



УДК 548.7+552  
<https://doi.org/10.26516/2073-3402.2022.41.3>

## Лессовидные породы на вулканическом конусе Хурай-Хобок в Тункинской впадине

Р. Алокла\*

*Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия  
Университет Алеппо, г. Алеппо, Сирия*

И. С. Чувашова, С. В. Рассказов

*Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия  
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия*

В. В. Акулова, М. Н. Рубцова

*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия*

Р. Ц. Будаев

*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия*

**Аннотация.** Приведены результаты изучения химического, гранулометрического и минерального состава 2,8-метровой последовательности слоев отложений, вскрытых на склоне шлакового конуса вулкана Хурай-Хобок. Нижний возрастной предел осадочных отложений определяется К–Аг датировкой  $1,57 \pm 3$  млн лет базальтов вулканического конуса, которая согласуется с обратной намагниченностью пород эпохи Матуяма. Из полученных результатов сделан вывод о накоплении нижних слоев в смешанных субаквальных и субаэральных условиях, средних – в субаквальных условиях, верхних – в условиях золотого переноса материала. Обработка материала проведена в совместной лаборатории современных методов исследования в динамической и инженерной геологии ИГУ и ИЗК СО РАН. Исследования глинистых минералов выполнены на сканирующем электронном микроскопе с ЭДС-спектрометром в Лимнологическом институте СО РАН. Для определения минерального состава пробы, истертые в агатовой ступке со спиртом, изучены методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре «ДРОН-3.0». Условия съемки: излучение –  $\text{CuK}\alpha$ , Ni – фильтр,  $V = 30$  кВ,  $I = 20$  мА, шаг сканирования –  $0,05^\circ$ .

**Ключевые слова:** лесс, глинистые минералы, сканирующая электронная микроскопия.

**Благодарности.** Работа выполнена в совместной лаборатории динамической и инженерной геологии ИГУ и ИЗК СО РАН. Разрез Хурай-Хобок был вскрыт и задокументирован С. В. Рассказовым, В. Л. Коломийцем и Р. Ц. Будаевым. Силикатные анализы выполнены в ИЗК СО РАН М. М. Самойленко. Исследования на СЭМ Quanta-200 FEI Company проводились в ЦКП «Ультрамикроанализ» ЛИИ СО РАН К. Ю. Арсентьевым. Рентгенофазовый и гранулометрический анализ проводился в ИЗК СО РАН В. В. Акуловой и М. Н. Рубцовой. Авторы выражают благодарность М. В. Даниловой за помощь в проведении исследований.

**Для цитирования:** Лессовидные породы на вулканическом конусе Хурай-Хобок в Тункинской впадине / Р. Алокла, И. С. Чувашова, С. В. Рассказов, В. В. Акулова, М. Н. Рубцова, Р. Ц. Будаев // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2022. Т. 41. С. 3–20. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2022.41.3>

# Loesslike Rocks on the Khurai-Khobok Volcanic Cone in the Tunkinskaya Valley: Sediment Composition and Clay Minerals

R. Alokla\*

*Irkutsk State University, Irkutsk, Russian Federation  
University of Aleppo, Aleppo, Syria*

I. S. Chuvashova, S. V. Rasskazov

*Irkutsk State University, Irkutsk, Russian Federation  
Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russian Federation*

V. V. Akulova, M. N. Rubtsova

*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russian Federation*

R. Ts. Budaev

*Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russian Federation*

**Abstract.** The results of studying the chemical, granulometric and mineral composition of a 2.8-meter sequence of sediment layers exposed on the slope of the cinder cone of the Khurai-Khobok volcano are presented. The lower age limit of sedimentary deposits is determined by the K–Ar dating of  $1.57 \pm 0.3$  Ma for the volcanic cone basalts, which is consistent with the reverse magnetization of the Matuyama Epoch rocks. The lower layers are represented by clayey sands, the middle layers by layered clayey sands, and the upper layers by clayey loess-like rocks. Clay minerals of the layers are identified using X-ray diffraction analysis and scanning electron microscopy. From the results obtained, a conclusion was made about the accumulation of the lower layers in mixed subaqueous and subaerial conditions, the middle ones – in subaqueous conditions, and the upper ones – in conditions of eolian transport of material. The processing of the material was carried out in the joint laboratory of modern research methods in dynamic and engineering geology of ISU and IPC SB RAS. Studies of clay minerals were carried out using a scanning electron microscope (SEM) with an EDS spectrometer at the Limnological Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. To determine the mineral composition, samples ground in an agate mortar with alcohol were studied by powder diffraction on a DRON-3.0 X-ray diffractometer. Recording conditions: radiation –  $\text{CuK}\alpha$ , Ni – filter,  $V = 30$  kV,  $I = 20$  mA, scanning step –  $0.05^\circ$ .

**Keywords:** loess, clay minerals, scanning electron microscopy.

---

**For citation:** Alokla R., Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Akulova V.V., Rubtsova M.N., Budaev R.Ts. Loesslike Rocks on the Khurai-Khobok Volcanic Cone in the Tunkinskaya Valley: Sediment Composition and Clay Minerals. *The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences*, 2022, vol. 41, pp. 3-20. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2022.41.3> (in Russian)

---

## Введение

Тункинская долина – ключевая территория, на которой решались основные вопросы стратиграфии осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, развития рельефа, реконструкций главных тектонических и лимнических событий во впадинах Байкальской рифтовой зоны [Логачев, 1958; Флоренсов, 1960; Палеопотамология плейстоценовых отложений ... , 2019]. Центральную, наиболее широкую часть долины занимают Тункинская впадина и Еловская междувпадинная перемычка. Здесь распространены вулканы и лавовые покровы, перемежающиеся с осадочными слоями широкого возрастного диапа-

зона верхнего кайнозоя. Разрез верхней части осадочного наполнения составляют ановская свита верхнего плиоцена – эоплейстоцена, ахаликская свита эоплейстоцена и песчаная свита среднего плейстоцена. Ановская свита сложена грубообломочным аллювием мощностью до 200 м, не содержащим лавовых прослоев. В составе ахаликской свиты существенную роль играют туффиты, а в вышележащей песчаной свите преобладают пески [Логачев, 1958]. В разрезе наблюдается чередование лав и песков [Флоренсов, 1960].

Для поздних шлако-лавовых построек был получен интервал К–Аг датировок от 2,4 до 0,86 млн лет, соответствующий обоснованному Н. А. Логачевым эоплейстоценовому возрасту ахаликской свиты. Окончание вулканизма около 0,8 млн лет назад связывалось с быстрыми движениями в Южно-Байкальской впадине, проявившимися в приморскую тектоническую фазу. На Еловской междувпадинной перемычке вулканические постройки были подняты с перекосом ее поверхности к западу, к Тункинской впадине, а непосредственно в ней постройки оказались частично перекрытыми осадочными отложениями, накопившимися при опускании территории. На участке между поднятым Еловским отрогом и погруженной частью Тункинской котловины фрагменты лавовых покровов и шлаковых конусов могли какое-то время перекрываться осадками и с течением времени экспонироваться. Расположенные на этом переходном участке вулканические постройки Хурай-Хобок и Хараболдок охарактеризованы К–Аг датировками  $1,57 \pm 0,3$  и  $1,58 \pm 0,3$  млн лет. Базальтовая дайка, прорывающая шлаки вулкана Хурай-Хобок, имеет обратную намагниченность эпохи Матуяма [Геохронология и геодинамика ... , 2000].

