

## Отложения верхнего миоцена-плиоцена Пра-Аносовки как источник аллювия Пра-Манзурки: Добайкальский перенос обломочного материала через Южно-Байкальскую впадину

С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, С.А. Решетова<sup>3</sup>, Т.А. Ясныгина<sup>2</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>,  
Е.В. Саранина<sup>2,3</sup>, М.Н. Рубцова<sup>2</sup>, А. Аль Хамуд<sup>2</sup>, А. Хассан<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

**Аннотация.** Приводится характеристика верхнемиоценовых-плиоценовых отложений Аносовского разреза на южном побережье Байкала. В отложениях нижней (верхнемиоценовой) толщи устанавливается Co/Th аномалия. Предполагается, что аносовские отложения с Co/Th аномалией служили одним из источников аллювия долины Пра-Манзурки на его северо-западном побережье.

**Ключевые слова:** Байкал, миоцен, плиоцен, манзурский аллювий, аносовская свита.

## Upper Miocene-Pliocene Sediments of Pra-Anosovka as Source of Pra-Manzurka Alluvium: Before-Baikalian Transfer of Clastic Material through the South Baikal Basin

S.V. Rasskazov<sup>1,2</sup>, S.A. Reshetova<sup>3</sup>, T.A. Yasnygina<sup>2</sup>, I.S. Chuvashova<sup>1,2</sup>,  
E.V. Saranina<sup>2,3</sup>, M.N. Rubtsova<sup>2</sup>, A. Al Hamoud<sup>2</sup>, A. Hassan<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup>Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>3</sup>A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia

**Abstract.** The Upper Miocene-Pliocene sediments of the Anosovka section are described on the southern coast of Lake Baikal. In the lower (Upper Miocene) stratum of the sediments, a Co/Th anomaly is detected. It is proposed that the Pra-Anosovka sedimentary material with the Co/Th anomaly served as one of the sources for alluvium in the Pra-Manzurka valley on its northwestern coast.

**Keywords:** Baikal, Miocene, Pliocene, Manzur alluvium, Anosovskaya formation.

### Постановка вопроса

Гипотеза о проецировании материала юрских конгломератов в аллювий плиоцен-эоплейстоценовой долины Пра-Манзурки с поднимающегося Приморского хребта (Логачев и др., 1964) подтверждается сходством литогеохимических характеристик молодых отложений южного и северного побережий Байкала (Аль Хамуд и др., 2022). В юрских конгломератах северного побережья и плиоценовых галечниках средней части долины

Пра-Манзурки этой же территории, однако, устанавливаются различные Th/Co отношения, свидетельствующие о присутствии в манзурском аллювии примеси материала, отличающегося от материала юрских конгломератов (Монгуш и др., 2023). Обнаружение Th/Co аномалии в манзурском аллювии ставит вопрос о поисках ее источника.

В настоящей работе приводится общая характеристика осадочных отложений Пра-Аносовки в Осиновской долине Танхойской тектонической ступени южного побережья

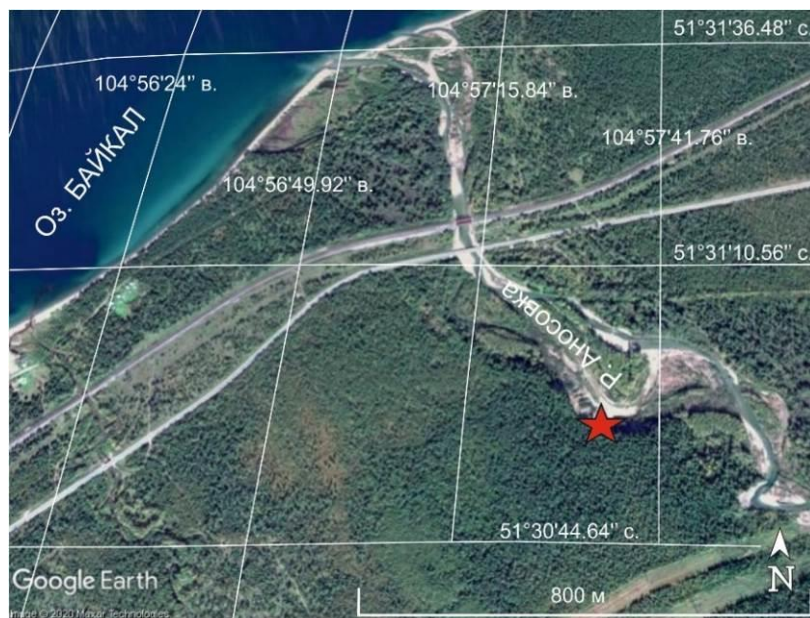
Байкала (Рассказов и др., 2014) с определением в них Th/Co аномалии, которая, как предполагается, могла служить источником примеси Th/Co-аномального состава в отложениях долины Пра-Манзурки.

**Геологические условия образования Th/Co аномалии в отложениях южного побережья Байкала – Аносовский разрез**

*Общая характеристика разреза*

Разрез в обнажении левого борта р. Аносовки (рис. 1) рассматривался как стратотип

аносовской свиты в схеме стратиграфии осадочного наполнения впадин Байкальской рифтовой зоны (Решения..., 1981; Базаров, 1986; Мазилев и др., 1972; Логачев, 1974; Рассказов и др., 2014). В основании осадочной толщи этого обнажения, однако, отмечались синие глины, содержащие споры и пыльцу позднего миоцена (Мац и др., 1985; Мац и др., 2001). Характеристика этого разреза до настоящего времени в опубликованной литературе отсутствует.



**Рис. 1.** Местоположение Аносовского разреза в 400 м от федеральной трассы Иркутск–Улан-Удэ.

**Fig. 1.** The location of the Anosovka section in distance over 400 m from the Irkutsk–Ulan-Ude federal highway.

В обнажении наблюдаются две толщи (рис. 2).

Нижняя толща, глинистая, представлена пачками 1–3 (снизу вверх):

Пачка 1 (интервал 0–4 м, обр. An-1–An-5) – глина, синяя, однородная, без видимой слоистости;

Пачка 2 (интервал 4–8 м, обр. An-6–An-9) – глина, зеленовато-коричневая, светло-коричневая;

Пачка 3 (интервал 8–16 м, обр. An-10–An-14) – в основании пачки находится прослой песка мелкозернистого, охристого с хорошо окатанной мелкой галькой. Пачка сложена алевритом, светло-коричневым, переходя-

щим выше по разрезу в ритмичное переслаивание алеврита светло- и темно-коричневого цвета. В верхней части алеврит приобретает голубовато-коричневые тона. Пачка венчается 20-сантиметровым слоем голубоватого алеврита, насыщенного гравелистым материалом.

Верхняя толща, песчано-галечниковая, представлена пачками 5–7:

Пачка 4 (интервал 16–20 м, обр. An-15–An-16) – галечник, мелкий и песок, желтовато-серый, бурый, преимущественно крупнозернистый;

Пачка 5 (интервал 20–22 м, обр. An-17) отделяется от нижележащей пачки 2-

сантиметровым марганцевым прослоем. Пачка сложена песком, охристым, средне-крупнозернистым;

Пачка 6 (интервал 22–35 м, обр. An-18–An-23) – переслаивание мелких галечников

и песков, светло- и темно-коричневых, средне-крупнозернистых;

Пачка 7 (интервал 35–40 м) сложена галечником с наполнителем песка, темно-серого, крупнозернистого до гравелистого.

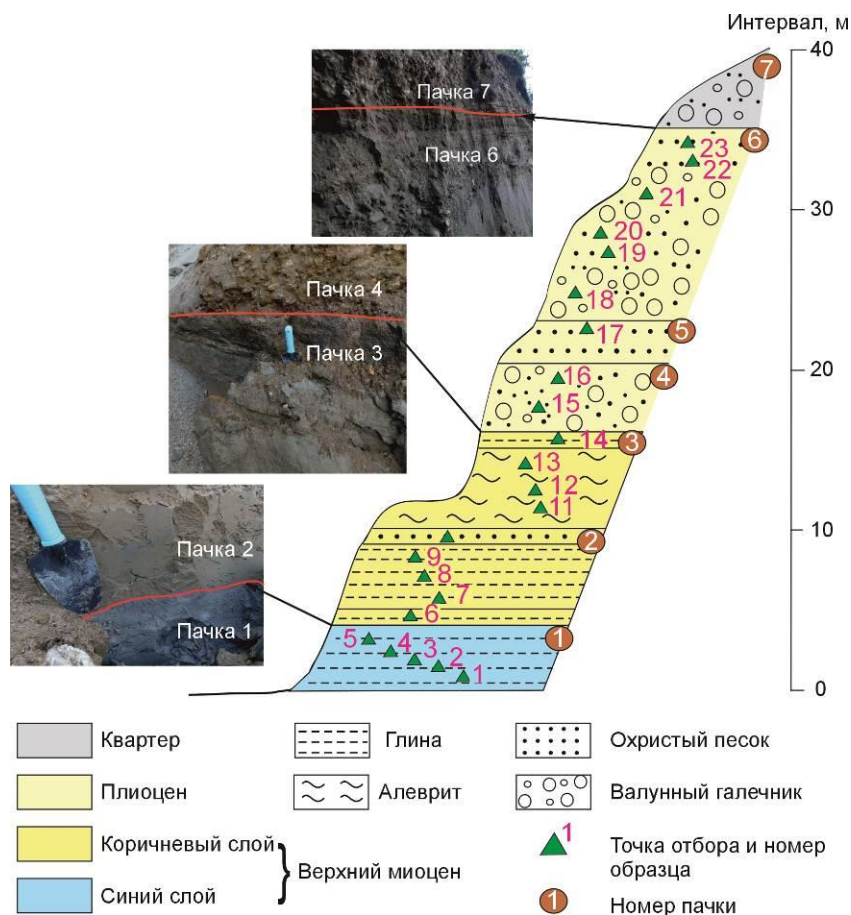


Рис. 2. Строение Аносовского разреза.

Fig. 2. Structure of the Anosovka section.

### Методика исследований осадочных отложений

Определения петрогенных оксидов в породах выполнялись методом «мокрой химии». Просушиванием пробы при температуре 105 °С удалялась гигроскопическая вода (H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>) и прокаливанием при температуре 950 °С – другие летучие компоненты (потери при прокаливании, ППП). Высокотемпературным прогревом из осадочных пород извлекалась конституционная вода минералов (в том числе глинистых) и отжигался детритовый органический материал (Сизых, 1985). Микроэлементный состав пород определялся методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии (ИСП–МС) на приборе Agilent 7500ce. Методика оха-

рактеризована в работе (Ясныгина и др., 2015).

Минералогический состав глинистых фракций определялся рентгенофазовым и электронно–микроскопическим методами. Рентгенофазовый анализ выполнялся методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре ДРОН–3.0. Для идентификации глинистых минералов подготавливался ориентированный материал пробы осаждением глинистой фракции на стеклянной подложке, прогреванием при температуре 550° в течение 3-х часов и насыщением этиленгликолем (Рентгеновские методы..., 1965). В расчётах по корундовым числам методом RIR (Hubbard, Snyder, 1988) получались данные полуколичественного анализа фаз порошковых проб. Электронно-

микроскопический анализ выполнялся на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Quanta-200 FEI Company с ЭДС-спектрометром. Метод позволяет выполнять исследования на небольшом образце в широком диапазоне увеличений от оптических (увеличение  $\times 10$ ) до электронно-оптических (увеличение  $\times 50\,000$  и более).

Для гранулометрического анализа отбирались пробы весом не менее 500 г (точность весов 0.01 г). Пробы рассеивались на стандартном наборе строительных сит КСИ (40; 20; 10; 5; 2.5; 1.25; 0.63; 0.315; 0.14). Согласно расситовке получались фракции (>40; 40–20; 20–10; 10–5; 5–2.5; 2.5–1.25; 1.25–0.63; 0.63–0.315; 0.315–0.14; <0.14), предназначенные для определения зернового состава отдельных фракций щебня (гальки) и гравия по ГОСТ 8269.0–97, песка и глинистых частиц по ГОСТ 8735–88. На основании результатов гранулометрического состава рассчитывалось содержание каждой фракции (%).

Палинологический анализ проводился с помощью светового микроскопа Zeiss AxioLab при увеличении 400х и 630х раз по

стандартной методике. Объем пыльцы групп растительности и каждого таксона рассчитывался от общего числа в спектре. Название палинозоны давалось по характерным таксонам и доминантам, которые указывались в порядке возрастания слева направо.

### **Гранулометрический состав отложений**

Нижняя толща представлена плотными синими глинами, алевролитами и алевроитовыми песками. Содержание глинистой фракции (табл. 1) в исследуемых отложениях по данным гранулометрического анализа с полудисперсным способом подготовки образца составляет (%): 19.3 (An-2) и 10.9 (An-7). Количество пылевой фракции достигает максимальных значений: 72.5 % – в первом образце (An-2) и 77.2 % – во втором (An-7). По классификации В.В. Охотина (классификация глинистых пород по гранулометрическому составу), породы имеют следующие наименования: глина песчаная пылеватая (An-2) и глина сильно песчаная пылеватая (An-7).

