

## Минералогия, петрология

УДК 551.2552.11 (51)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.26>

### Геохимические характеристики кайнозойских вулканических пород Западного Прибайкалья и Сирии как показатели источников деламинарованной континентальной литосферы

Ю. Аило<sup>1,2,3</sup>, С.В. Рассказов<sup>1,3</sup>, Т.А. Ясныгина<sup>1</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup> Университет Аль-Фурат, г. Дейр-эз-Зор, Сирия

<sup>3</sup> Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

**Аннотация.** Вулканические породы Западного Прибайкалья и Сирии имеют сходные геохимические характеристики источников, обусловленные процессами деламинации литосферы, которая повлекла за собой обособление коровых и реститовых мантийных компонентов магматических расплавов. Деламинация литосферы Западного Прибайкалья, получившая развитие при переходе от Южно-Байкальской впадины к инверсионной части Тункинской долины, подтверждается данными сейсмической томографии. Деламинация литосферы Сирии предполагается по геохимическим характеристикам вулканических пород. По аналогии с Западным Прибайкальем, испытывавшем в позднем кайнозое влияние Индо-Азиатской конвергенции, развитие деламинации литосферы Сирии связывается с деформационным полем конвергентного взаимодействия Аравийской плиты и Евразии, в котором оформились структуры Левантийского бассейна и системы разломов Мертвого моря.

**Ключевые слова:** Западное Прибайкалье, Сирия, кайнозой, вулканические породы, геохимия, деламинация, континентальная литосфера.

### Geochemical signatures of Cenozoic volcanic rocks from the Western Baikal region and Syria as indicators of sources in the delaminated continental lithosphere

Yu. Ailo<sup>1,2,3</sup>, S.V. Rasskazov<sup>1,3</sup>, T.A. Yasnygina<sup>1</sup>, I.S. Chuvashova<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup>Al-Furat University, Deir ez-Zor, Syria

<sup>3</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

**Abstract.** Volcanic rocks from the Western Baikal region and Syria show similar geochemical signatures of sources due to delamination processes of the lithosphere, which resulted in isolation of crustal and restitutive mantle components of igneous melts. The delamination of the lithosphere in the Western Baikal region, developed between the South Baikal basin and the inversional part of the Tunka valley, is confirmed by seismic tomography data. The delamination of the lithosphere in Syria is inferred from geochemical signatures of volcanic rocks. By analogy with the Western Baikal region, which experienced the influence of the Indo-Asian convergence in the late Cenozoic, the development of the delamination of the lithosphere of Syria is connected with the deformation field of the convergent interaction between the Arabian plate and Eurasia, in which structures of the Levantine basin and Dead Sea Fault System developed.

**Keywords:** Western Baikal region, Syria, Cenozoic, volcanic rocks, geochemistry, delamination, continental lithosphere.

## **Введение**

Вулканизм континентов развивается в обстановках рифтогенеза и орогенеза. Рифтогенез – процесс растяжения литосферы с ее утонением (процесс дивергенции), орогенез – процесс сжатия литосферы с ее утолщением (процесс конвергенции).

Рифтогенный вулканизм отчетливо маркирует структуры Северо-Восточной Африки, в которой обширные вулканические поля имеют, предположительно, связь с нижнемантийными плюмами. Тектонические деформации и термомеханические преобразования литосферы привели к обособлению Восточно-Африканского и Эфиопского сводовых поднятий в сочетании с развитием структур Западной, Кенийской (Грегори) и Эфиопской рифтовых зон. Между тем, связь с нижнемантийными плюмами тектонических и вулканических процессов рифтовых структур других континентов (Байкальской, Фэн-Вэй, Верхне-Рейнской, Рио-Гранде) не очевидна (Милановский, 1976; Логачев, 1977; Рассказов, 1993).

Орогенный вулканизм отличается от рифтогенного существенной ролью вулканических извержений из источников коры и мантийной части литосферы. Примером служат источники вулканизма Гималайско-Тибетского орогена, образовавшегося в зоне Индо-Азиатской коллизии. Эта особенность источников связывается с механизмом даламинации (нарушения слоистости) литосферы (Kay, Kay, 1993; England, Molnar, 1997; Elkins-Tanton, 2005).

Рифтогенные и орогенные процессы континентов находятся в сложных пространственно-временных отношениях. Выяснение характера и причин активизации литосферы и подлитосферной мантии требует разработки особых подходов к изучению источников излившихся магматических расплавов с учетом их пространственно-временной смены в зависимости от характера поверхностного развития новейших структур и предполагаемых механизмов глубинных процессов плавления мантии и коры.

В настоящей работе рассматриваются геохимические характеристики вулканических пород Западного Прибайкалья и Сирии как показатели глубинной геодинамики,

сочетающей в себе конвергентные и дивергентные признаки.