### **Объект исследования**

В настоящей работе приводятся результаты изучения разреза осадочных отложений, перекрывающих край постройки вулкана Хурай-Хобок, частично погруженной в осадочное наполнение впадины. В разрезе вскрыты слои отложений, которые идентифицируются на предмет их субаквального и эолового происхождения с сопоставлением их состава с эоловыми (лессоподобными) отложениями, образующими обширные покровы на северном склоне Ургудеевского хребта и в сопредельной части Тункинской долины (рис. 1). При переносе микрочастиц скорость ветра здесь могла достигать 46 м/с. В Тункинской котловине современные эоловые процессы проявляются на 28 % ее площади [Выркин, 1998].

### **Аналитические методы**

Для определения характера отложений изучен их химический, гранулометрический и минеральный состав с диагностикой глинистых минералов. Химический состав отложений определялся методом «мокрой химии». В сумму петрогенных оксидов входит влага, удаленная из пробы при ее просушивании при температуре 100 °С, и потери при прокаливании (ППП) при температуре 1000 °С.

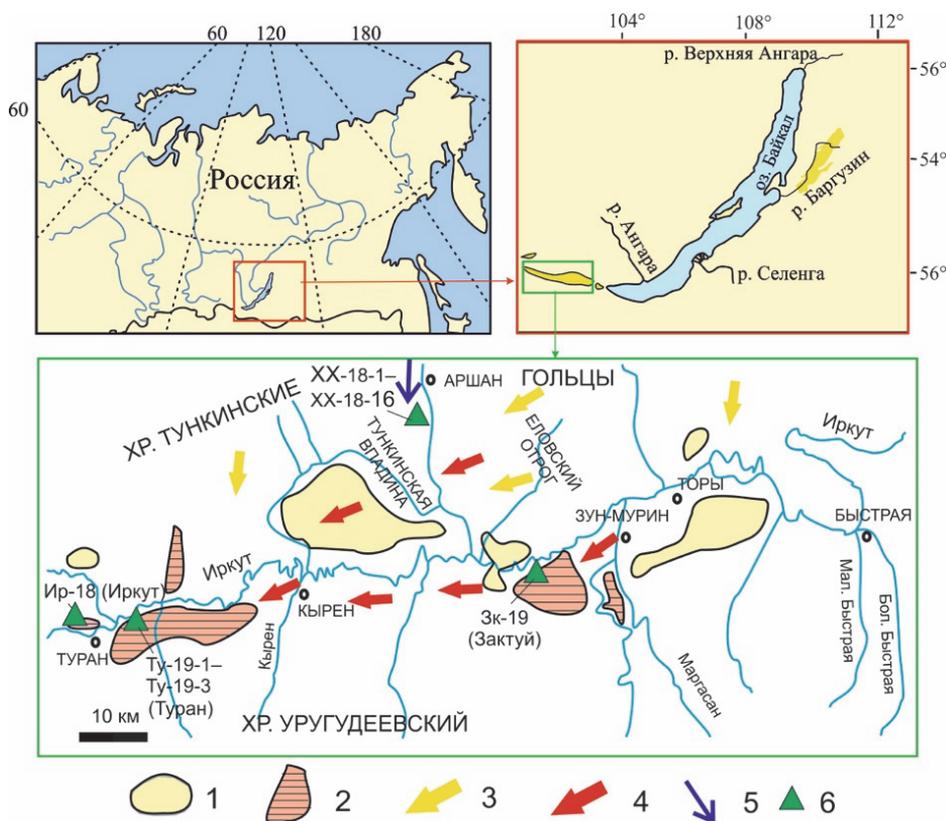


Рис. 1. Схема распространения дефляционных и аккумулятивных эоловых образований и основных воздушных потоков в Тункинской и Торской котловинах ([Выбркин, 2010] с изм.)

Области: 1 – позднечетвертичной и современной дефляции и аккумуляции с донно-котловинным рельефом оголенных и заросших растительностью песков; 2 – аккумуляции с бугристо-западинным рельефом субэаральных покровов лессовидных отложений.

Воздушные потоки: 3 – не содержащие пыли; 4 – с высоким содержанием пыли. 5 – направление воздушного потока при накоплении лессовидных отложений с подветренной стороны вулканического конуса Хурай-Хобок; 6 – точки опробования осадочных пород: КК-18-1–КК-18-16 – разрез Хурай-Хобок, другие точки – отложения лессовидных пород трех местонахождений (Иркут, Туран и Зактуй)

Для изучения гранулометрического состава отложений использован метод пипетки (по скорости падения частиц в воде) с двумя способами подготовки образца: полудисперсным (стандартным) и дисперсным [Ломтадзе, 1990]. Первый способ предполагает предварительное кипячение водной суспензии образца с добавлением (1 см<sup>3</sup>) раствора аммиака (25 %), второй – с добавлением (5 см<sup>3</sup>) водного пиррофосфата натрия (6,7 %).

Для определения минерального состава отложений проба, истертая до пудры в агатовой ступке со спиртом, исследована методом порошковой дифракции на рентгеновском дифрактометре «ДРОН-3.0». Условия съемки: излучение – CuK $\alpha$ , Ni – фильтр,  $V = 25$  кВ,  $I = 20$  мА, шаг сканирования – 0,05°.

Для идентификации глинистых минералов осуществлялась подготовка ориентированного материала проб осаждением глинистой фракции на стеклянной подложке, прогреванием при температуре 550 °С в течение 3 часов и насыщением этиленгликолем. Рентгенограммы идентифицируются с помощью программы поиска фаз. Полуколичественное соотношение компонентов рассчитывается по корундовым числам методом RIR [Hubbard, Snyder, 1988; Yokokawa, 1988; Ransom, Helgeson, 1993; Wolery, Jove-Colon, 2004; Thermodynamic properties of ... , 2012].

Изучение параметров микроструктур глинистых пород проводилось на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) с использованием программного обеспечения и аппаратуры для количественного анализа изображений поверхности скола образца с применением энергодисперсионного спектрометра. Микроструктура образцов изучалась в условиях высокого вакуума ( $10^{-3}$ – $10^{-4}$  Па). Исследования микроструктуры основаны на сканировании электронным зондом поверхности образца, в результате чего формируется сигнал вторичных электронов, который в дальнейшем фиксируется детектором, усиливается, преобразуется и воспроизводится в виде растрового изображения на экране видеомонитора [Beutelspacher, Van Der Marel, 1968]. Если электронный зонд сканирует по поверхности неэлектропроводных образцов, в том числе сухих глинистых пород (типичных диэлектриков), на его поверхности начнет скапливаться наведенный электростатический заряд. В результате на СЭМ-изображении появляются артефакты в виде ярких светлых пятен, искажающих изображение микроструктуры. Для предотвращения эффекта зарядки поверхности образца и улучшения качества изображений на образцы напыляется пленка золота толщиной 5–10 нм.

Для исследования на СЭМ механическая примесь в ходе пробоподготовки образцов удалялась. Образцы отмучивались в воде при комнатной температуре в соответствии с методикой, позволяющей сохранить микроструктуру глинистых минералов [Осипов, Соколов, 2013]:

- 1) использовали 100 г образца и с помощью молотка раздавливали (разбивали) крупные куски на более мелкие, чтобы они могли разойтись в воде;
- 2) полученный материал помещали в банку и заливали большим количеством воды, размешивали до получения взвеси;
- 3) в течение 1–3 сут. тяжелые частицы оседали на дно, а сверху оставались только легкие частицы, взвешенные в воде, которые перемещали в другую емкость;
- 4) в течение нескольких часов (до суток) глинистые частицы осаждались, две трети объема воды сливали, а оставшуюся часть помещали в специальную посуду для удаления оставшейся воды (испарения при комнатной температуре) и получения глинистой составляющей.