Таблица 1

#### **Результаты гранулометрического анализа глинистых отложений из Аносовского разреза**

Table 1

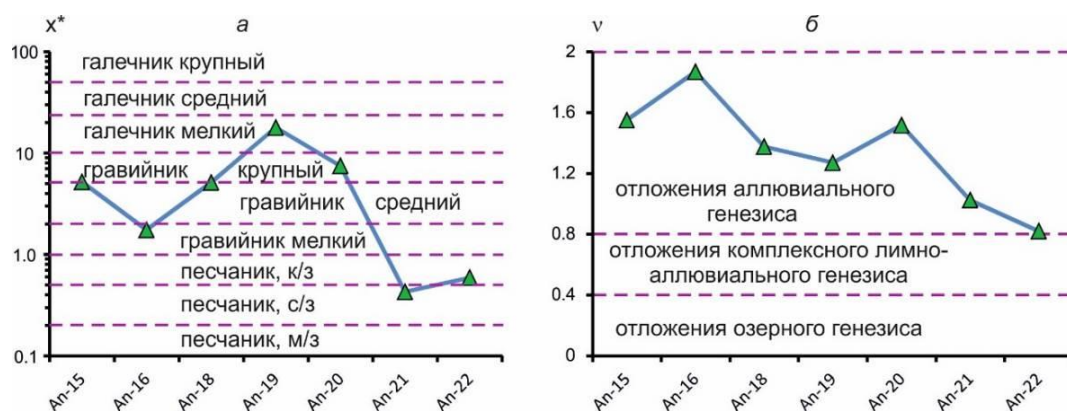
#### **Results of granulometric analysis of clay sediments from the Anosovka section**

№ образца	Содержание фракций, %					Тип отложений
	0.5–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.002	< 0.002 мм	
<b>An-2</b>	$\frac{4.2}{2.8}$	$\frac{4.0}{3.1}$	$\frac{54.2}{51.4}$	$\frac{18.3}{16.6}$	$\frac{19.3}{26.1}$	Глина песчаная пылеватая (средняя пылеватая)
<b>An-7</b>	$\frac{2.1}{1.8}$	$\frac{9.7}{4.3}$	$\frac{58.0}{48.1}$	$\frac{19.3}{24.5}$	$\frac{10.9}{21.3}$	Глина сильно песчаная пылеватая (легкая пылеватая)

Результаты гранулометрического анализа с дисперсным способом подготовки образца позволяют судить о реальной глинистости отложений. Содержание глинистой фракции в представленных образцах составляет 26.1 и 21.3 %, что соответствует в обоих случаях (An-2 и An-7) глине песчанистой пылевой.

Верхняя толща, представленная охристым, горизонтально-слоистым грубообломочным материалом, имеет пестрый литологический состав от среднезернистых песков ( $x^*=0.43$  мм) до мелкой гальки ( $x^*=17.82$  мм) (рис. 3а). По коэффициенту вариации ( $v=0.82–1.87$ ) (рис. 3 б) определяется аллювиальное происхождение толщи.





**Рис. 3.** Гранулометрические параметры отложений верхней толщи Аносовского разреза: а – средневзвешенный диаметр частиц  $x^*$ , б – коэффициента вариации  $v$ .

**Fig. 3.** Granulometric parameters of sediments of the upper strata in the Anosovka section: а – weighted average diameter of particles  $x^*$ , б – coefficient of variation  $v$ .

*Минеральный состав нижней толщи*

В табл. 2 представлены результаты рентгенофазового анализа обр. An-3, An-6 и An-8 из нижней толщи Аносовского разреза.

Таблица 2

**Соотношение основных минералов отложений нижней толщи Аносовского разреза по данным рентгенофазового анализа**

Table 2

**The ratio of the main minerals of sediments of the lower strata in the Anosovka section from X-ray phase analysis**

Пачка	Содержание минералов в породе, %						
	Номер образца*	Кварц	Плагиоклаз	Каолинит	Гидрослюда	Хлорит	Вермикулит
2	An-8	50	25	–	7	15	3
2	An-6	60	23	5	5	5	2
1	An-3	50	25	5	15	5	+

В отложениях толщи преобладает терригенная фракция, среднее из четырех определений – 77.6 % (кварц – 53.3 %, плагиоклаз – 24.3 %) (табл. 3) при низком содержании

глинистых минералов (22.3 %). Глинистые минералы представлены гидрослюдой, хлоритом, каолинитом и вермикулитом (кроме обр. An-8, в котором каолинит отсутствует).

Таблица 3

**Результаты статистической обработки данных минерального состава отложений нижней толщи Аносовского разреза**

Table 3

**Results of statistical processing of data on the mineral composition of sediments of the lower strata in the Anosovka section**

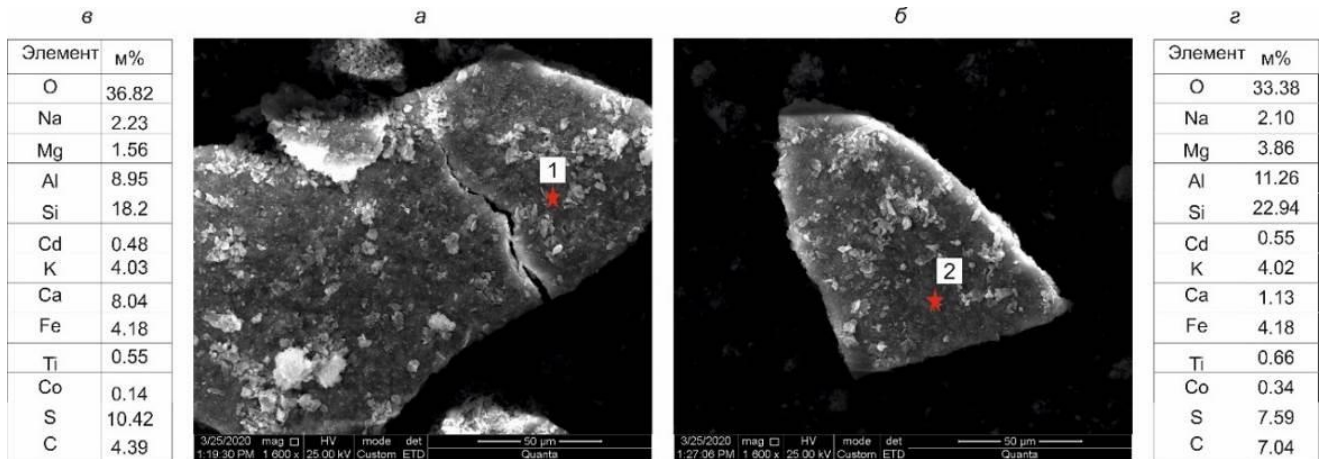
Статистические параметры	Содержание минералов, %		
	Кварц	Плагиоклаз	Глинистые минералы
Верхнемиоценовые отложения (n=3)			
$X_{cp}$	53.3	24.3	22.3
$\sigma$	5.7	1.1	4.6
$V_{вар}$	11	5.0	21.0

Примечание:  $X_{cp}$  – среднее значение содержания %;  $\sigma$  – стандартное отклонение;  $V_{вар}$  – коэффициент вариации, %; n – количество образцов.

Состав глинистых частиц обр. An-2 (синяя глина пачки 1) и An-7 (зеленовато-коричневая глина нижнего слоя пачки 2) исследовался методом СЭМ. В двух частицах обр. An-2 определена сульфатная сера (7.59–10.42 %), а также небольшие концентрации красящих в синий цвет элементов: Co (0.14–0.34 %) и Cd (0.48–0.55 %) (рис. 4).

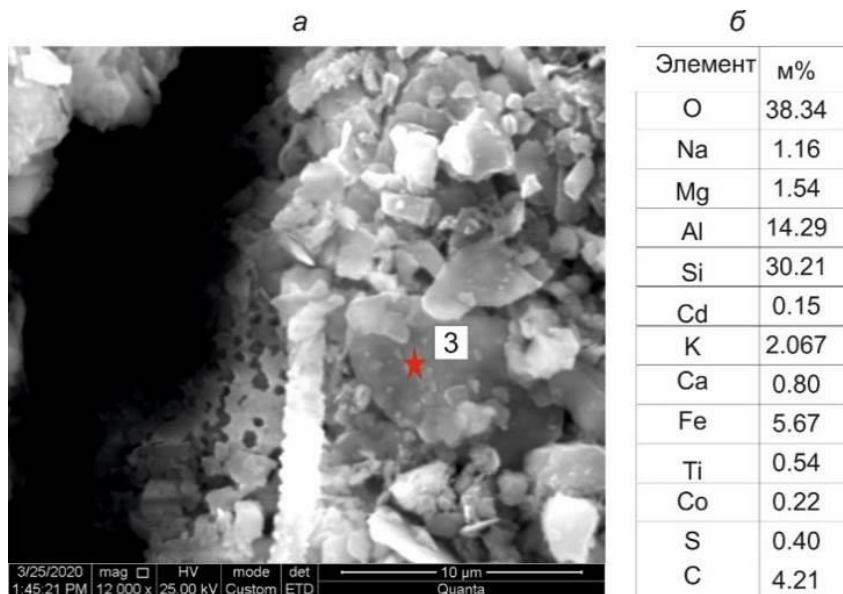
Еще одна частица этого же образца в точке 3 показала низкую концентрацию серы

(0.40 %) при концентрациях Co и Cd, соответственно, 0.22 и 0.15 % (рис. 5). Фосфор в этих частицах не обнаружен, поэтому присутствие фазы вивианита не предполагается. Синий красящий эффект связывается с примесью Co и Cd. В двух частицах обр. An-7 сера присутствует в ничтожно-малой концентрации (0.31–0.35 %) при измеряемой концентрации Co (до 0.38 %) (рис. 6).



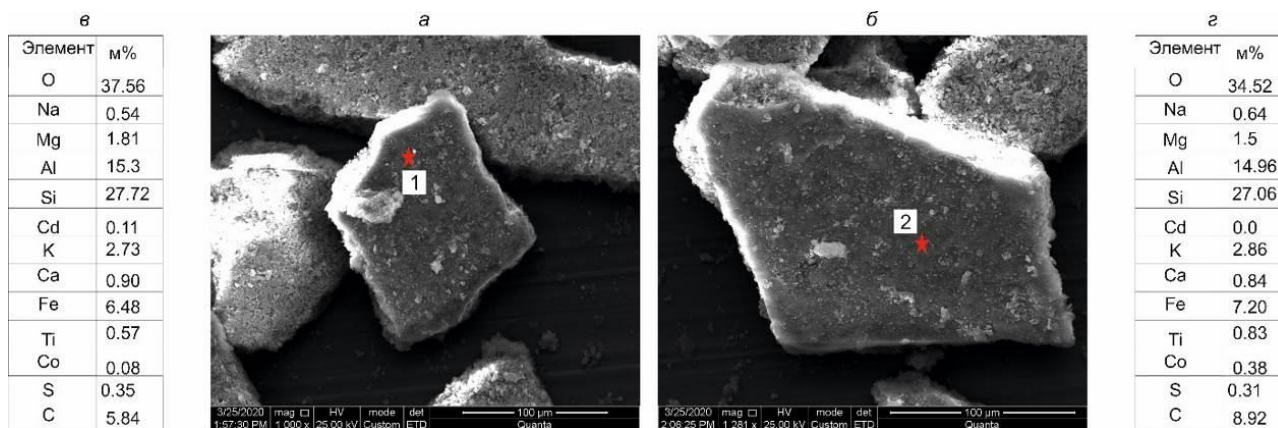
**Рис. 4.** Результаты исследования частиц обр. An-2 синей глины методом СЭМ. *а, б* – точки 1 и 2 измерения; *в, г* – количественные соотношения элементов на 100 %.

**Fig. 4.** Results of the study of sample particles from sample An-2 blue clay by SEM. *a, b* – points 1 and 2 measurements; *c, d* – quantitative ratios of elements at 100%.



**Рис. 5.** Результаты исследования частицы обр. An-2 синей глины методом СЭМ. *а* – точка измерения; *б* – количественные соотношения элементов на 100 %. Видны фрагменты ископаемых диатомовых водорослей.

**Fig. 5.** Results of the study of sample particles from sample An-2 blue clay by SEM. *a* – measurement point; *b* – quantitative ratios of elements at 100 %. Fragments of fossilized diatoms are visible.



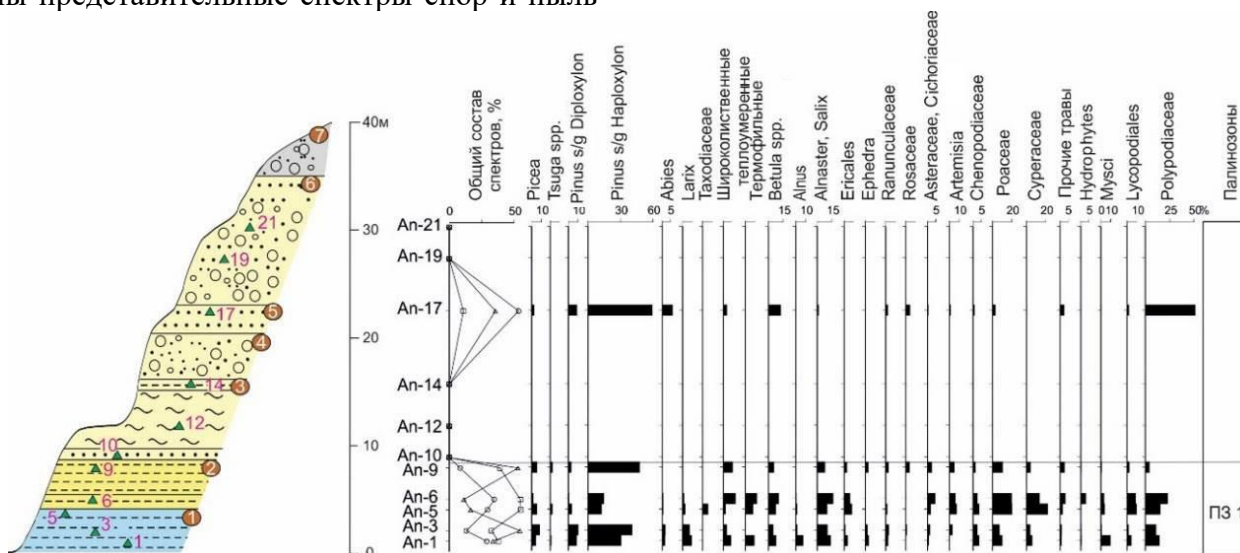
**Рис. 6.** Результаты исследования частиц обр. An-7 зеленовато-коричневой глины методом СЭМ. На панелях *а, б* – точки измерения; *в, з* – количественные соотношения элементов на 100 %.

**Fig. 6.** Results of the study of particles from sample An-7 greenish-brown clay by SEM. In panels *a, б* – measurement points; *в, з* – quantitative ratios of elements at 100 %.

### Палинологическое обоснование возраста отложений

На спорово-пыльцевой анализ из отложений Аносовского разреза отобрано 11 проб. Из образцов An-1–An-9 (пачки 1–2) выделены представительные спектры спор и пыль-

цы (более 500 экз.). По таксономическому и количественному составу они близки между собой, поэтому рассматриваются в пределах одной палинозоны *Taxodiaceae–Tsuga–Carya–Quercus–Ilex–Alnus–Picea–Pinus s/g Haploxyton* (рис. 7).