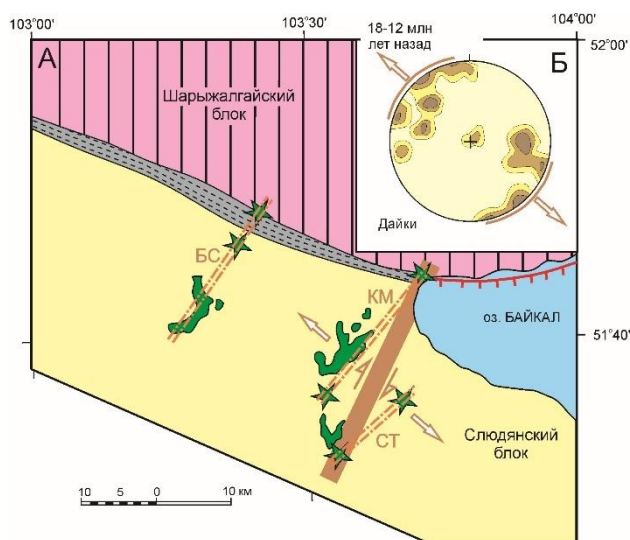
## **Обстановки развития вулканизма**

Тункинская долина заложилась вдоль зоны конвергенции Хамардабанского террейна и Сибирского палеоконтинента, обособившейся образованием Слюдянского метаморфического субтеррейна. Зональный метаморфизм отразил раннепалеозойское расплющивание литосферы Хамардабанского террейна о жесткий край кратона.

В кайнозой литосфера Западного Прибайкалья испытывала деформации в обстановке сочетания сжатия Центрально-Азиатской орогенной системы с растяжением в Байкальской рифтовой системе. В восточной части Тункинской долины действовали вулканы Камарско-Становой зоны горячей трансформации во временном интервале с 18 до 12 млн лет назад (рис. 1). Последующее сжатие литосферы выражено не только в угасании вулканизма, но и в инверсионном поднятии территории, а также распространении молодых надвигов (Рассказов и др., 2010; Rasskazov et al., 2021). Механизм сильного Быстринского землетрясения, произошедшего в зоне Главного Саянского разлома 21 сентября 2020 г., соответствовал сдвигу-взбросу (Семинский и др., 2021). В центральной части Тункинской долины, в Тункинской впадине и Еловской междувпадинной перемычке, вулканизм начался около 16 млн лет назад и продолжался с перерывами до 0.8 млн лет назад (Рассказов, 1993).

Подобно территории Западного Прибайкалья, на территории Сирии пространственно сочетаются структуры сжатия и растяжения литосферы с развитием сдвиговой тектоники. Исследуемая территория расположена в северном дугообразном выступе складчатого пояса Загрос, контур которого подчеркивается развитием одноименной взбросовой зоны. В Западной Сирии находится Габская впадина, принадлежащая северной части системы разломов Мертвого моря (СРММ), известной как Левантийская, а также как Восточно-Средиземноморская рифтовая зона. СРММ простирается от сочленения с Восточно-Анатолийским разломом на юго-востоке Турции (подножье гор Тавра) до сочленения с разломом Красного моря (залив

Акаба). Система разломов Мертвого моря соответствует северной окраине Восточно-Африканской рифтовой системы, расположенной вблизи фронта столкновения континент–континент Аравийской плиты и Евразии и граничит с Альпийской складчатой областью. Активизация вулканизма Западной Сибири связывается с проявлением трансензионных условий развития вулканизма в деформационном поле конвергентного взаимодействия Аравийской плиты и Евразии, с образованием СРММ, которое, в свою очередь, сочетается с открытием Красного моря между Аравийской и Африканской плитами.