Для исследований микроструктуры образцов на СЭМ часть подготовленного глинистого материала разводилась в спирте. Разные порции помещались на предметный столик. Пробы сутки высушивались, после чего производилось напыление золотом [Hughes, Bohor, 1970]. Исследования проводились с использованием сканирующего электронного микроскопа Quanta-200 FEI Company с приставкой рентгеновского микроанализа EDAX.

### Характеристика разреза

Разрез вскрыт в ложбине, образовавшейся с южной стороны шлаковой постройки Хурай-Хобок. Накопление песков явилось результатом переноса ветром частиц с севера на юг и их отложением в подветренной части вулканической постройки (см. рис. 1).

Сверху вниз различаются (рис. 2): 1 – слой песка неоднородного, пылеватого, желтовато-коричневого (интервал 0,0–0,24 м); 2 – слой песка пылеватого, коричневого во влажном состоянии, желтовато-коричневого в сухом виде, с темно-коричневым прослоем, имеющим раздувы мощностью до 20 см (интервал 0,24–1,0 м); 3–4 – слой песка коричневого, осветленного, тонкослоистого (интервал 1,0–1,65 м) и 5 – слой песка коричневого, однородного (интервал 1,65–2,8 м).

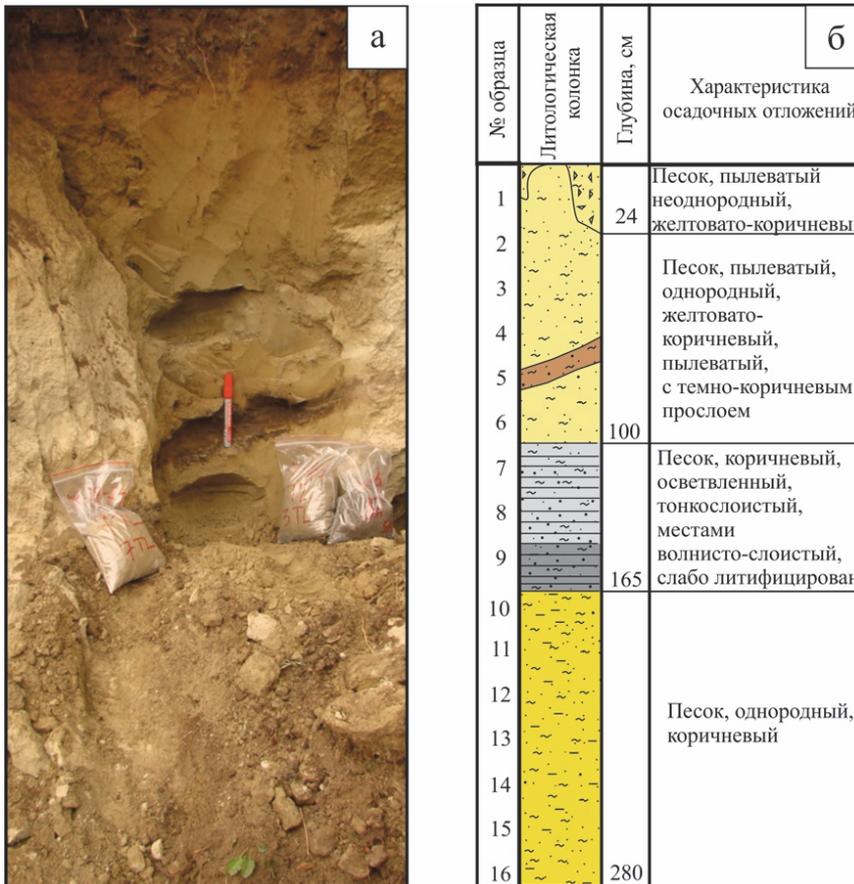


Рис. 2. Фотография фрагмента вскрытой верхней части разреза осадочных отложений, перекрывающих склон вулкана Хурай-Хобок (а), и общая литологическая колонка разреза (б). Влажные породы имеют коричневый цвет, сухие – желтовато-коричневый. Красный маркер находится на темно-коричневом прослое (обр. 5), прослеживающемся вдоль всего обнажения

## Результаты

### *Содержания петрогенных оксидов*

Осадочные породы характеризуются в разрезе литологическими показателями:  $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] * 100$  – индекс химического изменения вещества и  $CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] * 100$  – подобный показателю CIA, не учитывающий роли калия. Эти отношения оксидов показывают степень выветривания тонкообломочного алюмосиликатного материала, поступающего в область осадконакопления. Величина индексов возрастает с ростом степени выветривания глинистой фракции, содержащей Na и K (CIA) или Na (CIW). Высокие значения CIA и CIW ( $> 70$ ) свидетельствуют о теплой, гумидной климатической обстановке формирования отложений. Уменьшение значений CIA и CIW ( $< 70$ ) отражает переход к холодной и аридной обстановке. Используется также показатель  $ICV = [(Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3]$ , который обозначает степень химической зрелости тонкообломочного алюмосиликатного материала. Незрелые отложения с высоким содержанием неглинистых минералов имеют значения этого индекса более 1, более зрелые с большим количеством глинистых минералов – индекс менее 1 [Nesbitt, 1982; Cox, 1995; Potter, 2005].

В осадочных отложениях разреза Хурай-Хобок значения CIA находятся в интервале 57,7–45,7, значения CIW – в интервале 63,6–49,1, значения ICV – в интервале 1,39–1,84. Эти параметры свидетельствуют о высоком содержании обломочных минералов, слабой степени выветривания материала и его слабой химической зрелости.

На диаграммах CIA – SiO<sub>2</sub> и CIA – ППП\* (астерикс обозначает сумму ППП, H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> и CO<sub>2</sub>) (рис. 3, а, б) отложения вскрытого основания разреза (обр. 10–16<sup>1</sup>) имеют сравнительно однородный состав. Неоднородность проявляется в вышележащих слоях 2 и 3 тонкополосчатого слегка осветленного песка. В обр. 9 значения CIA возрастают при слабом относительном снижении содержания SiO<sub>2</sub>. В обр. 7 и 8 значения CIA резко снижаются, хотя содержания SiO<sub>2</sub> и ППП\* не отличаются от содержаний в обр. 9. Резко меняется состав слоя 4 (обр. 2–6), в отложениях которого CIA и SiO<sub>2</sub> возрастают при снижении ППП\*. Прослой темно-коричневого песка (обр. 5) имеет наиболее высокое отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO (2,7). Лессовидные отложения верхней части разреза (обр. 1–6) характеризуются повышенным содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> при пониженном содержании CaO и MgO. В них отмечаются максимальные значения CIA, CIW и минимальные – ICV. Значения отношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO меняются в интервале от 2,7 до 1,6. Содержание SiO<sub>2</sub> варьируется в интервале от 60,35 до 52,45 мас. % (табл.). Самый верхний слой (обр. 1), распространенный фрагментарно, имеет низкое значение CIA при высоком содержании ППП\* (при низком содержании CO<sub>2</sub> и SiO<sub>2</sub>).

Контрастные вариации CIA при постоянном содержании SiO<sub>2</sub> во втором и третьем слоях свидетельствуют об определяющей роли поступления в осадок глинистых минералов без изменения роли его обломочной составляющей,

<sup>1</sup> Здесь и далее для краткости вместо записи «обр. КК-18-х» будет использоваться запись «обр. х».