**Рис. 7.** Спорово-пыльцевая диаграмма осадочных отложений Аносовского разреза. На диаграмме с общим составом: треугольники – голосеменные, кружки – покрытосеменные и квадраты – споры. Условные обозн. см. рис. 2.

**Fig. 7.** Spore and pollen diagram of sedimentary deposits of the Anosovsky section. On the diagram with the general composition: triangles – gymnosperms, circles – angiosperms and squares – spores. Symbols are as in Fig. 2.

В спектрах доминирует пыльца покрытосеменных растений, составляя в среднем 44 %. Объемы пыльцы голосеменных растений не превышают 34 %, среди них преобладают зерна сосны *Pinus s/g Haploxyton*. Не более 10 % в спектрах содержится пыльцы ели *Picea* sp., сосны *P.s/g Diploxyton*, ольхи *Alnus*

sp., менее 5 % пыльцы березы древесной *Betula* sect. *Albae*, лиственницы *Larix* sp., пихты *Abies* sp. Единичными экземплярами присутствует пыльца тсуги *Tsuga* sp. и широколиственных теплоумеренных родов: пядуба *Ilex* sp. и дуба *Quercus* sp. Спорадически представлена пыльца липы *Tilia* sp., ле-



щины *Corylus* sp., каштана *Castanea* sp., ореха *Juglans* sp., а также гикори *Carya* sp., лапины *Pterocarya* sp. и пыльца Taxodiaceae. Кустарники составляют незначительную долю – 12 %, в их составе ива *Salix* sp., береза кустарниковая *Betula* sect. *Nanae* и ольховник *Alnaster* sp. Пыльцы трав 27 % (максимально до 39 % за счет пыльцы осоки Cyperaceae). Среди них преобладает пыльца злаковых Poaceae (10 %) и осоковых (7 %), полынь *Artemisia* sp. (3 %).

Остальные представлены единичными экземплярами семейств: вересковых Ericaceae, маревых Chenopodiaceae, лютиковых Ranunculaceae василистник *Thalictrum* sp., цикориевых Cichoriaceae, гераниевых Geraniaceae, гвоздичных Caryophyllaceae, сложноцветных Asteraceae и рода эфедры *Ephedra* sp. Спорадически встречается пыльца мареновых Rubiaceae, розоцветных Rosaceae, крестоцветных Brassicaceae, бобовых Fabaceae, зонтичных Apiaceae, в том числе володушки *Vupleurum* sp., валериановых Valerianaceae, кипрейных Onagraceae.

Постоянна в спектрах пыльца горца земноводного *Polygonum amphibium* L., редко пыльца рогоза *Typha* sp. Споры составляют 23 %. Среди них преобладает споры папоротников Polypodiaceae и сфагнового мха *Sphagnum* sp. Единично представлены различные плауны – булавовидный *Lycopodium clavatum* (L.), можжевельниковый *L. juniperoides* Sw. (Desv.), колючий *L. pungens* Le Pylae., и баранец обыкновенный *Huperzia selago* (L.), споры гроздовника *Botrychium* sp., печеночных *Riccia* sp., бриевых *Bryales* sp. и мезозоиальных мхов *Meesia* sp. В образцах 6 и 9 появляются холодолюбивые споры плаунка сибирского *Selaginella sibirica* (Milde) Hieron. и плаунка плауновидного *Selaginella selaginoides* (L.) C. Mart.

Палинозона характеризует растительность позднего миоцена.

Выше по разрезу из образцов An-10, An-12, An-14, An-19, An-21 выделены единичные экземпляры пыльцевых зерен бореальных родов растений: березы, ели, ольхи, сосны; трав и спор, содержания которых недостаточно для проведения реконструкций.

Из образца An-17 (пачка 5) получен спорово-пыльцевой спектр, в котором более 500 ед. микрофоссилий *Corylus–Pinus* s/g *Diploxylon–Pinus* s/g *Haploxyton–Polypodiaceae*.

В его составе преобладают споры (57 %) и пыльца голосеменных растений (36 %), среди которых доминирует пыльца сосны

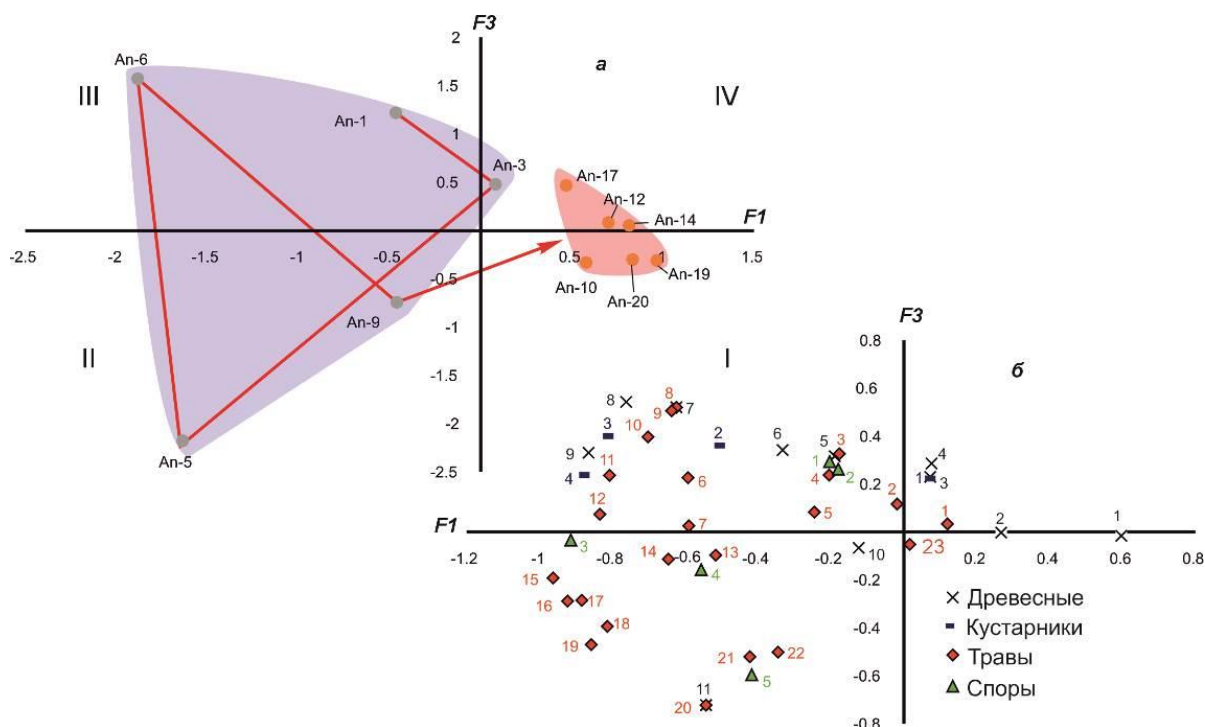
*Pinus* s/g *Haploxyton* (28 %). Сопутствующими является пыльца сосны *P.s/g Diploxylon* (4 %), пихты *Abies* sp. (3 %), березы *Betula* sect. *Albae* (3 %). Единичными экземплярами установлена пыльца ели *Picea* sp. Пыльцы кустарников в спектре содержится не более 4 %, среди них – береза кустарниковая *Betula* sect. *Nanae*, ольховник *Alnaster* sp. и ива *Salix* sp. Объем пыльцы трав незначителен (4 %), среди которой: полынь *Artemisia* sp., злаковые Poaceae, осоковые Cyperaceae, маревые Chenopodiaceae, лютиковые Ranunculaceae, василистник *Thalictrum* sp., розоцветные Rosaceae, кипрейные Onagraceae и гвоздичные Caryophyllaceae.

Из широколиственных установлена только лещина *Corylus* sp. Среди спор (53 %) доминируют кочедыжниковые Polypodiaceae, единичными экземплярами установлены споры сфагнового мха *Sphagnum* sp., плаунов – булавовидного *Lycopodium clavatum* (L.), и можжевельникового *L. juniperoides* Sw., (Desv.), гроздовника *Botrychium* sp. Реконструируются сосновые леса с участием пихты, ели, подлеском из кустарниковой березы, ивы, ольхи. Доминирование пыльцы Pinaceae, большое количество спор, отсутствие таксоидных и единичные зерна лещины не противоречат времени накопления изученных отложений в плиоцене.

На факторной диаграмме, в пространстве факторов 1 и 3 (рис. 8), выделяются 2 группы спорово-пыльцевых спектров из осадочных отложений Аносковского разреза, отражающие основную изменчивость по фактору 1, отрицательные значения которого соответствуют компоненту елово-сосновых лесов с участием лиственницы, березы и ольхи, с незначительной примесью листопадных широколиственных теплоумеренных родов деревьев, мезофильных ореховых и редких Taxodiaceae в умеренно-прохладных климатических условиях позднего миоцена. Положительные значения фактора 1 и положительные и отрицательные значения фактора 3 свидетельствуют о доминировании бореальных видов деревьев сосны, пихты и березы, указывая на прохладные климатические условия плиоцена.

Группа 1 спектров верхнемиоценовых пачек 1 и 2 представлена фигуративными точками проб, рассредоточенных в квадрантах II и III, кроме одной пробы (An-3) смещенной в квадрант IV. Концентрированная группа 2 спектров пачек 3–6 плиоценовой толщи (включая пробу An-17)) смещена в квадранты IV и I.





**Рис. 8.** Факторные диаграммы спорово-пыльцевых спектров осадочных отложений из Аносовского опорного разреза. Первый и третий факторы составили, соответственно, 59.9 и 32.8 % от суммарной изменчивости. Панель а – диаграмма образцов нижней (выделена серым цветом) и верхней (выделена розовым цветом) частей разреза. Панель б – диаграмма переменных: древесные 1–11 (черного цвета): 1 – *Pinus sect. Cembrae*, 2 – *Corylus*, 3 – *Pinus sylvestris*, 4 – *Abies*, 5 – *Quercus*, 6 – *Larix*, 7 – *Juglans*, 8 – *Ilex*, 9 – *Castanea*, 10 – *Picea* sp., 11 – *Carya*; кустарники 1–4 (синего цвета): 1 – *Alnus*, 2 – *Betula* sp., 3 – *Alnaster*, 4 – *Salix*; травы и мхи 1–23 (красного цвета): 1 – Cichoriaceae, 2 – Onagraceae, 3 – *Sphagnum*, 4 – *Ephedra*, 5 – *Thalictrum*, 6 – Rubiaceae, 7 – Caryophyllaceae, 8 – Fabaceae, 9 – *Typha*, 10 – Asteraceae, 11 – *Taraxacum*, 12 – Chenopodiaceae, 13 – *Lycopodium*, 14 – Poaceae, 15 – Ericaceae, 16 – Cyperaceae, 17 – *Artemisia*, 18 – *Echinops*, 19 – *Achillea*, 20 – *Riccia*, 21 – *Botrychium*, 22 – *Meesia*, 23 – Rosaceae; споры 1–5 (зеленого цвета): 1 – *Mysci*, 2 – Polypodiaceae, 3 – *Osmunda*, 4 – Lycopodiales, 5 – *Selaginella*.

**Fig. 8.** Factor diagrams of spore-pollen spectra from sedimentary deposits of the Anosovka reference section. The first and third factors accounted for 32.8 and 59.9 % of the total variability, respectively. Panel a is a diagram of samples from the lower (highlighted in gray) and upper (highlighted in pink) parts of the section. Panel b – diagram of variables: woody 1–11 (black): 1 – *Pinus sect. Cembrae*, 2 – *Corylus*, 3 – *Pinus sylvestris*, 4 – *Abies*, 5 – *Quercus*, 6 – *Larix*, 7 – *Juglans*, 8 – *Ilex*, 9 – *Castanea*, 10 – *Picea* sp., 11 – *Carya*; bushes 1–4 (blue): 1 – *Alnus*, 2 – *Betula* sp., 3 – *Alnaster*, 4 – *Salix*; herbs and mosses 1–23 (red): 1 – Cichoriaceae, 2 – Onagraceae, 3 – *Sphagnum*, 4 – *Ephedra*, 5 – *Thalictrum*, 6 – Rubiaceae, 7 – Caryophyllaceae, 8 – Fabaceae, 9 – *Typha*, 10 – Asteraceae, 11 – *Taraxacum*, 12 – Chenopodiaceae, 13 – *Lycopodium*, 14 – Poaceae, 15 – Ericaceae, 16 – Cyperaceae, 17 – *Artemisia*, 18 – *Echinops*, 19 – *Achillea*, 20 – *Riccia*, 21 – *Botrychium*, 22 – *Meesia*, 23 – Rosaceae; spores 1–5 (green): 1 – *Mysci*, 2 – Polypodiaceae, 3 – *Osmunda*, 4 – Lycopodiales, 5 – *Selaginella*.