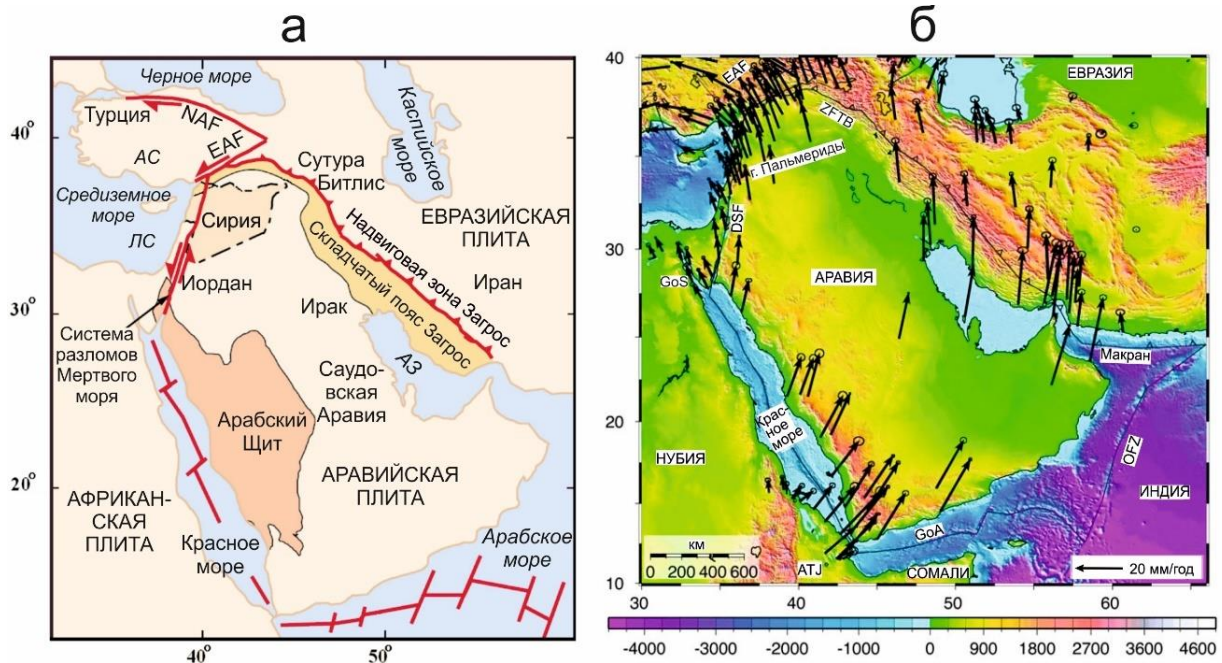
**Рис. 1.** Пространственная обособленность трансензионной системы Камарской (KM) и Становой (СТ) вулканических зон от Быстринской (BS) зоны (а) с иллюстрацией сферограммой ориентировки кайнозойских даек, распространенных в пределах Слюдянского блока (б) (Рассказов, Чувашова, 2013). Серая зона со штрихами – Главный Саянский разлом. Зелеными значками показаны кайнозойские вулканические покровы (пятна) и вулканы (звездочки). Широкой полосой выделена магистральная часть области трансенсии, в которой на вулканах Култукском и Метео проявился начальный вулканизм ~ 18 млн лет назад. Плотность точек сферограммы: 5, 10 и 15 %. Стрелками показано направление растяжения в верхней части коры в северо-западных румбах.

**Fig. 1.** Spatial isolation of the transtension system of the Kamar (KM) and Stanovoy (ST) volcanic zones from the Bystraya (BS) zone (a) with an illustration by a spherogram of orientation of Cenozoic dikes distributed within the Slyudyanka block (b) (Rasskazov, Chuvashova, 2013). The gray zone with strokes is the Main Sayan Fault. Green icons show Cenozoic volcanic covers (spots) and volcanoes (stars). A wide band highlights the mainline part of the transtension region, in which the Kultuk and Meteo volcanoes show initial volcanism of ca. 18 Ma. Density of spherogram points are 5, 10, and 15 %. Arrows show northwest–southeast stretching in the upper part of the crust.

На севере, в области складчатого пояса Загрос, СРММ сочленяется с Восточно-Анатолийским разломом (рис. 2а), по которому осуществляется левостороннее дифференцированное движение Аравийской плиты (в северо-северо-западном направлении (рис. 2б) со скоростью 18–25 мм/год) и Африканской плиты (в северо-северо-восточном направлении относительно Евразийской плиты со скоростью около 10 мм/год) (Левантийская и Синайская субплиты). Движения сочетаются с раскрытием Красного моря (McClusky et al., 2003; Brew et al., 2001a,б). Выделяются две фазы открытия Красного моря, сопровождавшиеся двумя фазами сдвиговых смещений в южной части системы СРММ – миоценовой с амплитудой 60–65 км и постмиоценовой с амплитудой 40–45 км (Freund et al., 1970; Quennell, 1984).

Данные GPS-геодезии свидетельствуют о движении Аравии к северу относительно фиксированной системы координат Евразии со скоростью 20.6 мм/год (ArRajehi et al., 2010) (рис. 2б). С этими данными согласуется общая оценка скорости конвергенции Аравия–Евразия 1.8–2.0 см/год в последние 22 млн лет (McQuarrie et al., 2003).

Юго-восточный сегмент Средиземного моря (Левантийский бассейн) характеризуется утоненной континентальной корой. Происхождение бассейна связывается с открытием Нео-Тетиса (Netzeband et al., 2006).



**Рис. 2.** Тектоническая схема (а) и GPS скорости движений (б) Аравийской плиты и сопредельных территорий (ArRajehi, 2010; Abdul-wahed, Asfahani, 2018, с изменениями). На панели а: EAF – Восточно-Анатолийский разлом, NAF – Северо-Анатолийский разлом, АЗ – Аравийский залив, ЛС – Левантийская субплита, АС – Анатолийская субплита. На панели б: EAF – Восточно-Анатолийский разлом, GoS – Суэцкий залив, АТJ – Afar Triple Junction (Афарское тройное сочленение), ZFTB – Zagros fold-thrust belt (складчато-надвиговой пояс Загрос), GoA – Gulf of Aden (Аденский залив), OFZ – Owens fracture zone (разломная зона Оуэна), DSF – Dead Sea fault (разлом Мертвого моря). GPS скорости показаны с доверительными эллипсами  $1\sigma$  в фиксированной системе отсчета Евразии. Топография и батиметрия [http://topex.ucsd.edu/WWW\\_html/srtm30\\_plus.html](http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html).