что, наряду с отчетливо выраженной тонкой слоистостью, характеризует субаквальные условия накопления отложений. Резкое возрастание  $\text{SiO}_2$  в вышележащих отложениях четвертого слоя (обр. 2–6) показывает увеличение доли обломочных минералов (кварца, полевых шпатов) в связи с усилением ветрового переноса частиц. Фигуративное поле нижнего слоя разреза (обр. 10–16) расположено на диаграмме  $\text{SiO}_2$  – CIA (рис. 3, а) между глинистым вариационным трендом и фигуративным полем отложений четвертого слоя, обогащенных обломочным материалом (обр. 2–6). Следовательно, отложения основания разреза накапливались в условиях сочетания субаквального и эолового факторов.

Таблица

Вариации содержаний показательных петрогенных оксидов сверху вниз по разрезу

Образцы	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	CaO	MgO	ППП
КК-18-1	55,46	13,32	3,97	1,84	0,08	7,47	3,62	9,95
КК-18-2	57,01	13,23	3,79	1,81	0,07	7,65	3,64	7,05
КК-18-3	57,97	13,6	3,85	1,62	0,06	7,87	3,45	7,06
КК-18-4	59,56	13,47	3,87	1,73	0,07	6,12	3,29	5,53
КК-18-5	56,97	13,77	4,18	1,56	0,1	5,33	2,99	8,01
КК-18-6	60,35	13,9	3,96	1,84	0,08	5,12	3,35	4,77
КК-18-7	52,63	12,33	3,93	1,72	0,08	10,2	4,07	10,07
КК-18-8	52,60	12,59	3,41	1,87	0,08	9,47	4,05	9,86
КК-18-9	52,45	13,46	3,45	1,99	0,10	8,15	3,83	9,15
КК-18-10	54,56	13,42	3,88	1,81	0,09	7,12	4,12	8,28
КК-18-11	53,11	13,21	3,98	1,82	0,1	7,98	3,74	9,09
КК-18-12	55,75	13,54	3,84	1,94	0,09	6,5	3,53	7,36
КК-18-13	54,59	13,49	3,89	1,9	0,09	7,44	3,59	7,95
КК-18-14	54,00	13,28	3,93	1,9	0,08	8,39	3,9	8,00
КК-18-15	54,75	13,54	3,84	1,94	0,08	7,7	3,79	7,34
КК-18-16	55,91	13,46	3,71	2,32	0,09	7,35	3,93	6,48

Роль эолового фактора в образовании слоев Хурай-Хобокского разреза оценивается при сопоставлении распределения фигуративных точек отложений этих слоев на диаграммах рис. 3 с распределением фигуративных точек лессоподобных пород Тункинской долины. Отобранные для сопоставления лессовидные отложения показывают низкое значение CIA в местонахождении Иркут при низком содержании  $\text{SiO}_2$  и высоком содержании ППП\* (почти без  $\text{CO}_2$ ), контрастные по отношению к местонахождению Иркут значения CIA и содержания  $\text{SiO}_2$  и ППП\* (при низком содержании  $\text{CO}_2$ ) в местонахождении Зактуй и промежуточные значения этих характеристик в местонахождении Туран. Лессовидные отложения последнего местонахождения сопоставляются с отложениями четвертого слоя разреза Хурай-Хобок (обр. 2–6) и заметно отличаются от других слоев этого разреза.

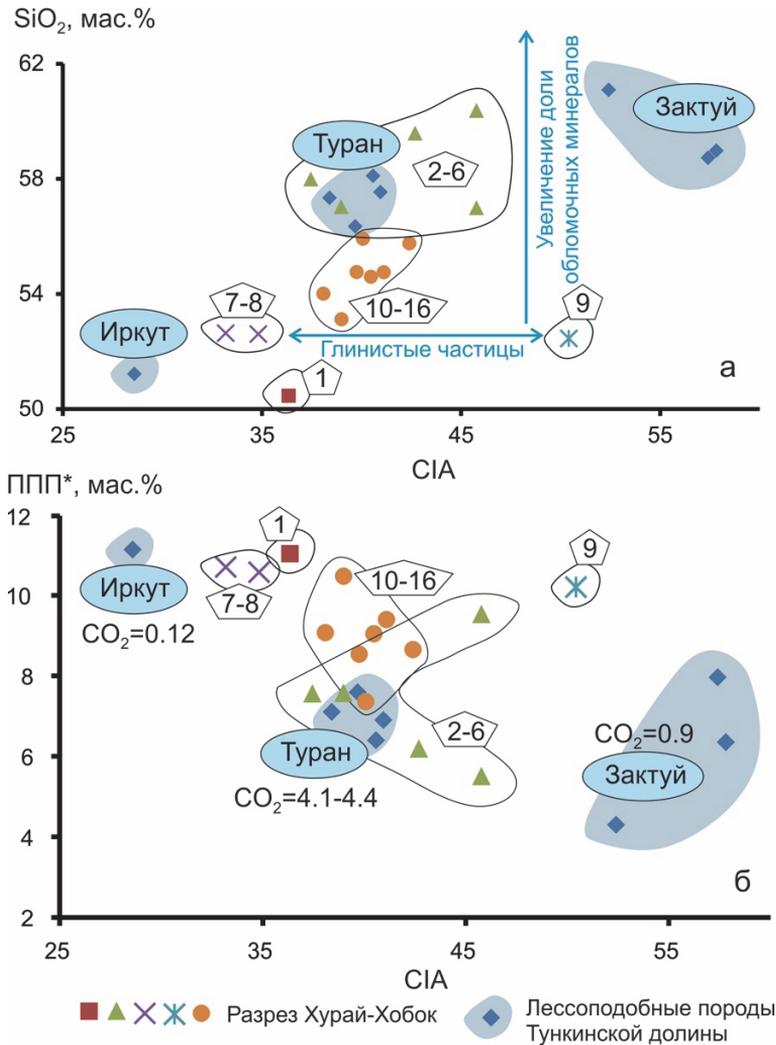


Рис. 3. Сопоставление состава осадочных отложений разреза Хурай-Хобок с составом лессоподобных отложений других участков Тункинской долины CIA – SiO<sub>2</sub> (а) и CIA – ППП\* (б). ППП\* – потери при прокаливании вместе с сорбированной влагой (H<sub>2</sub>O) и CO<sub>2</sub>

### Гранулометрический состав отложений

Для обр. 10 и 7 получены соотношения (%) пяти фракций (мм): средне-крупнопесчаной (1–0,25); тонко-мелкопесчаной (0,25–0,05); крупнопылевой (0,05–0,01); мелкопылевой (0,01–0,002); тонко-грубоглинистой (< 0,002). Названия отложений приняты по классификации глинистых пород В. В. Охотина [1940]. В ее основу положено содержание глинистой фракции (< 0,002 мм). Отношение между песчаной и пылевой фракциями принято по И. П. Иванову [1990]. В этой классификации использовались результаты гранулометрического анализа со стандартным способом подготовки образца.

По данным гранулометрического анализа с полудисперсным способом подготовки образцов в отложениях верхней и нижней частей разреза определено близкое содержание глинистой фракции (7,2 и 7,0 % соответственно). В отложениях верхней части разреза преобладает пылеватая фракция 0,05–0,002 мм (53,8 %), доля которой в нижней части разреза существенно меньше (40,2 %). В отложениях нижней части разреза содержания песчаной и пылеватой фракций близки (46,5 и 40,2 % соответственно).

Оценки, полученные по результатам гранулометрического анализа с дисперсным способом подготовки образцов, свидетельствуют об изменении реальной глинистости изученных образцов от 13,0 до 15,8 %, что отвечает глине сильнопесчанистой пылеватой в верхней части разреза (обр. 2) и глине сильнопесчанистой в его нижней части (обр. 10).