### Литогеохимические данные

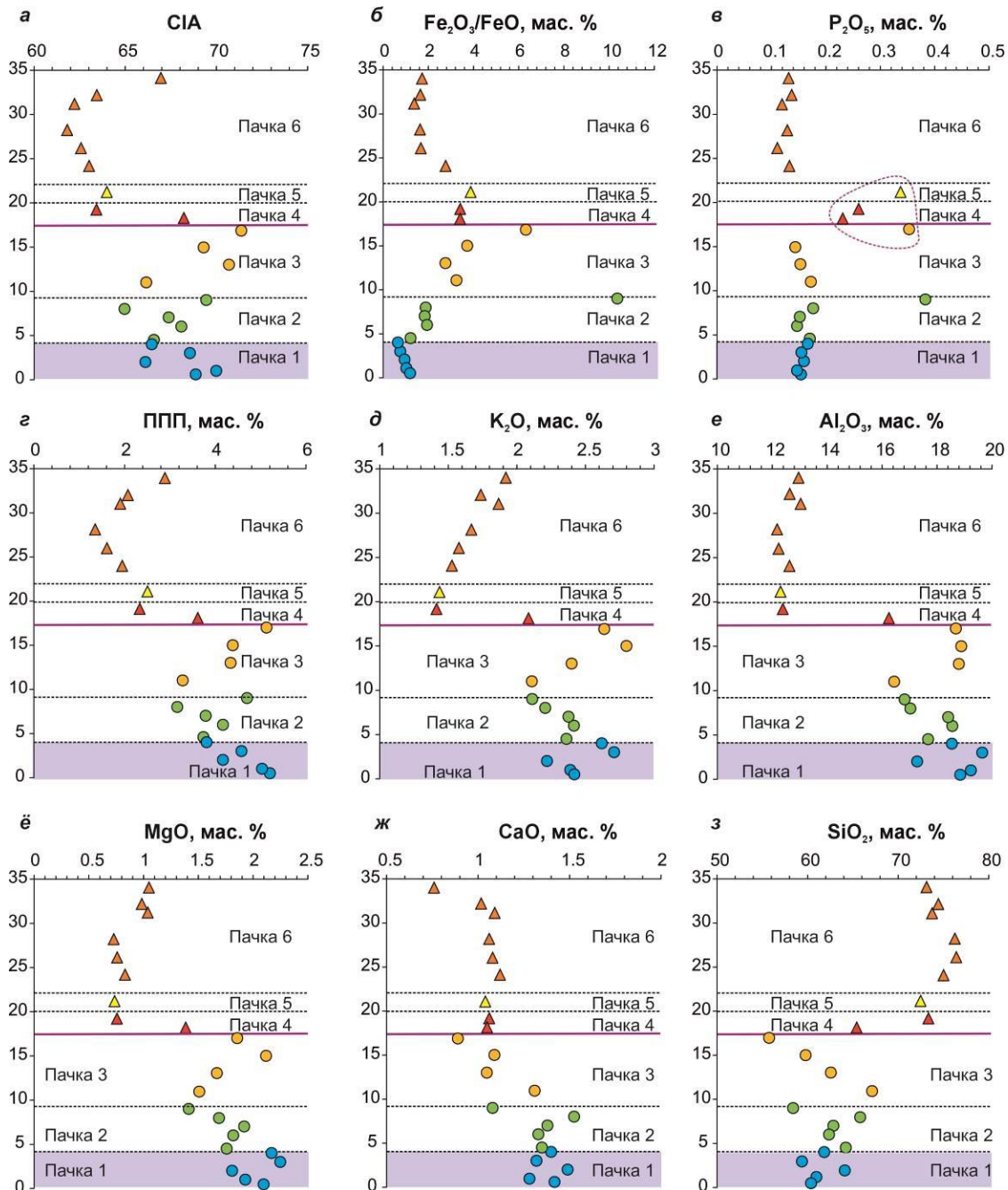
По химическому составу отложений Аносовский разрез разделяется на нижнюю толщу (толщу 1, включающую пачки 1, 2 и 3) и верхнюю толщу (толщу 2, включающую пачки 4, 5 и 6). Отложения нижней толщи имеют повышенные значения CIA (от 65 до 71), верхней толщи – более низкие значения этого показателя (от 61 до 63) (рис. 9).

Нижняя толща имеет повышенные ППП (3.1–5.2 мас.%), верхняя – пониженные (1.3–2.9 мас.%). Отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO в синих глинах сравнительно низкое (<2), возрастает к кровле нижней толщи до 6 и затем снижается. Повышенные содержания K<sub>2</sub>O (2.1–2.8 мас.%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16.4–19.2 мас.%) и, возможно, MgO (1.4–2.1 мас.%) при низком SiO<sub>2</sub> (54.1–67.1 мас.%) в нижней толще, сочетающиеся с повышенными ППП, отражают определя-

ющую роль глинистой составляющей в отложениях этой части разреза.

Падение содержаний  $K_2O$  (1.4–1.9 мас.%),  $Al_2O_3$  (12.2–13.0 мас.%) и  $MgO$  (0.7–1.0 мас.%) при возрастании  $SiO_2$  (72.4–76.4 мас.%) с понижением ППП свидетельствует

о резком снижении роли глинистой составляющей в верхней толще. Содержание  $P_2O_5$  выдержано в отложениях всего разреза (0.11–0.18 мас.%). Исключение составляет устойчивое повышенное содержание  $P_2O_5$  (0.23–0.35 мас.%) в отложениях пачки 5.



**Рис. 9.** Вариации химического индекса выветривания (CIA) (а), отношения  $Fe_2O_3/FeO$  (б), содержаний  $P_2O_5$  (в), ППП (г),  $K_2O$  (д),  $Al_2O_3$  (е),  $MgO$  (е),  $CaO$  (ж) и  $SiO_2$  (з) в осадочных отложениях снизу вверх по Аносовскому разрезу.

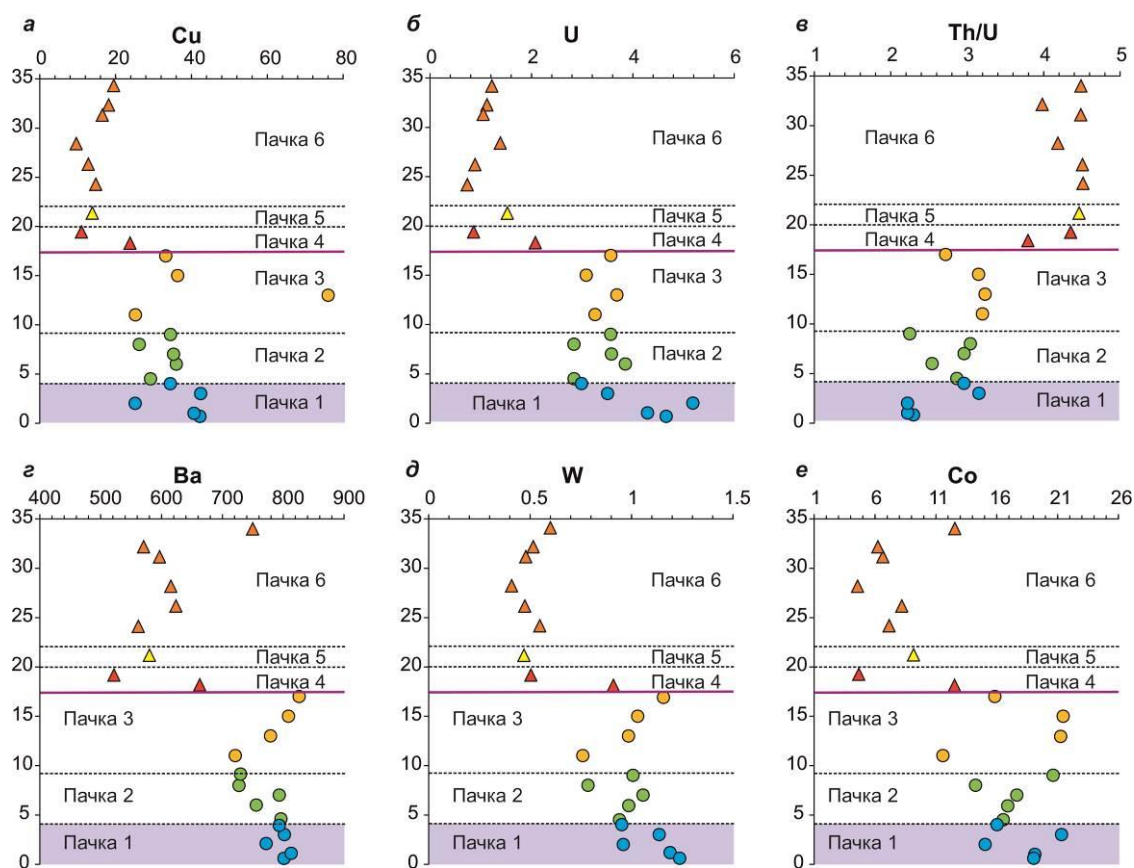
**Fig. 9.** Variations in the chemical weathering index (CIA) (a),  $Fe_2O_3/FeO$  ratio (б),  $P_2O_5$  (в), LOI (г),  $K_2O$  (д),  $Al_2O_3$  (е),  $MgO$  (е),  $CaO$  (ж) contents, and  $SiO_2$  (з) in sedimentary deposits from bottom to top in the Anosovka section.

Отложения нижней толщи имеют повышенные концентрации  $Cu$  (25.3–76.1 мкг/г) и  $Co$  (14.5–21.3 мкг/г) (рис. 10а,е), что, наряду

с наличием серы в глинистых частицах, установленным методом СЭМ, свидетельствует о присутствии в глинисто-

алевритовом материале существенного количества тонкодисперсных сульфидов. Возрастание отношения  $Fe_2O_3/FeO$  от пачки 1 к пачке 3 отражает вторичное окисление сульфидов от кровли к подошве нижней (глинисто-алевритовой) толщи, произошедшее при накоплении пачек 4 и 5 верхней (песчано-галечниковой) толщи. Понижение содержаний  $Cu$  и  $Co$ , соответственно, до интервалов 9.5–23.5 мкг/г и 4.7–12.6 мкг/г в отложениях верхней толщи отражает смену характера осадконакопления с исчезновением сульфидов.

Обращает на себя внимание также резкая (согласованная) смена концентраций микроэлементов от нижней толщи к верхней:  $U$  (от интервала 2.0–5.1 мкг/г к интервалу 0.8–2.0 мкг/г),  $Ba$  (от интервала 722–826 мкг/г к интервалу 615–580 мкг/г),  $W$  (от интервала 0.2–1.2 мкг/г к интервалу 0.4–0.9 мкг/г), при смене отношения  $Th/U$  (от интервала 2.2–3.1 к интервалу 3.7–4.5) (рис. 10, б–д). Эта смена также свидетельствует о кардинальном различии в характере среды осадконакопления толщ. Осадки нижней толщи образовались в минерализованной озерной воде, верхней толщи – в проточной речной воде.



**Рис. 10.** Вариации концентраций  $Cu$  (а),  $U$  (б), отношения  $Th/U$  (в), концентраций  $Ba$  (г),  $W$  (д) и  $Co$  (е) в осадочных отложениях снизу вверх по Аносовскому разрезу.

**Fig. 10.** Variations in concentrations of  $Cu$  (a),  $U$  (b),  $Th/U$  ratio (c), concentrations of  $Ba$  (d),  $W$  (e), and  $Co$  (f) in sediments from bottom to top in the Anosovka section.

Нижний слой синих глины Аносовского разреза имеет видимую мощность 4 м и резко сменяется вышележащим слоем коричневых глин мощностью 4 м. Резкая неровная граница между синим и коричневыми слоями глин (см. рис. 2) свидетельствует о качественном изменении среды осадконакопления. Однородная глина изначально накапливалась в минерализованном бессточном озере как сапропелевый ил, позже преобразованный проточной пресной водой *in situ*.

Непромытый сапропелевый ил имеет синий цвет, промытый и перемещенный внутри озера – коричневый. По химическому составу переотложенный коричневый пелитовый и алевро-пелитовый материал в основном подобен непереотложенному материалу синей глины.

**Геологические условия проявления кобальтовой аномалии в**



**отложения северного побережья Байкала**

На северном побережье Байкала плиоцен-эоплейстоценовый аллювий трассирует долину Пра-Манзурки (рис. 11). В отложениях чередуются слои песков и галечников (Пав-

ловский, Фролова, 1941; Логачев и др., 1964). Горий-кобальтовая аномалия характеризует нижние слои галечниковой пачки 5 разреза Косая Степь-3 (Рассказов и др., 2022; Монгуш и др., 2023).