**Fig. 2.** Tectonic scheme (a) and GPS velocity motions (b) in the Arabian Plate and adjacent areas (modified after ArRajehi, 2010; Abdul-wahed, Asfahani, 2018). On panel a: EAF – East Anatolian Fault, NAF – North Anatolian Fault, AZ – Arabian Gulf, LS – Levantine subplate, AC – Anatolian subplate. Panel b: EAF – East Anatolian Fault, GoS – Gulf of Suez, ATJ – Afar Triple Junction, ZFTB – Zagros fold-thrust belt, GoA – Gulf of Aden, OFZ – Owens fracture zone, DSF – Dead Sea Fault. GPS speeds are shown with confidence ellipses of  $1\sigma$  in the fixed reference frame of Eurasia. Topography and bathymetry [http://topex.ucsd.edu/WWW\\_html/srtm30\\_plus.html](http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html).

Вулканизм проявился в регионе Машрек, на территории Йемена и Эфиопии, в олигоцене (около 30 млн лет назад) (Hofmann et al., 1997; Baker et al., 1997; Rukieh et al., 2005; Lustrino, Sharkov, 2006) и получил развитие в последние 20 млн лет на сопредельных территориях Среднего Востока: в Юго-Восточной Турции, Сирии, Ливане, Иордании, Израиле, Палестине и Саудовской Аравии (Sarap et al., 1987; Gianni'erinini et al., 1988; Garfunkel, 1989; Heimann, Ron, 1993; Mor, 1993; Plani et al., 2001) одновременно с разъединением Африки и Аравии открывшимся Красным морем. Общая мощность лав достигает 1.5 км. Магмовыводящие каналы ориентированы в

направлении северо-восток – юго-запад (Шарков и др., 1994; Ibrahim et al., 2003). Пирокластические конусы часто содержат глубинные включения (шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты, вебстериты и гранатовые пироксениты) (Шарков и др., 1996; Mittlefehldt, 1984; Nasir, Safarjalani, 2000).

Ключевую роль в пространственно-временном распределении вулканизма Сирии играют плато Джабаль Эль-Хасс, Абу Аддохур и Шин. Первые два плато находятся на стабильной платформе Алеппо. Плато Шин выходит в подвижную область Пальмирид и связанных с ними молассовых бассейнов. Кроме того, вулканические породы плато

Шин частично распространяются в северную часть СРММ, который здесь представляет собой осевой разлом Эль-Габ, обрамленный полосой поднятий (рис. 3).

Вулканическая прогрессия плато Джабаль Эль-Хасс – Шин образовалась в подвижной части Аравийской плиты, ограниченной с юга Пальмирами. Эта часть Аравийской плиты в настоящее время движется в северо-северо-западном направлении. Часть Аравийской плиты, расположенная к югу от Пальмирид, движется в северо-восточном направлении в соответствии с общим направлением движения Аравийской плиты (Brew et al., 20016; Bosworth, Burke., 2005; ArRajehi, 2010; Bosworth, 2015; Kamal, 1998) (рис. 2б). Это означает, что Аравийская плита вращается относительно Африки. Это вращение вокруг оси, расположенной на Синайском полуострове в Египте, привело к формированию впадины Красного моря (Kamal, 1998; McClusky et al., 2003). До формирования трансформной границы СРММ (Акаба-Левант) в среднем миоцене (~14 млн лет назад) (Bosworth, Burke, 2005) западная часть Сирии также была вовлечена в северо-восточное движение и сменила направление движения на северо-северо-западное в позднем миоцене.

Часть вулканических проявлений Сирии не укладывается в вулканический миграционный тренд Джабаль Эль-Хасс – Шин. Наиболее древние лавы позднего олигоцена (возраст 26–24 млн лет) проявились на Пальмирах. Сравнительно древними лавами раннего-среднего миоцена (возраст 17.3 и 12.8 млн лет) перекрыт молассовый бассейн Пальмирид. Эти лавы соответствуют западной части плато Шин. На северном краю платформы Алеппо и в альпийском аллохтоне Курдаг находятся вулканические породы начала позднего миоцена (возраст 12.3–10 млн лет). Имеются и вулканические породы с более молодым возрастом, чем лавы плато Шин. К северу от этого плато, вдоль разлома Эль-Габ, смещены лавы возрастом 3.5–1.1 млн лет, которые локализованы на границе платформы Алеппо. Близкий возраст

(2.9–0.9 млн лет) имеют породы вулканического поля Евфрат (рис. 3г).