#### ***Минеральный состав отложений по данным рентгенометрического анализа***

Для рентгенометрического анализа минеральных ассоциаций отобраны образцы из пяти литологически разных слоев.

Легкая фракция (0,25–0,05 мм) представлена следующим набором минералов: кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, карбонатов (кальцита и доломита), а также обломками пород, глинистыми агрегатами, углефицированными тканями растений, остатками диатомовых панцирей и спикулами губок. Кварц присутствует почти повсеместно. В большинстве проанализированных проб его содержание превышает суммарный процент полевых шпатов. При среднем содержании 40 % максимальное содержание кварцевых обломков достигает 60 %. Полевые шпаты также являются распространенными минералами после кварца. Среднее содержание плагиоклаза – 15, максимальное – 30 %.

Тяжелая фракция (от 0,003 до 17 г/кг) состоит из трех десятков минералов, входящих в состав тяжелых минеральных компонентов. Амфибол присутствует постоянно при среднем содержании 5 %.

Содержание глинистых компонентов (< 0,001 мм) по данным рентгенометрического анализа четырех образцов, отобранных по разрезу, колеблется в пределах от 10 до 20 и достигает 30 %. Это свидетельствует о крайне ограниченном распространении собственно глин. Отложения представлены чаще всего четырехкомпонентной смесью смектитов, гидрослюд, хлоритов, каолинита и смешанослойных фаз иллита-смектита. Песчано-алевритовая примесь в глинах имеет полевошпатно-кварцево-слюдистый состав при явном преобладании слюд и кварца. Тонкопелитовая фракция состоит из каолинита, смектитов и гидрослюд с примесью хлорита.

Результаты определения минерального состава отложений показали, что кварц в вертикальном разрезе отражает содержания песчаной и крупнопылеватой фракций. Это свидетельствует об усилении песчаности и пылеватости элементарного слоя, что можно связать с эоловым привносом материала. Постепенное увеличение кварца отмечается в верхней части разреза, затем фиксируется стабильная зона с его меньшим содержанием, которая совпадает с интервалом верхней погребенной почвы. Содержание глинистых фракций

связано с содержаниями алюминия и приурочено к интервалу верхней погребенной почвы, т. е. подтверждается связь  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с почвенным горизонтом. Эта часть толщи является более глинистой за счет отсутствия эоловой деятельности и эффекта почвообразовательных процессов. В почвенных горизонтах скапливаются карбонаты, которые могут частично вымываться, что отражается в вариациях содержания  $\text{CaO}$ .

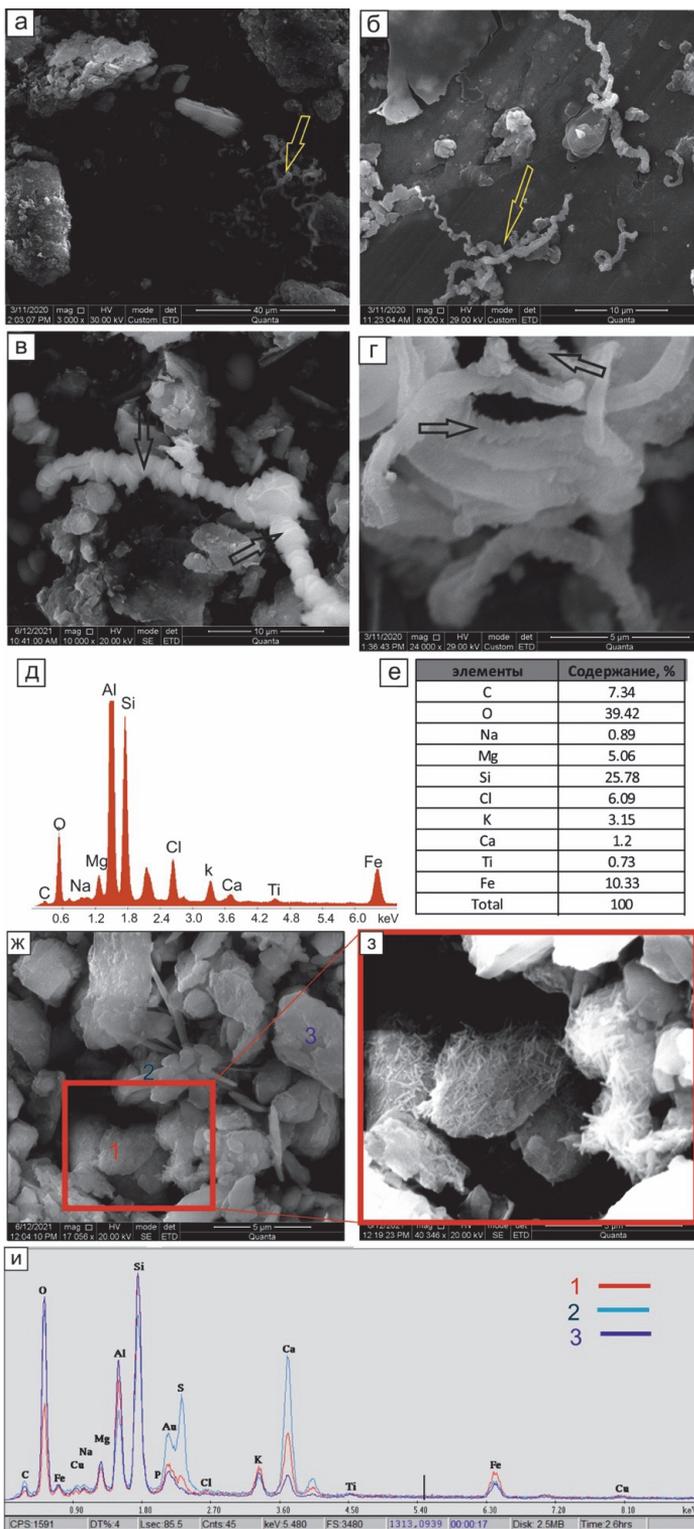
### ***Минеральный состав отложений по данным СЭМ***

С помощью СЭМ в составе отложений выявляются глинистые минералы (каолинит, хлорит, гидрослюды), обломочные минералы, карбонаты и фрагменты микрофлоры и микрофауны. Основную массу тонкой фракции изученных образцов составляют глинистые (аллотигенные) минералы.

Каолинит имеет различное распределение при одинаковой структуре. На рис. 4, *а–в* показан вермикулярный каолинит, растущий в порах песчаника. Каолинит этого типа образуется в результате выветривания слюды или полевого шпата [Keller, 1977; Fitzpatrick, 1984; Banfield, Eggleton, 1988; Singh, Gilkes, 1992; Kaolinite formation by ... , 1995]. Прямое образование вермикулярного каолинита возможно из раствора во время выветривания полевого шпата. При увеличении частицы вермикулярного каолинита имеют вид пакевиков из набора пластин (см. рис. 4, *з*), которые являются кристаллами. Каолиниты имеют четко выраженные грани и углы шестигранника (см. рис. 4, *в, з*). Контуры частиц не очень четкие. Их длина колеблется от 0,08 до 2 мкм и редко достигает 4 мкм. Хорошо видны контуры их микроагрегатов. Размер агрегатов составляет 10–40 мкм (см. рис. 4, *а, б*). Каолинит встречен во всех образцах с варьирующими размерами и сохранностью кристаллов.