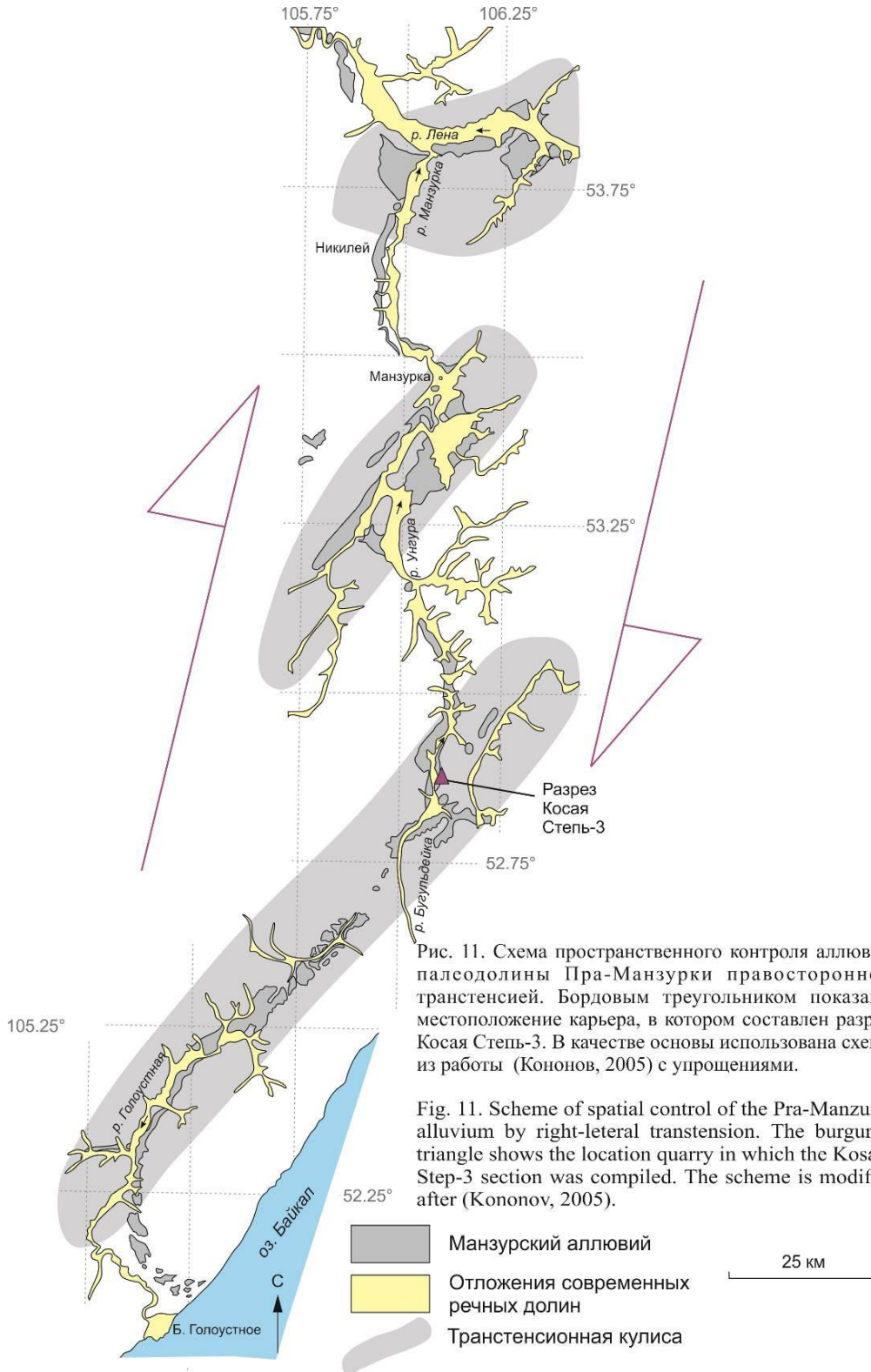


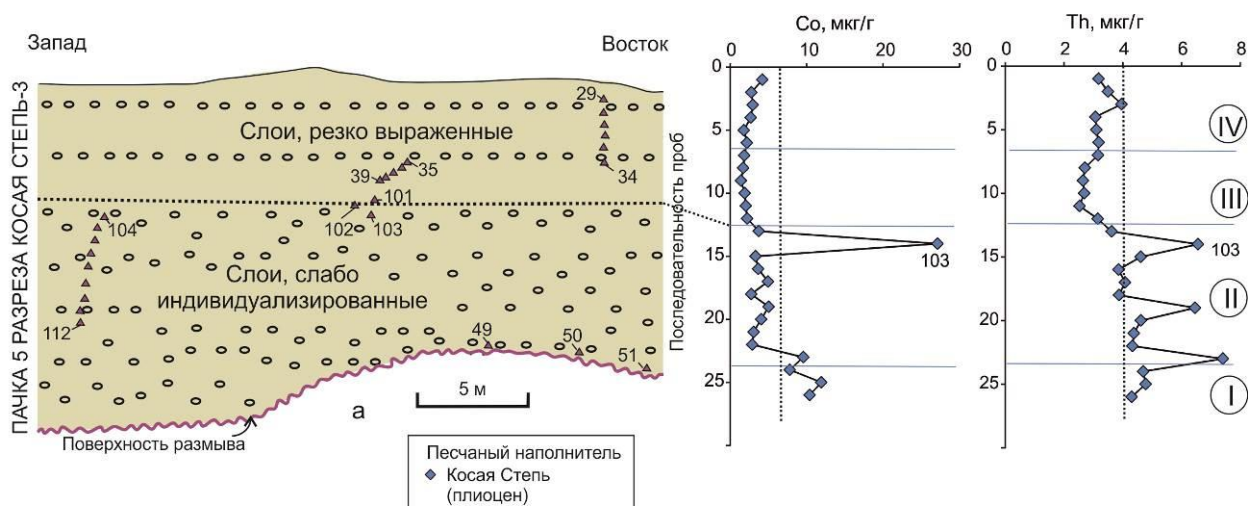
Рис. 11. Схема пространственного контроля аллювия палеодолины Пра-Манзурки правосторонней транстензией. Бордовым треугольником показано местоположение карьера, в котором составлен разрез Косая Степь-3. В качестве основы использована схема из работы (Кононов, 2005) с упрощениями.

Fig. 11. Scheme of spatial control of the Pra-Manzurka alluvium by right-lateral transtension. The burgundy triangle shows the location quarry in which the Kosaya Step-3 section was compiled. The scheme is modified after (Kononov, 2005).



В разрезе пачки 5 слой 1 залегает на поверхности размыва крупнозернистых косо-слоистых песков манзурского аллювия. Концентрации Co в нем составляют 7.8–11.9 мкг/г. В слое 2 единичная проба дает кон-

центрацию 27.1 мкг/г при фоновом диапазоне значений 2.1–5.0 мкг/г (рис. 12). В гальках этой пачки концентрация Co достигает 240 мкг/г.



**Рис. 12.** Вариации Co и Th в песчаном наполнителе пачки 5 разреза Косая Степь-3. Номера слоев обозначаются римскими цифрами в кружках по порядку снизу вверх. Весь разрез охарактеризован в работе (Рассказов и др., 2022).

**Fig. 12.** Variations of Co and Th in the sandy filler of member 5 of the Kosaya Step-3 section. Layer numbers are indicated by Roman numerals in circles in order from bottom to top. The entire section was described in (Rasskazov et al., 2022).

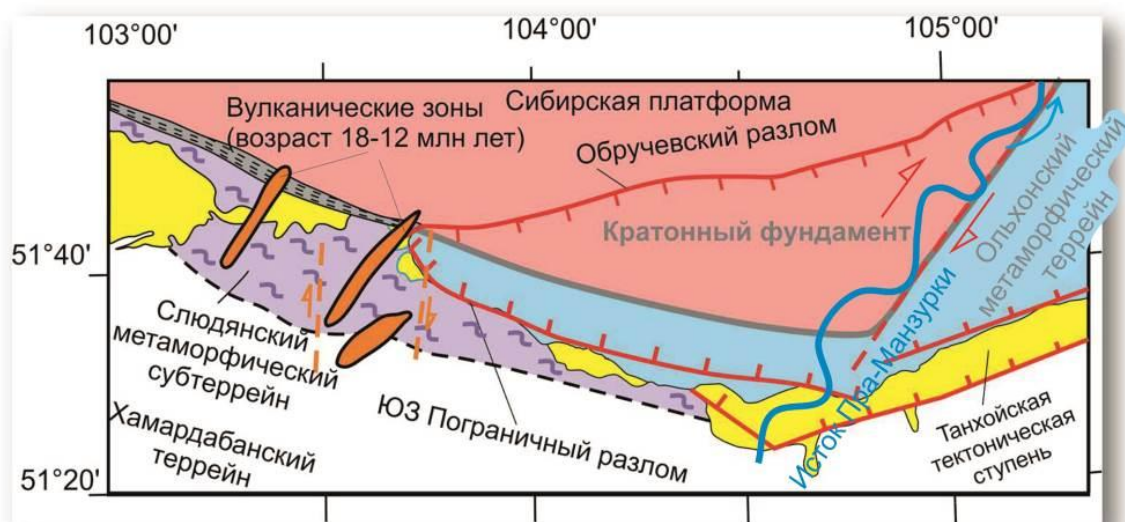
### Обсуждение

#### Различие северо-восточной и юго-западной частей Южно-Байкальской впадины

Южно-Байкальская впадина рассматривается как единая новейшая геологическая структура с общим осадочным наполнением (Logatchev, Zorin, 1992). Однако юго-западная часть Южно-Байкальской впадины существенно отличается от северо-восточной части по строению донных отложений и современному состоянию сейсмической и гидротермальной активности. По распространению гидротерм и высокой сейсмичности северо-восточная часть объединяется с районом дельты Селенги. В юго-западную часть входит Танхойская и Байкальская тектонические ступени южного побережья Байкала и территория от Култука до

Большого Голоустного северо-западного побережья.

Объяснение изменения современного состояния юго-западной и северо-восточной частей Южно-Байкальской впадины нужно искать, прежде всего, в геологическом строении докайнозойского фундамента, унаследованного рифтовой структурой. Юго-Западный Бортовой разлом Южно-Байкальской впадины протягивается вдоль зоны гранулитового метаморфизма Слюдянского субтеррейна. Этот разлом находится в дискордантных отношениях с Южным Бортовым разломом, по которому промежуточная Танхойская тектоническая ступень обособилась и от поднятого хр. Хамар-Дабан, и от опущенного днища озера. Обручевский разлом отделяет часть фундамента Сибирского палеоконтинента.



**Рис. 13.** Схема контроля пра-аносовского истока Пра-Манзурки краем кратонного фундамента Сибирского палеоконтинента. Фрагмент Слюдянского метаморфического субтеррейна показан по работе (Шафеев, 1970).

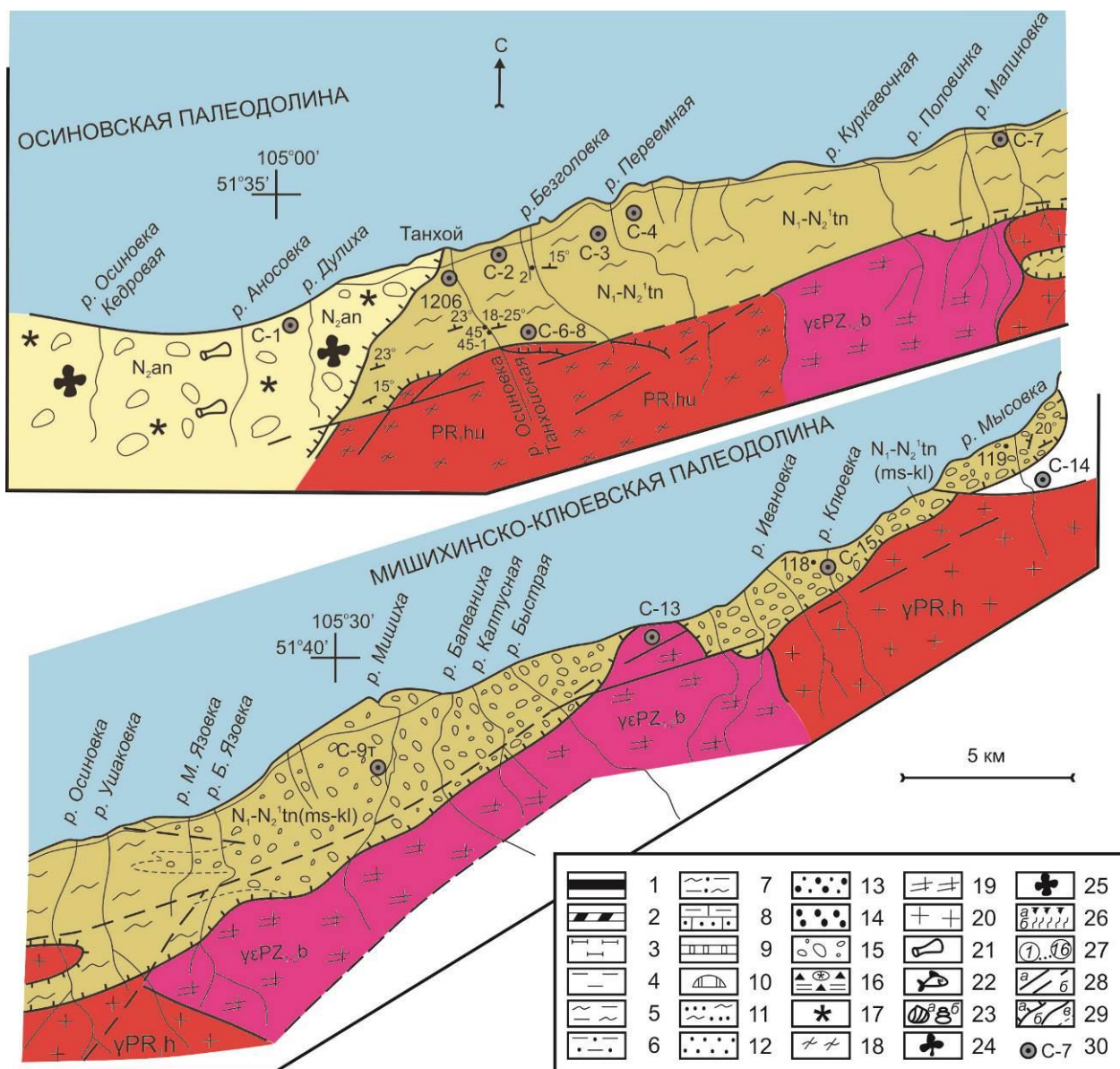
**Fig. 13.** Scheme of control of the Pra-Anosovka source of the Pra-Manzurka by the edge of the cratonic basement of the Siberian paleocontinent. A fragment of the Slyudyanka metamorphic sub-terrane is shown after (Shafeev, 1970).

Фундаменту Сибирского палеоконтинента, погребенному под осадочными отложениями в акватории Байкала, пространственно соответствует Култукско-Мишихинский фрагмент Южно-Байкальской впадины, опущенный по Обручевскому разлому, простирающемся на восток-северо-восток. Средняя и северо-восточные части Южно-Байкальской впадины и Северо-Байкальская впадина унаследовали структуры северо-восточного простираения Ольхонского метаморфического террейна, сопредельного с Сибирским палеоконтинентом (рис. 14).

Граница между опущенным углом кратонного фундамента и Ольхонским метаморфическим террейном трассируется землетрясениями (Rasskazov et al., 2020). В юго-западной части Южно-Байкальской впадины имеются признаки инверсии растягивающих усилий коры на сжимающие, выраженные в

образовании складок донных отложений Байкала на этой границе (Рассказов, Чувашова, 2023). Сжатие на рубеже миоцена и плиоцена отражено также в опрокидывании эоцен-нижнеплиоценовых отложений в Мишихинском разрезе Танхойской тектонической ступени (Аль Хамуд и др., 2021).

Пра-Аносовка входила в состав системы миоцен-плиоценовых водотоков Осиновской палеодолины (рис. 14). Эта крупная палеодолина простиралась из Пра-Аносовки в Пра-Манзурку вдоль края фундамента Сибирского палеоконтинента, вовлекавшегося в правостороннюю транстензию со смещением опущенного блока ложа Байкала относительно Ольхонского террейна. Распространение транстензии вдоль долины Пра-Манзурки способствовало созданию в ней правосторонней системы кулисообразных отрезков (см. рис. 11).

