные этапы мезо-кайнозойского выравнивания и корообразования в Западном Забайкалье // Материалы по геологии и полезным

ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1970. Вып. XIII. С. 50–57].

Kozyrenko T., Strelnikova N., Khursevich G., Tsoy I., Yakovschikova T., Mukhina V., Olshtynskaja A., Semina G., 2008. The Diatoms of Russia and Adjacent Countries, Fossil and Recent. St. Petersburg University Press, St. Petersburg, Vol. II, Issue 5, 171 p. (in Russian) [Диатомовые водоросли России и сопредельных стран. Ископаемые и современные. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2008. Т. II. Вып. 5. 171 с.].

Kravchinsky V.A., 2017. Magnetostratigraphy of the Lake Baikal Sediments: A Unique Record of 8.4 Ma of Continuous Sedimentation in the Continental Environment. *Global and Planetary Change* 152, 209–226. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.04.002>.

Kuz'min M.I., Vyshinskii V.A., Kerber E.V., Oshchepkova A.V., Goreglyad A.V., Ivanov E.V., 2014. Chemical Composition of Sediments in Baikal Deep-Water Boreholes as a Basis for Reconstructions of Climatic and Environmental Changes. *Geology and Geophysics* 55 (1), 3–22 (in Russian) [Кузьмин М.И., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Ощепкова А.В., Горегляд А.В., Иванов Е.В. Химический состав осадков глубоководных байкальских скважин как основа реконструкции изменений климата и окружающей среды // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 3–22].

Kuz'min M.I., Khursevich G.K., Prokopenko A.A., Fedenya S.A., Karabanov E.B., 2009. Centric Diatom Algae of Baikal in the Late Cenozoic: Morphology, Systematics, Stratigraphic Occurrence, and Stages of Evolution (from Deep-Water Drilling Data). Academic Publishing House «ГЕО», Novosibirsk, 374 p. (in Russian) [Кузьмин М.И., Хурсевич Г.К., Прокопенко А.А., Феденя С.А., Карабанов Е.Б. Центрические диатомовые водоросли позднего кайнозоя озера Байкал: морфология, систематика, стратиграфическое распространение, этапность развития (по материалам глубоководного бурения). Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2009. 374 с.].

Likhoshvay E.V., Pomazkina G.V., Nikiteeva T.A., 1997. Centric Diatoms from the Miocene Deposits of the Baikal Rift Zone (Tunka Depression). *Russian Geology and Geophysics* 38 (9), 1445–1452 (in Russian) [Лихошвай Е.В., Помазкина Г.В., Никитеева Т.А. Центрические диатомовые водоросли из миоценовых отложений Байкальской рифтовой зоны (Тункинская котловина) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1445–1452].

Logatchev N.A., 1958. Cenozoic Continental Deposits in Basins of the Baikal Type. *Proceedings of the USSR Academy of Sciences. Geological Series* 4, p. 18–29 (in Russian) [Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1958. № 4. С. 18–29].

Logatchev N.A., 1968. Sedimentary and Volcanogenic Formations of the Baikal Rift Zone. In: N.A. Florensov (Ed.), *Baikal Rift*. Nauka, Novosibirsk, p. 72–101 (in Russian) [Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт / Ред. Н.А. Флоренсов. Новосибирск: Наука, 1968. С. 72–101].

Logatchev N.A., Lomonosova T.K., Klimanova V.M., 1964. Cenozoic Sediments of the Irkutsk Amphitheater. *Nauka*,

Moscow, 195 p. (in Russian) [Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.].

Logachev N.A., Zorin Y.A., 1992. Baikal Rift Zone: Structure and Geodynamics. *Tectonophysics* 208, 273–286.

Martinson G.G., 1951. Tertiary Fauna of Mollusks in Eastern Pribaikalie. In: *Proceedings of the Baikal Limnological Station of the USSR Academy of Sciences*. USSR Academy of Sciences Publishing House, Moscow, Vol. XIII, p. 5–92 (in Russian) [Мартинсон Г.Г. Третичная фауна моллюсков Восточного Прибайкалья // Труды Байкальской лимнологической станции АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. XIII. С. 5–92].

Martinson G.G., 1961. Mesozoic and Cenozoic Mollusks in Continental Deposits of the Siberian Platform, Transbaikalia and Mongolia. USSR Academy of Sciences Publishing House, Moscow–Leningrad, 332 p. (in Russian) [Мартинсон Г.Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 332 с.].

Mats V.D., Khlystov O.M., De Batist M., Ceramicola S., Lomonosova T.K., Klimansky A., 2000. Evolution of the Academician Ridge Accommodation Zone in the Central Part of the Baikal Rift, from High-Resolution Reflection Seismic Profiling and Geological Field Investigations. *International Journal of Earth Sciences* 89, 229–250. <https://doi.org/10.1007/s005310000094>.