Кристаллы хлорита обнаружены в образце глины (обр. 7). Они имеют четкие изометричные контуры и многочисленные ступени скола на базальной поверхности. Их длина достигает 8 мкм, толщина составляет 0,05–1 мкм. Точная диагностика хлорита, так же как смешанослойных минералов, возможна только при дополнительном исследовании с применением рентгеновского анализа или определением состава элементов.

Гидрослюды представлены тремя минеральными видами: глауконитом, вермикулитом и иллитом. Минералы группы гидрослюд различаются между собой морфологией. В лессовидных отложениях Тункинской долины частицы глауконита имеют изометрично-пластинчатую форму. Длина частиц изменяется от 1 до 0,2 мкм, а толщина – от 0,1 до 0,05 мкм. Как правило, глауконитовые частицы находятся в агрегированном или микроагрегированном состоянии. Пальгорскит – типичный аутигенный минерал хемогенных отложений, богатых Si, Ca, Mg, фосфатами кальция, но бедных окислами и гидроокислами Fe и Al. Индивиды размером 0,1–2 мкм обнаружены в верхней части разреза (см. рис. 4, *ж–и*).



*Рис. 4.* Микрофотографии СЭМ частиц вермикулярного каолинита (*a–z*) и палыгорскит в образце КК-18-5 (*ж–и*): *a* – обр. КК-18-10 (прослой красного песка в нижней части разреза); *b* – обр. КК-18-7 (кровля слоя 3); *в* – обр. КК-18-4; *z* – каолиниты с несколькими четко выраженными гранями. Состав (*d–e*): *d* – интенсивности пиков элементов (пик алюминия связан с фоном подложки) КК-18-10; *e* – процентные соотношения элементов КК-18-10. На снимках СЭМ в образце КК-18-10 распространены частицы, отчетливо ограненные по «каолининому типу», более однородные и по размеру, и по форме, чем в образце КК-18-7 (*b*), с более совершенной структурой; *ж* – общий вид разных кристаллов; *з* – детальный фрагмент; *и* – интенсивности пиков элементов (пик алюминия связан с фоном подложки) в трех точках измерения

---

Обломки кристаллов в глинистой фракции представлены кварцем, полевым шпатом, кальцитом, слюдой и другими минералами. Размер зерен меняется от 0,005 до 2 мм. Наиболее часто встречается кварц, зерна которого имеют преимущественно изометричную форму, полуокатаны и окатаны, реже – уплощены. Полевые шпаты изометричной и полуокатанной формы имеют размер от нескольких до сотен микрометров. На поверхности зерен видны глинистые рубашки. Состав полевого шпата соответствует плагиоклазу. Карбонатные минералы распространены в глинистой фракции в виде колломорфных скоплений тонкодисперсных кристаллов хемогенного кальцита или нитевидных микрокристаллов аутигенного кальцита.

В глинистой фракции часто встречаются отдельные фрагменты микрофлоры и микрофауны различной степени сохранности, обычно представленные карбонатными скелетиками кокколитофорид, обломками кремнистых панцирей диатомовых водорослей, спорами и пылью различных растений, а также бактериями.

### **Обсуждение результатов**

Глинистые минералы находятся в термодинамическом равновесии с окружающей средой. Любые изменения геохимических условий могут спровоцировать нарушение устойчивости минералов слоистых силикатов и вызвать улучшение или, наоборот, ухудшение их кристалличности, что сопровождается изменением размера и формы их минералов. К наиболее важным факторам, влияющим на эти параметры частиц, относятся структура минерала, его генезис и литогенетические преобразования. Формирование структуры дисперсных грунтов в зоне гипергенеза идет в результате физико-механического, химического и биологического преобразования материнской породы [Ярг, 1974]. Этим определяется существование тесной связи физико-химической активности со степенью совершенства кристаллических структур глинистых минералов. Наличие несовершенства приводит к снижению прочности структур и в итоге к уменьшению кристалличности и повышению дисперсности минерала [Methods of analysing ... , 1986; Осипов, Соколов, 2013].

В ходе исследований с использованием СЭМ определены глинистые минералы, содержащие крупные минеральные отдельности и недефектные структуры. Это объясняется тем, что глинистые минералы относятся к образованиям аллотигенного элювиального происхождения. В зависимости от ти-

пов глинистых минералов, обнаруженных в изучаемых осадочных отложениях, которые в основном представляют собой каолинит и в меньшей степени хлорит и гидрослюду, можно сказать, что глинистые минералы являются продуктами выветривания кислых пород в холодных и умеренно холодных условиях. Каолинит может быть производным каолинитовой коры выветривания с доменной микроструктурой [Грабовская-Ольшевская, Осипов, Соколов, 1984].

К лессам относятся образования разного генезиса, встречающиеся в виде покровов различной мощности (от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров) всех элементов рельефа, но чаще всего – склонов речных долин. Физико-химические и физико-механические свойства лессовых и глинистых грунтов во многом определяются глинистыми минералами, которые находятся в составе тонкодисперсной ( $< 0,001$  мм) фракции [Осипов, 1979]. Пониженное содержание карбонатов в слоях лессовидных отложений свидетельствует о влажных и относительно умеренных климатических условиях и развитии почвообразовательных процессов [Рященко, Ухова, 2008]. Для лессовидных пород характерна пониженная степень выветривания материала [Лессовые грунты Монголо-Сибирского ... , 2014]. В изученной верхней части разреза сначала, в условиях холодного до умеренного климата, накапливался слой делювиальных лессовидных отложений, а при похолодании и засухе, в условиях семиаридного холодного климата, накапливался слой делювиальных лессовидных пород.

### **Заключение**

Выполнено исследование осадочной толщи мощностью 2,8 м, вскрытой на склоне вулкана Хурай-Хобок Тункинской впадины. Отложения всей вскрытой толщи характеризуются высокими значениями ICV (1,39–1,84), отражающими преобладание обломочных минералов и химическую незрелость осадочного материала.

Гранулометрическим анализом с дисперсным способом подготовки образца определены реальная глинистость и степень агрегированности отложений. Установлено содержание глинистой фракции во всех представленных образцах от 13,0 до 15,8 %, что отвечает глине сильнопесчаной пылевой (верхняя часть разреза до 1,2 м), глине сильнопесчаной (ее нижняя часть). По данным рентгенометрического анализа, глинистые минералы представлены четырехкомпонентной смесью смектитов, гидрослюд, хлоритов, каолинита и смешанослойных фаз иллит-смектитов. По данным электронной сканирующей микроскопии, глинистые минералы содержат крупные минеральные отдельности и недефектные структуры. Это объясняется тем, что глинистые минералы относятся к образованиям аллотигенного элювиального происхождения. Каолинит может быть производным каолинитовых кор выветривания с доменной микроструктурой.

В верхней части вскрытой толщи находятся лессовидные отложения с наиболее высокими содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  и низкими содержаниями CaO, MgO. В отложениях отмечены повышенные значения CIA, CIW и понижен-

ные – ICV. Фаза накопления делювиальных лессовидных отложений в условиях холодного до умеренного климата сменялась фазой накопления делювиальных лессовидных отложений в семиаридных холодных условиях похолодания и засухи.