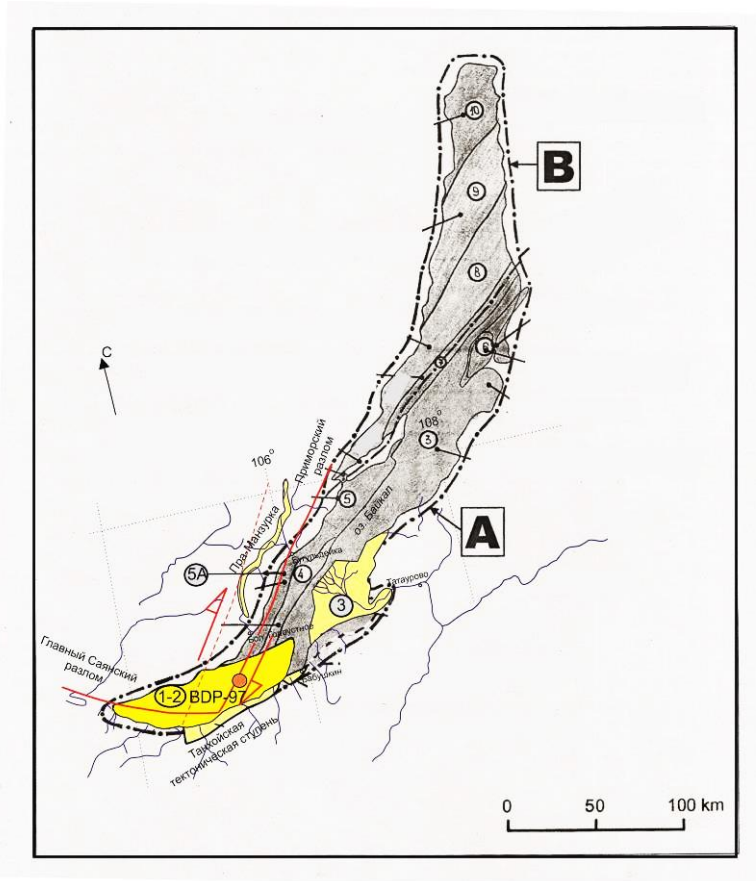


**Рис. 14.** Схема пространственного распределения свит осадочных отложений Танхойской тектонической ступени (Рассказов и др., 2014). Верхняя панель представляет собой западную часть территории, нижняя – восточную. 1–17 – осадочные породы: 1 – угли бурые, лигниты; 2 – углистые аргиллиты; 3 – углистые алевролиты и алевроиты; 4 – аргиллиты, глины алевроитовые; 5 – глинисто–слоудистые алевролиты и алевроиты; 6 – песчанистые алевроиты и алевролиты, алевроитовые пески; 7 – они же, сильно слюдистые; 8 – известковистые алевролиты и песчаники; 9 – мергели; 10 – конкреции мергелей, известковистых песчаников; 11 – песчаники и пески мелкозернистые сильно слюдистые; 12 – то же, средне- и крупнозернистые отсортированные; 13 – то же, разнозернистые, гравелистые; 14 – гравелиты; 15 – конгломераты, галечники; 16 – глины синие песчанистые, мусорные, неоднородные (по Г.Б. Пальшину); 17 – охристые, разного гранулометрического состава; 18–20 – породы фундамента: 18 – гнейсы и сланцы хангарульской серии PR<sub>1</sub>hu; 19 – граниты, гранито–гнейсы хамардабанского комплекса γPR<sub>1</sub>h; 20 – граниты, граносиениты, гранодиориты баргузинского комплекса γPR<sub>1-2</sub>b; 21–25 – ископаемые органические остатки: 21 – кости позвоночных; 22 – рыбы; 23 – моллюски: а – двустворки, б – гастроподы; 24 – листовая флора; 25 – диатомовые водоросли; 26 – кора выветривания: а – остаточная, б – переотложенная; 27 – цифрами в кружках на разрезах показаны литологически разные пласты и пакки терригенных пород; 28 – разломы: а – разрывные, б – предполагаемые; 29 – границы: а – несогласного залегания отложений, б – с нормальным стратиграфическим контактом, в – внутри стратона; 30 – скважина и ее номер.

**Fig. 14.** Spatial distribution of sedimentary formations on the Tankhoi tectonic step (Rasskazov et al., 2014). Upper panel shows the western part of the area; the lower – the eastern part. 1–17 – sedimentary rocks: 1 – brown coal, lignite, 2 – carbonaceous argillite, 3 – carbonaceous aleurolite and aleurite,



4 – argillite, aleuritic clay, 5 – clayey-micaceous aleurolite and aleurite, 6 – sandy aleurite and aleurolite, aleuritic sand, 7 – same rocks with high content of mica, 8 – calcareous aleurolite and sandstone, 9 – mergel, 10 – concretions of mergel and calcareous sandstone, 11 – sandstone and fine sand with high content of mica, 12 – same rocks, medium- and coarse-grained, sorted, 13 – same rocks, varying in grain size, gravelly, 14 – gravelite, 15 – conglomerate, gravel, 16 – blue sandy clay, dirty, with irregular composition (after G.B. Pal'shin), 17 – ocherous, with different particle sizes; 18–20 – basement rocks: 18 – gneiss and schist of Khangarul series PR1hu, 19 – granite, granite gneiss of Khamardaban complex  $\gamma$ PR1h, 20 – granite, granosyenites, granodiorites of Barguzin complex  $\gamma$ ePZ1–2b; 21 – weathering crust: a – residual, б – redeposited; 22–26 – organic fossils: 22 – bones of vertebrates, 23 – fish, 24 – molluscs: a – anysomiaria, б – gastropods, 25 – leaf flora, 26 – diatoms, spores and pollen; 27 – in profiles, numbers in circles refer to lithologically different beds and units of terrigenous rocks; 28 – faults: a – confirmed, б – assumed; 29 – boundaries: a – unconformity, б – normal stratigraphic contact, в – inside the straton; 30 – well and its number.



**Рис. 15.** Структурное несогласие между Култук-Мишихинской депрессией (выделена ярко-желтым цветом) и остальной частью впадин оз. Байкал (серый цвет). Бледно-желтым цветом показаны кайнозойские отложения. Штрих-пунктирная линия: А – впадина Южного Байкала; В – впадина Северного Байкала. Цифры в кружках: 1–2 – Култук-Мишихинская депрессия; 3 – Селенгино-Чивыркуйский грабен; 3А – дельта реки Селенги; 4 – горст Посольской банки; 5 – Приолхонский грабен; 5А – Бугульдейский проход; 6 – поднятие Святой Нос; 7 – горст подводного Академического хребта; 8 – Маломорско-Езовская впадина; 9 – Кедровско-Томпудинская впадина; 10 – Рель-Кичерская депрессия. Красными стрелками выделена трансензионная зона, протягивающаяся через Байкал вдоль края фундамента Сибирского палеоконтинента. В качестве основы использована схема (Levi et al., 1993).

**Fig. 15.** Structural unconformity between the Kultuk-Mishikha depression (bright yellow) and the rest part of the Baikal basins (gray). Cenozoic deposits are shown in pale yellow. A – South Baikal basin; B – North Baikal basin; 1–2 Kultuk-Mishikha depression; 3 – Selenga-Chivyrkui graben; 3A – Selenga River delta; 4 – horst of Posolsky bank; 5 – Priolkhon graben; 5A – Buguldeika Corridor; 6 – Svyatoi Nos (Holy Nose) uplift; 7 – horst of underwater Academician ridge; 8 – Maloe More-Ezovsky depression; 9 – Kedrovui-Tompuda depression; 10 – Rel-Kitchera depression. The sketch map is modified after (Levi et al., 1993).



### Еще раз о времени образования глубокого Байкала

Данные об аллювии древних долин Пра-Манзурки и Пра-Анги на Ангаро-Ленском междуречье северо-западного побережья Байкала привлекались для обоснования молодого возраста глубокого Байкала. Предполагалось, что долина Пра-Манзурки имеет позднеплейстоценовый возраст и что во время ее существования глубокое озеро отсутствовало, т.е. в суходольный этап развития Южно-Байкальской впадины должна была существовать единая река Пра-Селенги – Пра-Манзурки (Tomilov, 1996; Лопатин, Томилов, 1977, 2004; Лопатин, 2016). Таким молодым оценкам времени перехода от суходольного этапа развития всей Южно-Байкальской впадины к этапу глубокого Байкала противоречат биостратиграфические, геологические и биологические факты.

С одной стороны, в антецедентном отрезке долины р. Селенги, между хребтами Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, отложения древнее эоплейстоценовых отсутствуют (Логачев, 1974). С другой стороны, мергели Посольской банки на глубине 600 м от вершинной поверхности по палинологическим данным имеют возраст не древнее начала нижнего плейстоцена (2.58–1.8 млн лет), а аргиллиты Кукуйской гривы на горизонте 450 м ниже вершины датируются серединой раннего плейстоцена (1.8–1.5 млн лет). Эти отложения относятся к древней дельте р. Селенги, которая несла воды в достаточно глубокий и обширный бассейн (Кононов, Хлыстов, 2017).

Скоростной разрез авандельты р. Селенги интерпретировался, исходя из средней скорости накопления отложений 17 см за 1000 лет. Клиноформные пачки перемежаемости отложений авандельты с пелагическими осадками были идентифицированы в верхней 2-километровой части разреза. Сделан вывод о том, что депоцентр авандельты развивался в последние 3–2 млн лет (Scholz, Hutchinson, 2000). Эти построения не противоречат выводу об эоплейстоценовом образовании прорези долины р. Селенги (Логачев, 1974). К этому следует добавить результаты бурения 600-метровой скважины ВДР-

98 на подводном Академическом хребте, пройденной по сравнительно монотонной озерной осадочной толще, содержащей планктонные диатомовые водоросли. Возраст вскрытых озерных отложений составляет около 8–7 млн лет (Кузьмин и др., 2014; Kravchinsky, 2017).

В биостратиграфическом подходе по распространению глин больших мощностей и вмещающих их диатомитов были намечены контуры раннеплиоценового озерного бассейна, охватывающего среднюю и северную части акватории Малого моря и протягивающегося почти в субширотном направлении до Баргузинского залива. На юго-восточном побережье Байкала обозначается обширный раннеплиоценовый озерный водоем (Лут и др., 1984). В донных отложениях озера определены остатки рода *Lamprodriulus wagneri*, который появился на оз. Байкале 4.3–3.3 млн лет назад. Большинство видов этого рода обитает только в холодной воде и на глубинах от 400 до 900 м (Kaugorodova et al., 2007). Биологические оценки дают ограничения возраста глубокого Байкала, независимые от геологических оценок. Определяющее значение остается за геологическими данными, свидетельствующими о том, что в окружении Байкала раннеорогенный (добайкальский) этап сменяется позднеорогенным (необайкальским) (Логачев, 1974).

В последние годы были получены новые данные о строении и возрасте осадочных комплексов, покоящихся на Танхойской тектонической ступени южного побережья оз. Байкал. В изученном разрезе правобережья р. Мишиха были установлены опрокинутые слои эоцена – начала плиоцена, перекрытые четвертичными валунными галечниками, что свидетельствовало о значительных тектонических деформациях, прервавших длительное однонаправленное развитие южного борта Южно-Байкальской впадины в раннем плиоцене (Аль Хамуд и др., 2021). Новые данные, полученные по отложениям древних долин северо-западного побережья озера, в Ангаро-Ленском междуречье, показали начало накопления аллювия в Пра-Манзурке приблизительно в это же время (Rasskazov et al., 2020; Рассказов и др., 2022). Единое развитие аллювиального осадконакопления на

Танхойской тектонической ступени с эоцена до начала плиоцена было прервано резким изменением характера тектонических деформаций, которые привели к образованию высоких горных хребтов.

Все работы, касающиеся анализа строения верхней части разреза донных отложений оз. Байкал касались акватории Среднего Байкала, к востоку от Бугульдейки и дельты Селенги. Имеющиеся факты свидетельствуют о том, что в районе Среднего Байкала длительное время существовало глубокое озеро. Между тем, какая-либо аргументация подобного длительного существования озера в западной части Южно-Байкальской впадины отсутствует.

Принимая во внимание разный характер тектонической эволюции и современного состояния восточной и западной частей Южно-Байкальской впадины, мы допускаем суходольное развитие юго-западной части одновременно с существованием глубокого озера в ее северо-восточной части.

*Донные отложения вероятного русла долины из Пра-Аносовки в Пра-Манзурку в акватории Южного Байкала*

Верхняя 8–12-метровая часть донных отложений, изученная поршневыми грунтовыми трубками, подразделяется на байкальскую и добайкальскую. В байкальской части (средняя мощность около 6 м) значительную долю составляют диатомовые илы. Добайкальская часть разнообразна в литологическом отношении. В центральной части Мишихинско-Култукской депрессии добайкальские отложения представлены песками и глинами в переслаивании с песками (Голдырев, 1982). На международном рифтовом симпозиуме 1975 г. обращалось внимание на сходстве песков донных отложений Южного Байкала с плейстоценовыми песками Тункинской впадины и допускалось недавнее (до 10 тыс. лет) опускание ложа впадины, не компенсированное осадками (Голдырев и др., 1975). «Данные по гранулометрии песчаных отложений в добайкальской части толщи свидетельствуют о совершенно иных условиях формирования толщи песков в

котловине Байкала по сравнению с современными глубоководными осадками. Эти факты, как и текстуры песков, указывают на мелководность, отсутствие единого водоема и участие ледниковых и флювиогляциальных процессов в формировании толщи песков и переслаивания их с глинами» (Голдырев, 1982, с. 132).

На дне Байкала распространены плотные окисленные добайкальские глины желтого и коричневатого-желтого цвета, встречаются глины серой и иной окраски. Смена добайкальских глин байкальскими происходит на очень коротком расстоянии (1–2 см). Отмечается необычный литологический состав отложений на Посольской банке. «На самой верхней ее части (глубина 36 м) расположен галечный и песчаный материал, сцементированный гидроокислами железа и марганца. Обломочный материал хорошо окатан. Галька и песок на вершине Посольской банки являются местными, *in situ*. Склоны банки сложены рыхлыми осадками и чем глубже (вниз по склону), тем они менее плотные и более тонкозернистые (не на всех склонах). С глубиной также уменьшается мощность окисленного слоя. Из имеющегося материала ясно, что накопление осадков на Посольской банке идет весьма медленно. Так, на самой ее вершине осадков почти нет, и лишь с углублением вниз по склону их количество несколько увеличивается» (Голдырев, 1982, с. 75).