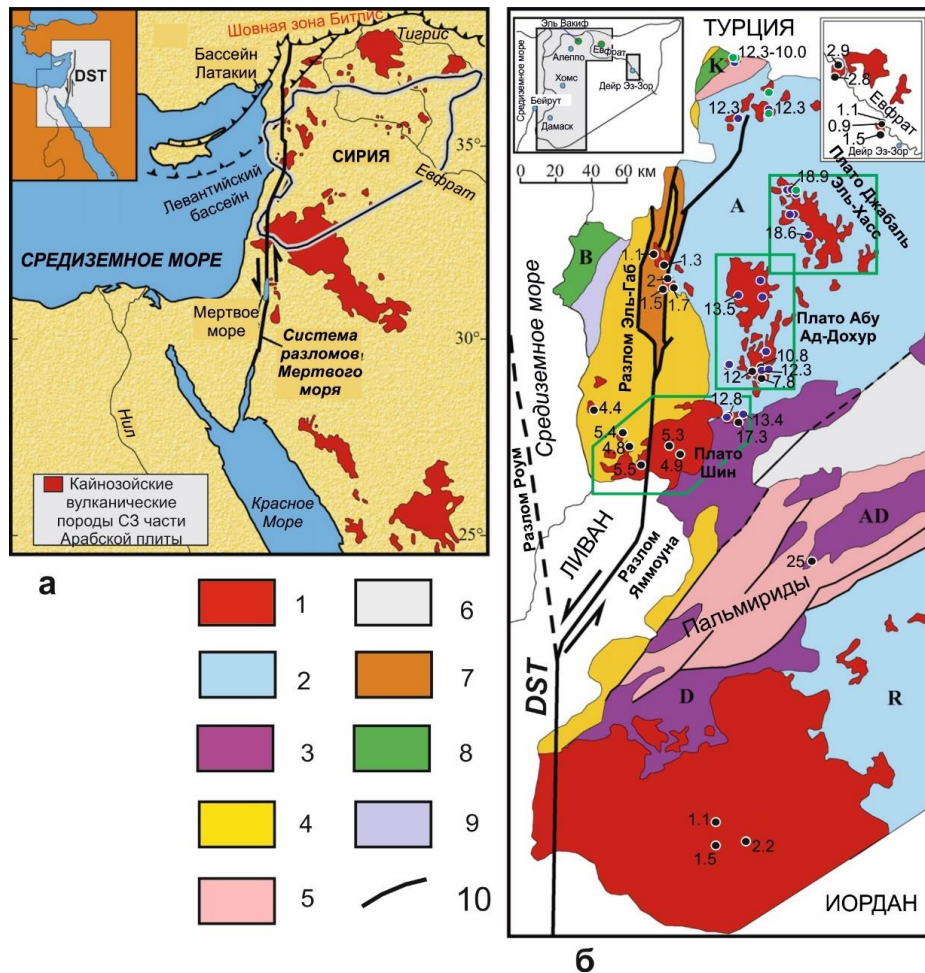
### **Методика аналитических исследований**

Содержания петрогенных оксидов в вулканических породах определялись методом количественного химического анализа «мокрой химии», микроэлементов – методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS) с использованием масс-спектрометра Agilent 7500ce. Методика приведена в работе (Рассказов и др., 2012).

### **Систематика вулканических пород по петрогенным оксидам**

На классификационной диаграмме  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  фигуративные точки пород вулканов Быстринской зоны и Тункинской впадины Западного Прибайкалья образуют два тренда в полях трахибазальта и базальта (рис. 4а). Точки пород вулканов Култукский, Сухой, Метео и Широкий Камарско-Становой зоны трансенсии распределились в тех же полях и в целом сопоставляются с этими трендами. Фигуративные точки пород вулкана Широкий находятся на тренде пород вулкана Карьерный, а фигуративные точки пород вулканов Метео и Култукский – на тренде пород Тункинской впадины и Зыркузунского вулкана (рис. 4б).

Вулканические породы пальмирид возрастом 26–24 млн лет имеют базальтовый и андезибазальтовый состав (рис. 4в). На плато Шин генерация вулканических пород 17.3 млн лет представлена андезибазальтами, генерация 12.8 млн лет – базальтами (рис. 4г). В более молодых генерациях лав плато Шин (5.5–4.8 млн лет) и разлома Эль-Габ (3.5–1.1 млн лет) вместе с базальтами и трахибазальтами встречаются базаниты (рис. 4в). В целом на плато Шин и в северной части разлома Эль-Габ наблюдается временная смена состава пород от андезибазальтов к базальтам-трахибазальтам и базанитам (рис. 4в).