### Список литературы

- Выркин В. Б.* Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. Иркутск : Изд-во ИГ СО РАН, 1998. 175 с.
- Выркин В. Б.* Эоловое рельефообразование в Прибайкалье и Забайкалье // География и природные ресурсы. 2010. № 3. С. 25–32.
- Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя / С. В. Рассказов, Н. А. Логачев, И. С. Брандт, С. Б. Брандт, А. В. Иванов. Новосибирск : Наука, 2000. 288 с.
- Грабовская-Ольшевская Б., Осипов В. И., Соколов В. Н.* Атлас микроструктур глинистых пород. Бапмава: Panstowe Wydawnictwo Naukowe, 1984. 414 с.
- Иванов И. П.* Инженерная геология месторождений полезных ископаемых : учеб. для вузов. М. : Недра. 1990. 302 с.
- Лессовые грунты Монголо-Сибирского региона / Т. Г. Рященко, В. В. Акулова, Н. Н. Ухова, С. И. Штельмах, Н. Н. Гринь. Иркутск : Изд-во ИЗК СО РАН, 2014. 241 с.
- Логачев Н. А.* Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1958. № 4. С. 18–20.
- Ломтадзе В. Д.* Физико-механические свойства горных пород. Методы лабораторных исследований. Л. : Недра, 1990. 328 с.
- Осипов В. И.* Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М. : Изд-во МГУ. 1979. 235 с.
- Осипов В. И., Соколов В. Н.* Глины и их свойства. Состав, строение и формирование свойств. М. : ГЕОС. 2013. 576 с.
- Охотин В. В.* Грунтоведение. Л. : Изд. Воен.-трансп. акад., 1940. 240 с.
- Рященко Т. Г., Ухова Н. Н.* Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы. Иркутск : Изд-во ИЗК СО РАН, 2008. 131 с.
- Палеопотамология плейстоценовых отложений в Баргузинской долине (Байкальская рифтовая зона) / А. И. Хассан, В. Л. Коломиец, С. В. Рассказов, Р. Ц. Будаев, И. С. Чувашова, А. Аль Хамуд // Вестник Воронежского университета. 2019. № 4. С. 37–46.
- Флоренсов Н. А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М. ; Л. : Изд-во Акад. наук СССР. 1960. 258 с.
- Ярг Л. А.* Изменение физико-механических свойств пород при выветривании. М. : Недра, 1974. 142 с.
- Banfield J. F., Eggleton R. A.* Transmission electron microscope study of biotite weathering // Clay Miner. 1988. Vol. 36. P. 47–60.
- Beutelspacher H., Van Der Marel H. W.* Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixture. Amsterdam ; London ; NewYork : Elsevier publ., 1968. 267 p.
- Cox R., Lowe D. R., Cullers R. L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the south-western United States // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59. P. 2919–2940.
- Fitzpatrick E. A.* Micromorphology of soils. New York : Chapman and Hall, 1984. 433 p.
- Hubbard C. R., Snyder R. L.* RIR – Measurement and Use in Quantitative XRD // Powder Diffraction. 1988. Vol. 3. P. 74–77.
- Hughes R. E., Bohor B. F.* Random clay powders prepared by spray drying // Am. Mineralogist. 1970. Vol. 55, N 9–10. P. 1780–1786.
- Kaolinite formation by weathering of biotite in Sancheong kaolin / G. Y. Jeong, S. J. Kim, Y. H. Kim, H. G. Cho // J. Mineral. Soc. Korea. 1995. P. 37–45.
- Keller W. D.* Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin – IV. // Georgia kaolin and kaolinizing source rocks. Clays Clay Miner. 1977. Vol. 25. P. 311–345.

Methods of analysing morphology of kaolinites; relations between crystallographic and morphological properties/ J. M. Cases, P. Cunin, Y. Grillet, C. Poinsignon, J. Yvon // *Clay minerals*. 1986. Vol. 21. P. 55–68.

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. Vol. 199. P. 715–717.

Potter P. E., Maynard J. B., Depetris P. J. *Mud and Mudstone: Introduction and overview*. Berlin : Heidelberg Springer : Springer-Verlag, 2005.

Ransom B., Helgeson G. Compositional end members and thermodynamic components of illite and dioctahedral aluminous smectite solid solutions // *Clays and Clay minerals*. 1993. Vol. 41, N 5. P. 537–550.

Singh B., Gilkes R. J. An electron optical investigation of the alteration of kaolinite to halloysite // *Clay Miner*. 1992. Vol. 40. P. 212–229.

Thermodynamic properties of illite, smectite and beidellite by calorimetric methods: Enthalpies of formation, heat capacities, entropies and Gibbs free energies of formation / H. Gailhanou, P. Blanc, J. Rogez, G. Mikaelian, H. Kawaji, J. Olives, M. Amouric, R. Denoyel, S. Bourrelly, V. Montouillout, P. Vieillard, C. I. Fialips, N. Michau, E. C. Gaucher // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2012. N 89. P. 279–301.

Wolery T. J., Jove-Colon C. F. Qualification of thermodynamic data for geochemical modeling of mineral–water interactions in dilute systems // Office of Scientific & Technical Information Technical Reports. 2004.

Yokokawa H. Tables of Thermodynamic Functions for Inorganic Compounds // J. National Chemical Laboratory for Industry. 1988. Vol. 83. P. 27–121.

## References

Vyrkin V.B. *Sovremennoye ekzogennoye rel'yefoobrazovaniye kotlovin baykalskogo tipa* [Modern exogenous relief formation of basins of the Baikal type]. Irkutsk, IG SB RAS Publ., 1998, 175 p. (in Russian).

Vyrkin V.B. Eolovoye rel'yefoobrazovaniye v Pribaykaliye i Zabaykaliye [Eolian relief formation in the Baikal and Transbaikalian regions]. *Geografiya i prirodnnyye resursy* [Geography and natural resources], 2010, no. 3, pp. 25–32. (in Russian)

Rasskazov S.V., Logachev N.A., Brandt I.S., Brandt S.B., Ivanov A.V. *Geokhronologiya i geodinamika pozdnego kaynozoya* [Geochronology and geodynamics of the late Cenozoic]. Novosibirsk, Nauka Publ., 2000, 288 p. (in Russian)

Grabovska-Olshevska B., Osipov V.I., Sokolov V.N. *Atlas mikrostruktur glinistykh porod* [Atlas of microstructures of clayey rocks]. Bapnava, Panstowe Wydawnictwo Naukowe, 1984, 414 p. (in Russian)

Ivanov I.P. *Inzhenernaya geologiya mestorozhdeniy poleznykh iskopayemykh* [Engineering geology of mineral deposits]. Textbook for universities. Moscow, Nedra Publ., 1990, 302 p. (in Russian)

Ryashchenko T.G., Akulova V.V., Ukhova N.N., Shtelmakh S.I., Grin N.N. *Lessovyye grunty Mongolo-Sibirskogo regiona* [Loess soils of the Mongolian-Siberian region]. Irkutsk, Institute of the Earth's Crust SB RAS Publ., 2014, 241p. (in Russian)

Logachev N.A. Kaynozoye kontinental'nyye otlozheniya vpadin baykal'skogo tipa [Cenozoic continental deposits of the Baikal-type depressions]. *Izv. AN SSSR. Ser. geol.* [News of the Academy of Sciences of the USSR. Geology Series], 1958, no. 4, pp. 18–20. (in Russian)

Lomtatze V.D. *Fiziko-mekhanicheskiye svoystva gornyykh porod. Metody laboratornykh issledovaniy* [Physical and mechanical properties of rocks. Methods of laboratory research]. Leningrad, Nedra Publ., 1990, 328 p. (in Russian)

Osipov V.I. *Priroda prochnostnykh i deformatsionnykh svoystv glinistykh porod* [The nature of the strength and deformation properties of clayey rocks]. Moscow, MSU Publ., 1979, 235p. (in Russian)

Osipov V.I., Sokolov V.H. *Gliny i ikh svoystva. Sostav, stroyeniye i formirovaniye svoystv* [Clays and their properties. Composition, structure and formation of properties]. Moscow, GEOS Publ., 2013, 576 p. (in Russian)