В центральной части акватории Южного Байкала для ст. 135, расположенной в 20.1 км от мыса Толстого по направлению на Муринскую банку, на глубине 1200 м представлены слои (сверху) (Голдырев, 1982, с. 96):

Мощность, см

Темно-серый алеврито-глинистый ил с незначительной примесью песчаного материала. Слабо выраженная слоистая текстура  
.....0.68

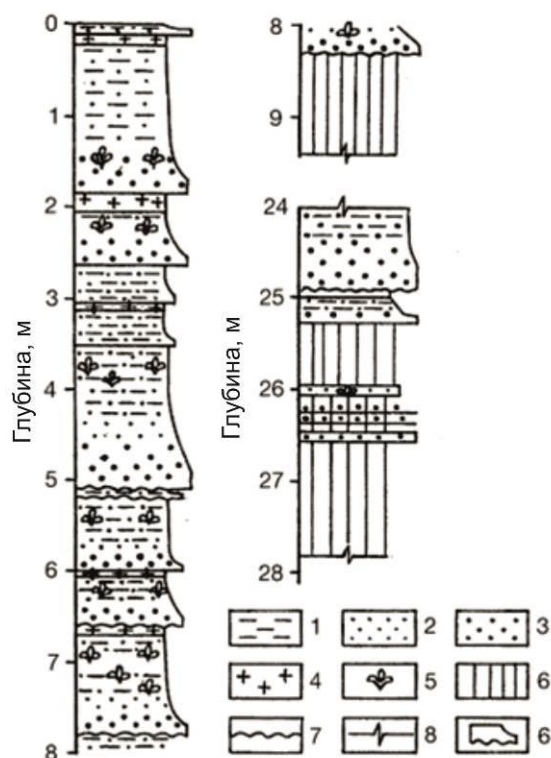
Темно-серый алеврито-глинистый ил с коричневатым и зеленоватым оттенками. В интервале 88–168 см – серия прослоев с гра-

дационной текстурой (ритмично-построенная часть разреза) .....68–281

Однообразная плотная темно-зеленоватосерая глина с маломощными и частыми прослоями мелкозернистого песка серого и темно-серого цвета.....281-1050

По результатам литолого-фациального анализа добайкальских отложений сделан вывод об их разновозрастном (миоцен – верхний плейстоцен) образовании в мелководных условиях и образовании осадков верхней части толщи во временном интервале среднего плейстоцена – голоцена в глубоководном Байкале. В строении верхней части разреза значительную роль играют отложения ледникового происхождения (моренные и флювиогляциальные) (Голдырев, 1982).

Ледниковые глины были вскрыты в нижней части разреза скважиной BDP-97 в средней части акватории Южного Байкала, пройденной на глубине 1428 м (координаты: 51°47'51" с.ш.; 105°29'.14" в.д.). Ледниковые глины переслаиваются с песками на глубинах 8–28 м. В интервале верхних 8 м перемежаются слои крупнозернистого песка и гравия со слоями ила и глины. Грубообломочный материал обогащен остатками наземной растительности (рис. 16). Присутствие прослоев глин с диатомеями было интерпретировано авторами статьи (Kuzmin et al., 2000) как свидетельство глубоководного накопления турбидитов. Такой интерпретации противоречит расположение скважины на значительном удалении от берегов, распространение в слоях грубообломочных отложений детритового органического материала и наличие ледниковых глин. Более приемлема интерпретация толщи, вскрытой скв. BDP-97, как добайкальской (Голдырев, 1982). Толща интервала верхних 8 м крупнозернистого песка и гравия со слоями ила и глины, остатками наземной растительности образовалась в условиях заболачивания меандр реки, возможно, с эпизодической трансгрессией вод озера.



**Рис. 16.** Литология разреза BDP-97. В разрезе преобладают пласты, содержащие крупнозернистый материал и значительное количество обломков древесины и других растительных остатков. Эти слои чередуются с тонкозернистыми осадками и составляют 70–75% от общей длины керна. 1 – грязь; 2 – ил; 3 – песок; 4 – диатомовая грязь; 5 – фрагменты деревьев и растений; 6 – ледниковая глина; 7 – эрозионный контакт; 8 – обрыв и конец разреза керна; 9 – пласты турбидитов с градиационной слоистостью. Из работы (Kuzmin et al., 2000) с изменениями.

**Fig. 16.** Lithology of the BDP-97 section. Beds, contained coarse-grained material and a significant amount of wood fragments and other plant debris, dominate in the section. These layers alternate with fine grained sediments and comprise 70–75% of the total length of the core. 1 – mud; 2 – silt; 3 – sand; 4 – diatomaceous mud; 5 – wood and plant fragments; 6 – glacial clay; 7 – erosional contact; 8 – break and end of core; 9 – turbidite beds with graded bedding. Modified after (Kuzmin et al., 2000).

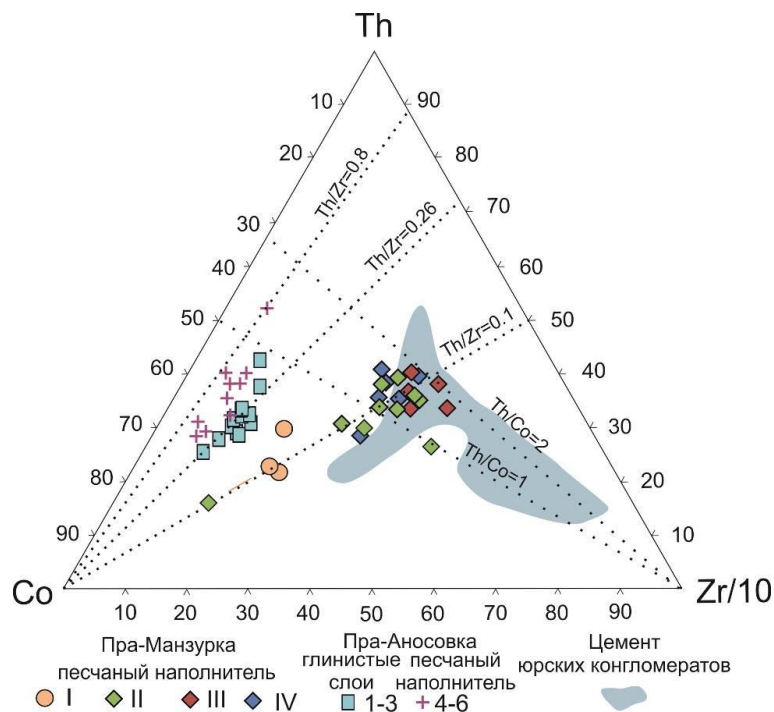
*Добайкальское распространение Th/Co аномалии через плиоценовую сухую часть Южно-Байкальской впадины*

Итак, различия юго-западной и северо-восточной частей Южно-Байкальской впадины предполагают неодновременное ускоренное погружение этих частей, не компен-

сированное осадконакоплением. Озеро первоначально заняло северо-восточную часть Южно-Байкальской впадины. Базис эрозии в ее юго-западной (суходольной) части находился выше. В условиях тектонического контроля правосторонней зоной трансенсии обломочный материал переносился вдоль долины Пра-Аносовки через будущий Байкал в долину Пра-Манзурки.

В качестве показателя такого транзитного материала служит Th/Co аномалия осадочных пород. Это отношение используется для определения источников осадочных пород (Cullers, 2002). Разрушение наполнителя юрских конгломератов на поднятии Приморского хребта обеспечивало поступление в долину Пра-Манзурки мелкообломочного материала с переменным содержанием Zr при отношении Th/Co=1–2. Этот компонент преобладает в песчаном наполнителе двух

верхних слоев галечниковой пачки разреза Косая Степь-3 Пра-Манзурки. Дополнительное поступление обломочного материала из долины Пра-Аносовки выражалось в обогащении Co с относительным обеднением Zr и Th. Два нижних слоя галечниковой пачки разреза Косая Степь-3 Пра-Манзурки наследуют от осадочных пород Пра-Аносовки тенденцию Th/Co вариаций при постоянном отношении Th/Zr. В песчаном наполнителе пачек 4–6 Аносовского разреза это отношение достигает 0.8 и снижается до 0.26 в глинистых слоях 1–3. Максимальная примесь аносовского компонента устанавливается, таким образом, в манзурских отложениях нижних слоев галечниковой пачки, а минимальная (с преобладанием материала юрских конгломератов) – в ее верхних слоях (рис. 17).



**Рис. 17.** Сопоставление песчаного наполнителя галечников четырех слоев галечниковой пачки разреза Косая Степь-3 с нижними глинистыми слоями и песчаным наполнителем верхних слоев Аносовского разреза и цементом юрских конгломератов на диаграмме Co – Th – Zr/10. Фигуративное поле состава цемента юрских конгломератов показано по данным (Akulov et al., 2021).

**Fig. 17.** Comparison of the sandy filler in pebbles of four layers of the pebble package in the Kosaya Step-3 section with the lower clay layers and the sandy filler of the upper layers of the Anosovka section and the cement of the Jurassic conglomerates on the Co – Th – Zr/10 diagram. The data field of cement composition of Jurassic conglomerates is shown after (Akulov et al., 2021).

### Заключение

В обнажении р. Аносовки выполнены комплексные литологические и палинологи-

ческие исследования. Для нижней толщи синих и коричневых глин подтвердился верхнемиоценовый возраст, для верхней, песча-



но-галечниковой – плиоценовый. Показано различие толщ по гранулометрическому составу отложений. Определен минеральный состав отложений нижней толщи, в которых определены повышенные концентрации Си и Со, что, наряду с наличием серы в глинистых частицах, установленным методом СЭМ, свидетельствует о присутствии в глинисто-алевритовом материале тонкодисперсных сульфидов. По смене содержаний петрогенных оксидов и микроэлементов в осадочных породах сделан вывод о кардинальной смене характера среды осадконакопления с резким снижением роли U при возрастании Th/U отношения от нижней толщи к верхней. По распределению Со, Th и Zr в отложениях Пра-Аносовки и Пра-Манзурки сделан вывод о более выраженной Th/Со аномалии в первых, относительно вторых, и о вероятном происхождении аномалии в манзурском аллювии за счет размыва и переноса аносовского осадочного материала.

Поскольку погружение фундамента юго-западной части Южно-Байкальской впадины в плиоцене компенсировалось привнесением осадочного материала, на этом этапе в ней могли существовать речные водотоки, пересекавшие будущий Байкал вдоль границы Ольхонского метаморфического террейна с фундаментом Сибирского палеоконтинента, которая при образовании долины Пра-Манзурки активизировалась с правосторонней трансензией. Это предположение получило конкретную аргументацию в связи с распространением осадочных отложений с торий-кобальтовой аномалией.

### **Вклад авторов и благодарности**

Документация аносовского разреза проводилась С.В. Рассказовым, А. Аль Хамудом и А. Хассаном в 2018 г. Спорново-пыльцевые спектры отложений разреза определялись С.А. Решетовой в лаборатории ИГХ им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск). Аналитические исследования химического состава пород выполнялись в ИЗК СО РАН (аналитики: Г.В. Бондарева и М.М. Смагунова). Микроэлементный состав пород определялся в ЦКП «Ультрамикрoанализ» (ЛИН СО РАН) с пробоподготовкой в ИЗК СО РАН

(аналитики: М.Е. Маркова, А.П. Чебыкин). Рентгенофазовый анализ выполнялся на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3.0 в ЦКП «Геодинамика геохронология» ИЗК СО РАН (аналитик: М.Н. Рубцова). Для исследований методом СЭМ использовался микроскоп Quanta-200 FEI Company с ЭДС-спектрометром ЦКП «Ультрамикрoанализ» ЛИН СО РАН (г. Иркутск) (оператор К. Арсентьев). Гранулометрический анализ проводился А. Аль Хамудом и А. Хассаном в лаборатории Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ) под руководством В.Л. Коломийца.

### **Литература**

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Рубцова М.Н., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Волков М.А. Опрокинутая эоцен-нижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С. 139–156.

Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Хассан А. Сравнительный анализ геохимических характеристик источников кайнозойских осадочных отложений по латерали Южного Байкала // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 1. С. 104–114.

Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1986. 184 с.

Голдырев Г. С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 182 с.

Голдырев Г.С., Белова В.А., Выхристюк Л.А., Лазо Ф.И., Федорова В.А. Новые данные о составе и возрасте верхней части осадочной толщи котловины Байкала // Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. С. 43–45.

Кононов Е.Е. Байкал. Аспекты палеогеографической истории. Иркутск, 2005. 125 с.

Кононов Е.Е., Хлыстов О.М. О возрасте глубоководного Байкала // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 4. С. 118–129.

Кузьмин М. И., Бычинский В. А., Кербер Е. В. Ошепкова А. В., Горегляд А. В., Иванов Е. В. Химический состав осадков глубоководных бай-

кальских скважин как основа реконструкции изменений климата и окружающей среды // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 3–22.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское и Становое нагорья // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука. 1974. С. 7–163.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука. 1964. 195 с.

Лопатин Д.В. Трансбайкальская гидросистема плейстоцена // Геоморфология. 2016. № 2. С. 113–119.

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Древние долины Западного Прибайкалья в связи с проблемой образования Байкала // Речные системы и мелиорация. Новосибирск, 1977. Ч.2. С. 101–103.

Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Возраст Байкала // Вестник СПбГУ. Сер. 7, 2004, вып. 1. С. 58–67.

Лут Б.Ф., Власова Л.К., Фиалков В.А., Лещиков Ф.Н., Мирошниченко А.П., Галкин В.И., Карабанов Е.Б., Мизандронцев И.Б., Белова В.А., Логинова Л.П., Хурсевич Г.К., Компанец В.Х. Литодинамика и осадкообразование Северного Байкала. Новосибирск: Наука, 1984. 290 с.

Мазилев В.Н., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Литология третичных отложений впадин югозападной части Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1972. 120 с.

Мац В.Д. Новые данные по стратиграфии миоценовых и плиоценовых отложений на юге Байкала // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та. 1985. С. 36–53.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН. филиал «Гео». 2001. 252 с.

Монгуш А.Р., Бокарева А.А., Подлинов А.Н., Прокопчик В.В., Риттер В.С., Максимов Н.М., Калинин В.С., Зарипов М.С., Дамбаев С.А., Коваленко С.Н., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Саранина Е.В., Рассказов С.В. Сходство и различие состава среднеюрских и нижнеплиоценовых отложений на северо-западном берегу Байкала: Оценка вклада обломочного материала Приморского хребта в аллювий средней части долины Пра-Манзурки // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 4.