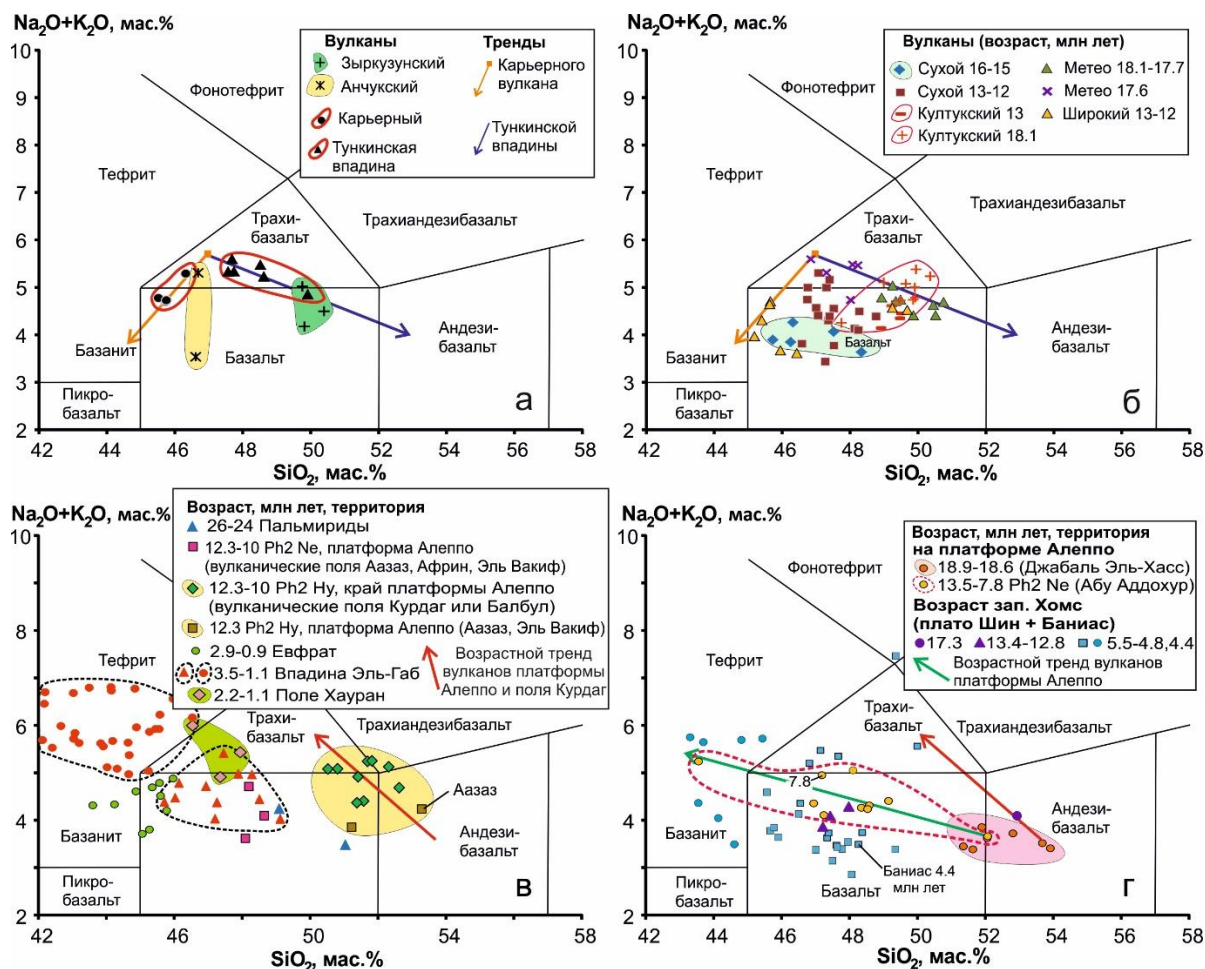
**Рис. 3.** Распределение кайнозойских вулканических пород на Аравийской плите (а) (Garfunkel, 1989, с изменениями) и в Западной Сирии (б) (Шарков и др., 1994, 1998, с изменениями). 1 – позднекайнозойские вулканические породы; 2 – относительно стабильные платформы (А – Алеппо, R – Рутба); 3 – молассовые бассейны (D – Дамаска, AD – Ад-Дау); 4 – куполообразные поднятия и горсты; 5 – южные пальмириды; 6 – северные пальмириды; 7 – плиоцен-четвертичный грабен Эль-Габ; 8 – край платформы, включающий альпийские аллохтоны (В – Бассит-Латакия, К – Курдаг); 9 – миоценовый грабен Аль-Кебир (АК); 10 – основные разломы. DST – трансформный разлом Мертвого моря.

**Fig. 3.** Distribution of Cenozoic volcanic rocks on the Arabian Plate (a) (modified after Garfunkel, 1989) and in Western Syria (b) (modified after Sharkov et al., 1994, 1998). 1 – Late Cainozoic volcanic rocks; 2 – relatively stable platforms (A – Aleppo, R – Rutbah); 3 – molasses basins (D – Damascus, AD – Ad-Daw); 4 – domed raises and horsts; 5 – southern palmyrids; 6 – northern palmyrids; 7 – Pliocene-Quaternary Graben El Gab; 8 – edge of the platform that includes alpine allochthons (B – Bassit-Latakia, K – Kurdag); 9 – the Miocene Al Kebir Graben (AK); 10 – major faults. DST – Dead Sea Transform Fault.

Для вулканических пород платформы Алеппо выделяются два тренда. Один из них протягивается от андезибазальта (плато Джабаль Эль-Хасс, возраст 18.9–18.6 млн лет) к базальту и базаниту (плато Абу Аддохур, возраст 13.5–7.8 млн лет) (рис. 4г), другой – от андезибазальта (плато Джабаль Эль-Хасс и Аазаз) к трахибазальту (северный край платформы Алеппо, возраст 12.3–10 млн лет) (рис. 4в,г). На поле Хуран (возраст 2.2–1.1 млн лет) находятся трахибазальты. Фигуративные точки породы вулканического поля

Евфрата (возраст 2.9–0.9 млн лет) характеризуются пониженными содержаниями SiO<sub>2</sub> (43–46 мас. %) при повышенных содержаниях MgO (9–13 мас. %). Они относятся к магнезиальным базальтам и базанитам.