Okhotin V.V. *Gruntovedeniye* [Ground science]. Leningrad, Voenno-transp. academy Publ., 194, 240 p. (in Russian)

Ryashchenko T.G., Ukhova N.N. *Khimicheskiy sostav dispersnykh gruntov: vozmozhnosti i prognozy* [Chemical composition of dispersed soils: opportunities and forecasts]. Irkutsk, Institute of the Earth's Crust SB RAS Publ., 2008, 131 p. (in Russian)

Hassan A.I., Kolomiyets V.L., Rasskazov S.V., Budayev R.Ts., Chuvashova I.S., Adnan A. Paleopotamologiya pleystotsenovykh otlozheniy v Barguzinskoy doline (Baykalskaya riftovaya zona) [Paleopotamology of the Pleistocene deposits in the Barguzin valley (Baikal rift zone)]. *Vestnik Voronezhskogo gosudarstvennogo universiteta* [Proceedings of Voronezh State University], 2019, no. 4. pp 37-46. (in Russian)

Florensov N.A. *Mezozoyskiye i kaynozoykiye vpadiny Pribaykal'ya* [Mesozoic and Cenozoic depressions of the Baikal region]. Moscow, Leningrad, Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1960, 258 p. (in Russian)

Yarg L.A. *Izmeneniye fiziko-mekhanicheskikh svoystv porod pri vyvetrivanii* [Changes in the physical and mechanical properties of rocks during weathering]. Moscow, Nedra Publ., 1974, 142 p. (in Russian)

Banfield J.F., Eggleton R.A. Transmission electron microscope study of biotite weathering. *Clay Miner.*, 1988, no. 36, pp. 47-60.

Beutelspacher H., Van Der Marel H.W. *Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixture*. Amsterdam, London, New York, Elsevier Publ., 1968, 267 p.

Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the south-western United States. *Cosmochim. Acta*, 1995, vol. 59, pp. 2919-2940.

Fitzpatrick E.A. *Micromorphology of soils*. New York, Chapman and Hall, 1984, 433 p.

Hubbard C. R., Snyder R. L. RIR – Measurement and Use in Quantitative XRD. *Powder Diffraction*, 1988, vol. 3, pp. 74-77.

Hughes R.E., Bohor B.F. Random clay powders prepared by spray drying: *Am. Mineralogist*, 1970, vol. 55, no. 9-10, pp. 1780-1786.

Jeong G.Y., Kim S.J., Kim Y.H., Cho H.G. Kaolinite formation by weathering of biotite in Sancheong kaolin. *J. Mineral Soc Korea*, 1995, no. 8, pp. 37-45.

Keller W.D. Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin – IV. *Georgia kaolin and kaolinizing source rocks. Clays Clay Miner.*, 1977, vol. 25, pp. 311-345.

Cases J.M., Cunin P., Grillet Y., Poinsignon C., Yvon J. Methods of analysing morphology of kaolinites; relations between crystallographic and morphological properties. *Clay minerals*, 1986, vol. 21, pp. 55-68.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 1982, no. 199, pp. 715-717.

Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J. *Mud and Mudstone: Introduction and overview*. Berlin, Heidelberg Springer, Springer-Verlag, 2005.

Ransom B., Helgeson G. Compositional end members and thermodynamic components of illite and dioctahedral aluminous smectite solid solutions. *Clays and Clay minerals*, 1993, vol. 41, no. 5, pp. 537-550.

Singh B, Gilkes R.J. An electron optical investigation of the alteration of kaolinite to halloysite. *Clay Miner.*, 1992, vol. 40, pp. 212-229.

Gailhanou H., Blanc P., Rogez J., Mikaelian G., Kawaji H., Olives J., Amouric M., Denoyel R., Bourrelly S., Montouillout V., Vieillard P., Fialips C. I., Michau N., Gaucher E.C. Thermodynamic properties of illite, smectite and beidellite by calorimetric methods: Enthalpies of formation, heat capacities, entropies and Gibbs free energies of formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2012, no. 89, pp. 279-301.

Wolery T.J., Jove-Colon C.F. Qualification of thermodynamic data for geochemical modeling of mineral-water interactions in dilute systems. *Office of Scientific & Technical Information Technical Reports*, 2004.

Yokokawa H. Tables of Thermodynamic Functions for Inorganic Compounds. *J. National Chemical Laboratory for Industry*, 1988, vol. 83, pp. 27-121.

**Сведения об авторах****Алокла Рияд**

аспирант, младший научный сотрудник  
Иркутский государственный университет  
Россия, 664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1  
Университет Алеппо  
Сирия, г. Алеппо, м/р Университетский  
e-mail: riyad.198762@gmail.com

**Чувашова Ирина Сергеевна**

кандидат геолого-минералогических наук,  
старший научный сотрудник  
Иркутский государственный университет  
Россия, 664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1  
Институт земной коры СО РАН  
Россия, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
e-mail: chuvashova190684@mail.ru

**Рассказов Сергей Васильевич**

доктор геолого-минералогических наук,  
профессор  
Иркутский государственный университет  
Россия, 664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1  
Институт земной коры СО РАН  
Россия, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
e-mail: rassk@crust.irk.ru

**Акулова Варвара Викторовна**

кандидат геолого-минералогических наук,  
старший научный сотрудник  
Институт земной коры СО РАН  
Россия, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
e-mail: akulova@crust.irk.ru

**Рубцова Марина Николаевна**

ведущий инженер  
Институт земной коры СО РАН  
Россия, 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
e-mail: rubtsova83@inbox.ru

**Будаев Ринчин Цыбикжапович**

кандидат геолого-минералогических наук,  
старший научный сотрудник  
Геологический институт СО РАН  
Россия, 670047, г. Улан-Удэ,  
ул. Сахьяновой, 6  
e-mail: budrin@gin.bscnet.ru

**Information about the authors****Alokla Riyad**

Postgraduate, Research Scientist  
Irkutsk State University  
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003,  
Russian Federation  
University of Aleppo  
University District, Aleppo, Syria  
e-mail: riyad.198762@gmail.com

**Chuvashova Irina Sergeevna**

Candidate of Sciences (Geology and  
Mineralogy), Senior Research Scientist  
Irkutsk State University  
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003,  
Russian Federation  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033,  
Russian Federation  
e-mail: chuvashova190684@mail.ru

**Rasskazov Sergey Vasilevich**

Doctor of Sciences (Geology and  
Mineralogy), Professor  
Irkutsk State University  
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003,  
Russian Federation  
Institute of the Earth's Crust SB RAS  
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033,  
Russian Federation  
e-mail: rassk@crust.irk.ru

**Akulova Varvara Viktorovna**

Candidate of Sciences (Geology and  
Mineralogy), Senior Research Scientist  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033,  
Russian Federation  
e-mail: akulova@crust.irk.ru

**Rubtsova Marina Nikolaevna**

Lead Engineer  
Institute of the Earth's Crust SB RAS  
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033,  
Russian Federation  
e-mail: rubtsova83@inbox.ru

**Budaev Rinchin Tsybikzharovich**

Candidate of Sciences (Geology and  
Mineralogy), Senior Research Scientist  
Geological Institute SB RAS  
6, Sakhyanova st., Ulan-Ude, 670047,  
Russian Federation  
e-mail: budrin@gin.bscnet.ru

Код научной специальности: 25.00.01

Статья поступила в редакцию 16.06.2022; одобрена после рецензирования 01.08.2022; принята к публикации 12.09.2022  
The article was submitted June, 16, 2022; approved after reviewing August, 1, 2022; accepted for publication September, 12, 2022