Павловский Е.В., Фролова Н.В. Древние долины Лено-Ангара-Байкальского водораздела // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 1941. Т. XIX (1). С. 65–79.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Первоначальное обоснование и последующее восприятие гипотез о строении и развитии Байкальской системы впадин // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 3. С. 105–148. DOI 10.26516/2541-9641.2023.3.105.

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, корреляция и структурные перестройки в Байкальском регионе // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. Т. 5, № 4. С. 993–1032.

Рассказов С.В., Аль Хамуд А., Хассан А., Кулагина Н.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Будаев Р.Ц. Литогеохимические и палинологические показатели палеоклимата раннего плиоцена в озерных отложениях из разреза манзурского аллювия (Предбайкалье) // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 1, № 2. С. 44–81.

Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов / Под ред. Г. Брауна. М: Издательство "Мир", 1965. 599 с.

Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 91 с.

Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

Шафеев А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М.: Наука, 1970. 177 с.

Ясныгина Т.А., Маркова М.Е., Рассказов С.В., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti в стандартных образцах серии ДВ методом ИСП-МС // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2015. Т. 81, № 2. С. 10–20.

Akulov N.I., Melnikov A.I., Shtelmakh S.I., Akulova V.V., Hearn P.P. A geochemical and lithological correlation of lower Jurassic conglomerates in the area surrounding the Lake Baikal rift zone: an improved reconstruction of the region's palaeogeographic and tectonic evolution // International Geology Review. 2021. Vol. 64, No. 1. P. 1–16. DOI: 10.1080/00206814.2020.1836683

Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo // *Chemical Geology*. 2002. Vol. 191, No. 4. P. 305–327.

Hubbard C.R., Snyder R.L. RIR – Measurement and Use in Quantitative XRD // *Powder Diffraction*. 1988. № 3. P. 74–77.

Kaygorodova I.A., Sherbakov D.Yu., Martin P. Molecular phylogeny of Baikalian Lumbriculidaea (Oligochaeta): evidence for recent explosive speciation // *Comparative Cytogenetics*. 2007. Vol. 1, No. 1. P. 71–84.

Kravchinsky V.A. Magnetostratigraphy of the Lake Baikal sediments: A unique record of 8.4 Ma of continuous sedimentation in the continental environment // *Global and Planetary Change*. 2017. Vol. 152. P. 209–226. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.04.002>.

Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Babushkin S.M., Larkin G.V., Badardinov A.A., Wong H.K., Colman S., Delvaux D. Active faults of the Baikal Depression // *Bull. Centre Ftech. Elf Explor. Prod*. 1997. V. 21, No. 2. P. 399–434.

Logatchev N.A., Zorin Y.A. Baikal rift zone: structure and geodynamics // *Tectonophysics*, 1992. Vol. 208. P. 273–286.

Rasskazov S.V., Al Hamud A., Kononov E.E., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts., Hassan A., Tregub T.F., Kulagina N.V., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S. The main structural reorganization of the South Baikal Basin: Early Pliocene initiation of strong tectonic deformations and the Lena runoff from Lake Baikal // *Limnology and Freshwater Biology*. 2020. No. 1. P. 332–334.

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Bornyakov S.A., Chuvashova I.S. Change of seismic hazard levels in complete 12-year seismogeodynamic cycle of the South Baikal Basin: Results of hydroisotopic ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) monitoring // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 7–21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7

Scholz C.A., Hutchinson D. R. Stratigraphic and structural evolution of the Selenga delta accommodation zone, Lake Baikal, Siberia // *Int. J. Earth Sci*. 2000. Vol. 89. P. 212–228.

Tomilov B.V. Age of Pleistocene Baikal formation // *International project on paleolimnology and Late Cenozoic climate. JPPCCE News letters*. 1996. No. 9. P. 34–40.

## References

Al Hamud A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Tregub T.F., Rubtsova M.N., Kolomiets V.L., Budaev R.Ts., Hassan A., Volkov M.A. Overturned Eocene-lower Pliocene alluvial strata on the southern shore of Lake Baikal and its neotectonic significance // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2021. Vol. 12, No. 1. P. 139–156.

Al Hamud A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Hassan A. Comparative analysis of geochemical signatures for sources of Cenozoic sedimentary deposits laterally to South Baikal // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 1. P. 104–114.

Bazarov D.-D.B. Cenozoic of the Baikal region and Western Transbaikalia. Novosibirsk: Science. Siberian Branch, 1986. 184 p.

Decisions of the Third Interdepartmental Regional Stratigraphic Meeting on the Mesozoic and Cenozoic of Central Siberia. Novosibirsk: Science. Sib. department, 1981. 91 p.

Goldyrev G.S. Sedimentation and Quaternary history of the Baikal Basin. Novosibirsk: Nauka, 1982. 182 p.

Goldyrev G.S., Belova V.A., Vykhristyuk L.A., Lazo F.I., Fedorova V.A. New data on the composition and age of the upper part of the sedimentary strata of the Baikal basin // *Problems of rifting*. Irkutsk, 1975. P. 43–45.

Kononov E.E. The Baikal. Aspects of paleogeographic history. Irkutsk, 2005. 125 p.

Kononov E.E., Khlystov O.M. On the age of the deep-water Baikal // *News of the Siberian Branch of the Section of Earth Sciences of the Russian Academy of Natural Sciences. Geology, exploration and development of mineral deposits*. 2017. Vol. 40. No. 4. P. 118–129.

Kuzmin M.I., Bychinsky V.A., Kerber E.V., Oshepkova A.V., Goreglyad A.V., Ivanov E.V. Chemical composition of sediments from deep-water Baikal wells as a basis for reconstructing climate and environmental changes // *Geology and Geophysics*. 2014. Vol. 55. No. 1. P. 3–22.

Logatchev N.A. Sayan-Baikal and Stanovoy highlands // *Highlands of the Baikal region and Transbaikalia*. M.: Science. 1974. P. 7–163.

Logatchev N.A., Lomonosova T.K., Klimanova V.M. Cenozoic deposits of the Irkutsk amphitheater. M.: Science. 1964. 195 p.



- Lopatin D.V. Transbaikal hydraulic system of the Pleistocene // *Geomorphology*. 2016. No. 2. P. 113–119.
- Lopatin D.V., Tomilov B.V. Ancient valleys of the Western Baikal region in connection with the problem of the Baikal formation // *River systems and reclamation*. Novosibirsk, 1977. Part 2. P. 101–103.
- Lopatin D.V., Tomilov B.V. Age of the Baikal // *Bulletin of St. Petersburg State University*. Ser. 7, 2004, issue. 1. P. 58–67.
- Lut B.F., Vlasova L.K., Fialkov V.A., Leshchikov F.N., Miroshnichenko A.P., Galkin V.I., Karabanov E.B., Mizandrontsev I.B., Belova V. L.A., Loginova L.P., Khursevich G.K., Kompanets V.Kh. Lithodynamics and sedimentation of Northern Baikal. Novosibirsk: Nauka, 1984. 290 p.
- Mazilov V.N., Lomonosova T.K., Klimanova V.M. Lithology of Tertiary sediments of the depressions of the southwestern part of the Baikal rift zone. M.: Nauka, 1972. 120 p.
- Mats V.D. New data on the stratigraphy of Miocene and Pliocene deposits in the south of Baikal // *Questions of geology and paleogeography of Siberia and the Far East*. Irkutsk: Irkutsk University Publishing House. 1985. P. 36–53.
- Mats V.D., Ufimtsev G.F., Mandelbaum M.M. and others. Cenozoic Baikal rift basin: structure and geological history. Novosibirsk: Publishing house SB RAS. Geo branch. 2001. 252 p.
- Mongush A.R., Bokareva A.A., Podlinov A.N., Prokopchik V.V., Ritter V.S., Maksimov N.M., Kalinin V.S., Zaripov M.S., Dambaev S.A., Kovalenko S.N., Yasnygina T.A., Chuvashova I.S., Saranina E.V., Rasskazov S.V. Similarities and differences in the composition of Middle Jurassic and Lower Pliocene deposits on the northwestern shore of Lake Baikal: Assessment of the contribution of clastic material from the Primorsky Range to the alluvium of the middle part of the Pra-Manzurka valley // *Geology and Environment*. 2023. Vol. 3, No. 4.
- Рассказов Сергей Васильевич**,  
доктор геолого-минералогических наук, профессор,  
664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет,  
геологический факультет,  
заведующий кафедрой динамической геологии,  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,
- Pavlovsky E.V., Frolova N.V. Ancient valleys of the Lena-Angara-Baikal watershed // *Bulletin of MOIP. Dept. geol.* 1941. Vol. XIX (1). P. 65–79.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Initial justification and subsequent perception of hypotheses about the structure and development of the Baikal system of basins // *Geology and Environment*. 2023. Vol. 3, No. 3. P. 105–148. Doi 10.26516/2541-9641.2023.3.105.
- Rasskazov S.V., Lyamina N.A., Luzina I.V., Chernyaeva G.P., Chuvashova I.S., Usoltseva M.V. Sediments of the Tankhoi Tertiary field. South Baikal basin: stratigraphy. Correlations, and structural changes in the Baikal region // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. Vol. 5, No. 4. P. 993–1032.
- Rasskazov S.V., Al Hamud A., Hassan A., Kulagina N.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Budaev R.Ts. Lithogeochemical and palynological indicators of the early Pliocene paleoclimate in lake sediments from the Manzurka alluvium section (Pre-Baikal region) // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 1, No. 2. P. 44–81.
- Sizykh Yu.I. General scheme of chemical analysis of rocks and minerals. Report. Institute of the Earth's Crust Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences. Irkutsk, 1985. 50 p.
- Shafeev A.A. Precambrian of the South-Western Baikal region and Khamar-Daban. M.: Nauka, 1970. 177 p.
- X-ray methods for studying and structure of clay minerals / Ed. G. Brown. M: Publishing house "Mir", 1965. 599 p.
- Yasnygina T.A., Markova M.E., Rasskazov S.V., Pakhomova N.N. Determination of rare earth elements, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti in standard samples of the DV series by ICP-MS // *Factory Laboratory. Diagnostics of materials*. 2015. Vol. 81, No. 2. P. 10–20.
- заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,*  
тел.: (3952) 51–16–59,  
email: rassk@crust.irk.ru.
- Rasskazov Sergei Vasilievich**,  
doctor of geological and mineralogical sciences,  
professor,  
664025 Irkutsk, Lenin st., 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
Head of Dynamic Geology Chair,  
664033 Irkutsk, Lermontov st., 128,

*Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
Head of the Laboratory for Isotopic and Geo-  
chronological Studies,  
tel.: (3952) 51-16-59,  
email: rassk@crust.irk.ru.*

**Решетова Светлана Александровна,**  
*кандидат географических наук,  
научный сотрудник лаборатории экологиче-  
ской геохимии и эволюции геосистем,  
664033 Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А",  
Институт геохимии им. А.П. Виноградова  
СО РАН,*

*тел. (3952)51-10-92,  
email: srescht@mail.ru.*

**Reshetova Svetlana Alexandrovna,**  
*candidate of geographical sciences,  
Researcher of Laboratory of Environmental Ge-  
ochemistry,  
and evolution of geosystems,  
664033 Irkutsk, Favorskiy st., 1 "A",  
A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB  
RAS,*

*tel. (3952)51-10-92,  
email: srescht@mail.ru.*

**Ясныгина Татьяна Александровна,**  
*кандидат геолого-минералогических наук,  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
старший научный сотрудник,  
тел.: (3952) 51-16-59,  
email: ty@crust.irk.ru.*

**Yasnygina Tatyana Alexandrovna,**  
*candidate of geological and mineralogical sci-  
ences, Senior Researcher,  
664033 Irkutsk, Lermontov st., 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
tel.: (3952) 51-16-59,  
email: ty@crust.irk.ru.*

**Чувашова Ирина Сергеевна,**  
*кандидат геолого-минералогических наук,  
664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет,  
геологический факультет,*

*Доцент кафедры динамической геологии,  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
старший научный сотрудник,  
тел.: (3952) 51-16-59,  
email: chuvashova@crust.irk.ru.*

**Chuvashova Irina Sergeevna,**  
*candidate of geological and mineralogical sci-  
ences,  
Senior Researcher,*

*664025 Irkutsk, Lenin st., 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
Associate Professor of the Dynamic Geology  
chair,*

*664033 Irkutsk, Lermontov st., 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
Senior Researcher,  
tel.: (3952) 51-16-59,  
email: chuvashova@crust.irk.ru.*

**Саранина Елена Владимировна,**  
*кандидат геолого-минералогических наук,  
ведущий инженер,  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
ведущий инженер,  
664033 Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А",  
Институт геохимии им. А.П. Виноградова  
СО РАН,*

*email: e\_v\_sar@mail.ru.*

**Saranina Elena Vladimirovna,**  
*candidate of geological and mineralogical sci-  
ences,*

*Leading Engineer,  
664033 Irkutsk, Lermontov st., 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
Leading Engineer,  
664033 Irkutsk, Favorskiy st., 1 "A",  
A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB  
RAS,  
email: e\_v\_sar@mail.ru.*

**Рубцова Мария Николаевна,**  
*664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
ведущий инженер,  
email: rubtsova83@inbox.ru.*

**Rubtsova Mariya Nikolaevna,**  
*664033 Irkutsk, Lermontov st., 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
Lead Engineer,  
email: rubtsova83@inbox.ru.*

**Аль Хамуд Аднан,**  
*кандидат геолого-минералогических наук,  
аспирант,  
664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет,  
геологический факультет,  
email: hamoudadnan04@gmail.com.*

**Al Hamud Adnan,**  
*candidate of geological and mineralogical sci-  
ences  
graduate student,  
664025 Irkutsk, Lenin st., 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,*

*email: hamoudadnan04@gmail.com.*

**Хассан Абдулмонем,**  
кандидат геолого-минералогических наук,  
аспирант,  
664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет,  
геологический факультет,  
Младший научный сотрудник,  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,

*email: abdulmonemhassan86@gmail.com.*

**Hassan Abdulmonem,**  
candidate of geological and mineralogical sci-  
ences,  
Graduate student,  
664025 Irkutsk, Lenin st., 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
Leading Engineer,  
664033 Irkutsk, Lermontov st., 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
*email: abdulmonemhassan86@gmail.com.*

---