Таким образом, в Западном Прибайкалье и Сирии находятся вулканические породы с близкими возрастными диапазонами и сходным спектром состава от базальтов и андезибазальтов до базанитов, включая высоко-Mg лавы.



**Рис. 4.** Классификационная диаграмма щелочи–кремнезем вулканических пород Западного Прибайкалья (*a* – Быстринская зона, Тункинская впадина, *b* – вулканы восточной части Камарско-Становой зоны) и Сирии (*в* – разновозрастные поля, не укладывающиеся в какую-либо временную прогрессию, *г* – вулканические территории временной прогрессии плато Джабаль Эль-Хасс – плато Шин). Показаны разделительные линии классификации вулканических пород Международного союза геологических наук. Ph2 Hy – фаза 2, породы гиперстен-нормативного состава, Ph2 Ne – фаза 2, породы нефелин-нормативного состава. Для Прибайкалья используются данные (Расказов и др., 2013; Аило и др., 2021; Rasskazov et al., 2021) и новые неопубликованные аналитические данные по вулкану Широкому, для Сирии – данные (Lustrino, Sharkov, 2006; Krienitz et al., 2006, 2009; Ma et al., 2011, 2013).

**Fig. 4.** Classification alkali–silica diagram for volcanic rocks from the Western Baikal region (*a* – Bystraya zone, Tunka basin, *b* – volcanoes of the eastern part of the Kamar-Stanovoy zone) and Syria (*c* – different-age volcanic fields that do not fit into any temporal progression, *d* – volcanic areas of the temporal progression in the Jabal al-Hass plateau – Shin plateau). The dividing lines of classification for volcanic rocks of the International Union of Geological Sciences are shown. Ph2 Hy – phase 2, rocks of hypersthen-normative composition, Ph2 Ne – phase 2, rocks of nepheline-normative composition. For the Baikal region, data are used from (Rasskazov et al., 2013, 2021; Ailo et al., 2021) and new unpublished analytical data on the Shirokiy volcano, for Syria – data from (Lustrino and Sharkov, 2006; Krienitz et al., 2006, 2009; Ma et al., 2011, 2013).

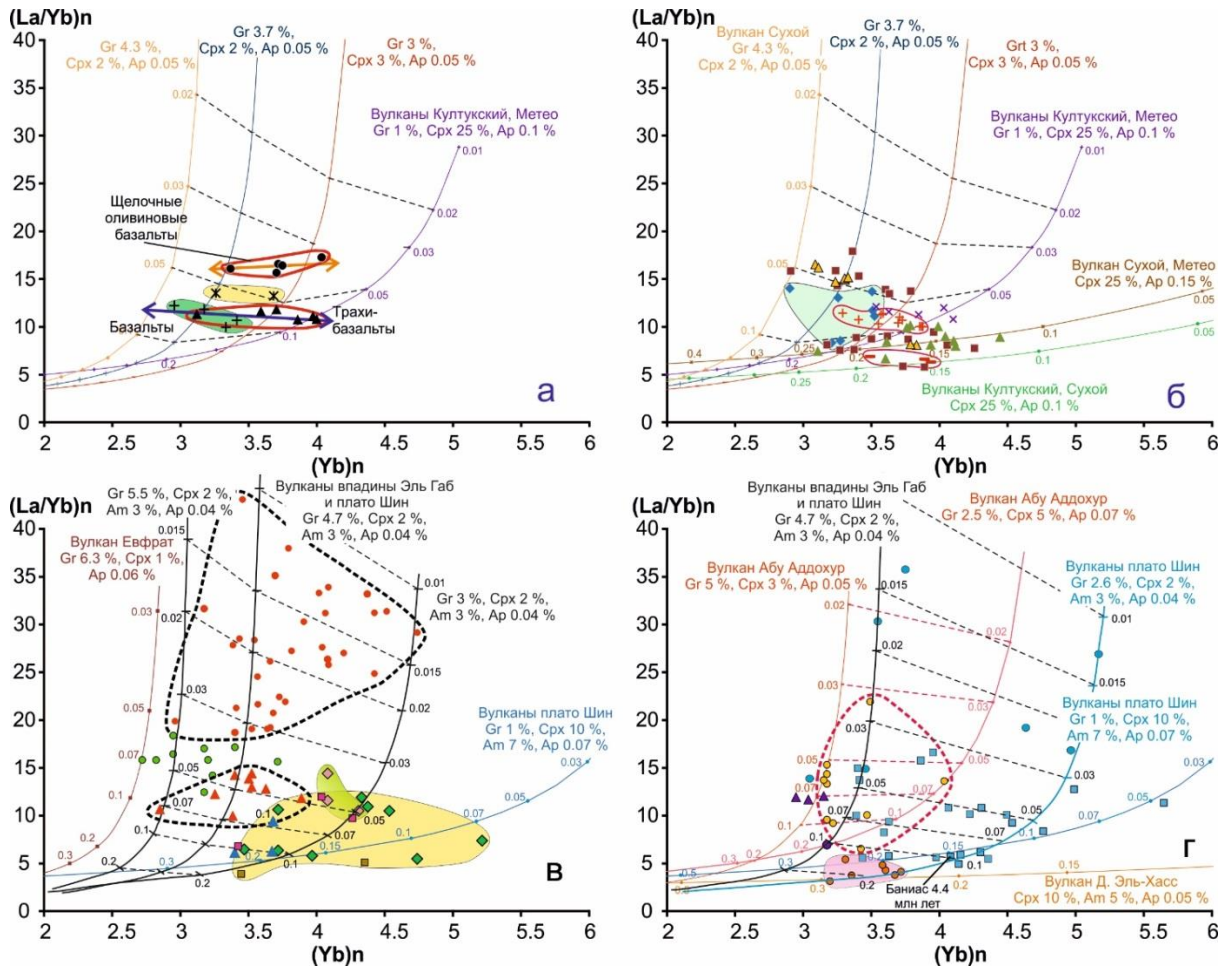
**Минеральный состав и степень частичного плавления источников вулканических пород**