Mazilov V.N., Kashik S.A., Lomonosova T.K., 1993. Oligocene Sediments of the Tunka Depression (Baikal Rift Zone). *Geology and Geophysics* 34 (8), 81–88 (in Russian) [Мазиллов В.Н., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. Оligоценовые отложения Тункинской впадины (Байкальская рифтовая зона) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 8. С. 81–88].

Mazilov V.N., Lomonosova T.K., Klimanova V.M. et al., 1972. Lithology of Tertiary Basin Sediments in the Southwestern Baikal Rift System. *Nauka*, Moscow, 120 p. (in Russian) [Мазиллов В.Н., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. и др. Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1972. 120 с.].

McDonough W.F., Sun S.-S., 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).

Migdisov A.A., 1960. On Titanium versus Aluminum Relations in Sedimentary Rocks. *Geochemistry* 2, 149–163 (in Russian) [Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163].

Naletov P.I., 1961a. The Stratigraphy of the Central Part of the Buryat ASSR. *Gosgeoltekhizdat*, Moscow, 278 p. (in Russian) [Налетов П.И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 278 с.].

Naletov P.I., 1961b. The Catalogue of Deposits Locations of Fossil Fauna, Flora, Pollen and Spores in the Central Part of the Buryat ASSR. *Gosgeoltekhizdat*, Moscow, 63 p. (in Russian) [Налетов П.И. Каталог местонахождений ископаемых фауны, флоры, пыльцы и спор центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 63 с.].

Nesbitt H.W., Young G.M., 1982. Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites. *Nature* 299, p. 715–717.

Popova S.M., Mats V.D., Chernyaeva G.P., Shimaraeva M.K., Kul'chitsky A.A., Vorobyova G.A., Klimanova V.M., Kononov Ye.Ye., Kravchinsky A.Ya., Kulagina N.V., Lazo F.I., Orlova L.A., Panychev V.A., Sizikov A.M., Shibanova I.V., 1989. Baikal Rift Zone: Paleolimnological Reconstructions. *Nauka, Novosibirsk*, 111 p. (in Russian) [Попова С.М., Мац В.Д., Черняева Г.П., Шимараева М.К., Кульчицкий А.А., Воробьева Г.А., Климанова В.М., Кононов Е.Е., Кравчинский А.Я., Кулагина Н.В., Лазо Ф.И., Орлова Л.А., Панычев В.А., Сизиков А.М., Шибанова И.В. Палеолимнологические реконструкции: Байкальская рифтовая зона. Новосибирск: Наука, 1989. 111 с.]

Rasskazov S.V., 1993. Magmatism of the Baikal Rift System. *Nauka, Novosibirsk*, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.]

Rasskazov S.V., Baturmurzaev A.S., Magomedov Sh.A., 1990. K–Ar Dating of Basalts from Tunka Basin. *Soviet Geology* 9, 62–67 (in Russian) [Рассказов С.В., Батырмурзаев А.С., Магомедов Ш.А. К–Аг датирование базальтов Тункинской долины // Советская геология. 1990. № 9. С. 62–67].

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V., 2012. Potassic and Potassic–Sodic Volcanic Series in the Cenozoic of Asia. Academic Publishing House «GEO», Novosibirsk, 351 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозой Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012. 351 с.]

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Usol'tseva M.V., Rudneva N.A., Mit'kin D.Yu., Fedin A.Yu., 2016. Pyroclastics as the Indicator of the Uplift of the Ikatskii Ridge Relative to the Barguzinskaya Depression of the Baikal Rift Zone. *Geography and Natural Resources* 5, 117–127 (in Russian) [Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Усольцева М.В., Руднева Н.А., Митькин Д.Ю., Федин А.Ю. Пирокластика как показатель поднятия Икатского хребта относительно Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны // География и природные ресурсы. 2016. № 5. С. 117–127]. <https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2016-5> (117-127).

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V., 2000. Geochronology and Geodynamics of Late Cenozoic (South Siberia – South and East Asia). *Nauka, Novosibirsk*, 288 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.]

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Ivanov A.V., Misharina V.A., Chernyaeva G.P., Brandt I.S., Brandt S.B., Skoblo V.M., Lyamina N.A., 2001. Palynological and Diatom Analyses of

Sediments from the Late Cenozoic Paleo-Amalat Valley (Western Transbaikal). *Russian Geology and Geophysics* 42 (5), 773–785.

Rasskazov S.V., Lyamina N.A., Chernyaeva G.P. et al., 2007. Cenozoic Stratigraphy of the Vitim Plateau: Phenomenon of Long Rifting in the South of East Siberia. Academic Publishing House «GEO», Novosibirsk, 193 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П. и др. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2007. 193 с.]

Rasskazov S.V., Lyamina N.A., Luzina I.V., Chernyaeva G.P., Chuvashova I.S., Usol'tseva M.V., 2014. Sediments in the Tertiary Tankhoi Field, South Baikal Basin: Stratigraphy, Correlation and Structural Transformations in the Baikal Region. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 993–1032 (in Russian) [Рассказов С.В., Лямина Н.А., Лузина И.В., Черняева Г.П., Чувашова И.С., Усольцева М.В. Отложения Танхойского третичного поля, Южно-Байкальская впадина: стратиграфия, корреляции и структурные перестройки в Байкальском регионе // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 993–1032]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0165>.

Rasskazov S.V., Sankov V.A., Ruzhich V.V., Smekalin O.P., 2010. Cenozoic Continental Rifting: Guidebook of the Geologic Excursion to the Tunka Rift Valley. Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, 40 p. (in Russian) [Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскую рифтовую долину. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 40 с.]

Sedova M.A., 1956. Miocene Spore-Pollen Complexes of the South-Eastern Pribaikalie. In: *The Atlas of Miocene Spore-Pollen Complexes of the USSR Regions*. Gosgeoltekhizdat, Moscow, p. 86–96 (in Russian) [Седова М.А. Миоценовые спорово-пыльцевые комплексы Юго-Восточного Прибайкалья // Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 86–96].

Skoblo V.M., Lyamina N.A., 1983. Mesozoic and Cenozoic Buryatia. In: *Geology and Mineral Resources of Buryatia*. Buryat Publishing House, Ulan-Ude, p. 127–136 (in Russian) [Скобло В.М., Лямина Н.А. Мезозой и кайнозой Бурятии // Геология и полезные ископаемые Бурятии. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1983. С. 127–136].

Usoltseva M.V., Tsoy I.B., 2010. Elliptical Species of the Freshwater Genus *Aulacoseira* in Miocene Sediments from Yamato Rise (Sea of Japan). *Diatom Research* 25 (2), 397–415. <https://doi.org/10.1080/0269249X.2010.9705859>.

Zyryanov E.V., Laukhin S.A., Polyakova E.I., 1992. Marine Diatoms and Palynocomplexes of the Miocene of Eastern Chukotka. *Proceedings of the USSR Academy of Sciences. Geological Series* 4, p. 97–105 (in Russian) [Зырянов Е.В., Лаухин С.А., Полякова Е.И. Морские диатомеи и палинокомплексы миоцена Восточной Чукотки // Известия АН СССР. Серия Геологическая. 1992. № 4. С. 97–105].

ABDULMONEM I. HASSAN

Post-Graduate Student, Assistant of department
Irkutsk State University
3 Lenin St, Irkutsk 664025, Russia
Al-Baath University
Homs, Syria
e-mail: abdulmonemhassan86@gmail.com,
ahassan@albaath-univ.edu.sy

АБДУЛМОНЕМ ИССА ХАССАН

аспирант, ассистент кафедры
Иркутский государственный университет
664025, г. Иркутск, ул. Ленина, 3, Россия
Университет Аль-Баас
г. Хомс, Сирия

SERGEI V. RASSKAZOV

Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Head
of laboratory
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia
Irkutsk State University
3 Lenin St, Irkutsk 664025, Russia
e-mail: rassk@crust.irk.ru
ORCID: 0000-0001-9084-1652

СЕРГЕЙ ВАСИЛЬЕВИЧ РАССКАЗОВ

докт. геол.-мин. наук, профессор, зав. лабораторией
Институт земной коры СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Иркутский государственный университет
664025, г. Иркутск, ул. Ленина, 3, Россия

IRINA S. CHUVASHOVA

Candidate of Geology and Mineralogy, Assistant Professor,
Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia
Irkutsk State University
3 Lenin St, Irkutsk 664025, Russia
e-mail: chuvashova@crust.irk.ru
ORCID: 0000-0002-1582-4753

ИРИНА СЕРГЕЕВНА ЧУВАШОВА

канд. геол.-мин. наук, доцент, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Иркутский государственный университет
664025, г. Иркутск, ул. Ленина, 3, Россия

TATYANA A. YASNYGINA

Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: ty@crust.irk.ru

ТАТЬЯНА АЛЕКСАНДРОВНА ЯСНЫГИНА

канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

LYUBOV' A. TITOVA

Engineer
Limnological Institute, Siberian Branch of RAS
3 Ulan-Batorskaya St, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: titova_873@mail.ru

ЛЮБОВЬ АЛЕКСАНДРОВНА ТИТОВА

инженер
Лимнологический институт СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия

NATALYA V. KULAGINA

Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: kulagina@crust.irk.ru

НАТАЛЬЯ ВАЛЕНТИНОВНА КУЛАГИНА

канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

MARINA V. USOLTSEVA

Candidate of Biological Sciences, Senior Researcher
Limnological Institute, Siberian Branch of RAS
3 Ulan-Batorskaya St, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: usmarina@inbox.ru

МАРИНА ВЛАДИМИРОВНА УСОЛЬЦЕВА

канд. биол. наук, с.н.с.
Лимнологический институт СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3, Россия