Микроэлементное моделирование (Расказов и др., 2013) показало вовлечение в

плавление источников Култукского и других вулканов Камарско-Становой зоны транстенсии, не только глубинной (гранатовой) фации перидотитов, но и менее глубинной (безгранатовой) фации. Степень плавления в источниках гранатовой фации составляла от 3 до 10%. В источниках безгранатовой фации

степень частичного плавления возрастала до 20 % (рис. 5б). На вулканах Быстринской зоны изливались лавы только из гранатосодержащих источников с низким содержанием клинопироксена (2 %). Под Култукским вулканом около 18 млн лет назад плавился источник с гранатом, а около 13 млн лет назад – безгранатовый источник. В обоих источниках существенную роль (до 25 %) играл клинопироксен. На вулкане Метео в интервале 18.1–17.5 млн лет назад лавы из

безгранатового источника сменились лавами из гранатосодержащего субстрата. На вулкане Сухой промежуточный состав магм, излившихся 16–15 млн лет назад, сменился поступлением лав 13–12 млн лет назад из двух индивидуальных источников с гранатом малых степеней плавления и без граната, более высоких степеней плавления. Подобные группы вулканических пород из гранатосодержащего и безгранатового источников были представлены также на вулкане Широкий (рис. 5б).



**Рис. 5.** Диаграммы  $(La/Yb)_n - (Yb)_n$  вулканических пород Западного Прибайкалья (а и б) и Сирии (в и г). Усл. обозн. см. рис. 4. Модельные кривые частичного плавления источников Западного Прибайкалья и процедура расчета этих кривых приведены в работе (Рассказов и др., 2013). Цифры курсивом на модельных кривых показывают степень частичного плавления (долю расплава). В расчете на 100 % содержание ортопироксена в источниках составляет 25 %, оставшаяся минеральная фаза – оливин. Составы нормированы к пиролиту (McDonough, Sun, 1995).

**Fig. 5.** Diagrams of  $(La/Yb)_n - (Yb)_n$  for volcanic rocks from the Western Baikal region (a and b) and Syria (в and г). Symbols are as in Fig. 4. Model curves of partial melting of sources of the Western Baikal region and the procedure for calculating these curves are given in (Rasskazov et al., 2013). The figures in italic on the model curves show the degree of partial melting (melt fraction). Based on 100 %, the content of orthopyroxene in the sources is 25 %, the remaining mineral phase is olivine. The compositions are normalized to the pyrolyte (McDonough, Sun, 1995).



Подобным образом, для вулканических пород Сирии выполнено моделирование частичного плавления источников по широкому спектру микроэлементов (РЗЭ, К, Sr, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th, U). Используются коэффициенты распределения и составы минералов из работы (Рассказов и др., 2013).

В разных районах Сирии (Пальмириды и платформа Алеппо) сравнительно древние (олигоцен-миоценовые) вулканические породы относятся, согласно результатам моделирования, к источникам с высоким содержанием клинопироксена (10 %), а более молодые (позднеплиоценовые и четвертичные) лавы впадины Эль-Габ и поля Евфрат – к источникам с низким содержанием клинопироксена (2 %) при наличии амфибола (3 %). Содержание граната в источниках магм впадины Эль-Габ варьирует от 3 до 5.5 %.

Оценки степеней частичного плавления источников андезибазальтов и трахибазальтов полей Курдаг и Алеппо (Азаз и Эль-Вакиф) (фаза 2 пород с нормативным *hu*) варьируются от 7 % до 27 %, базальтов Алеппо (фаза 2 пород с нормативным *ne*) и Пальмирид – от 7 до 20 %. Степени частичного плавления источников трахибазальтов поля Хоран – 5–8 %, базальтов Эль-Габ (2.2–1.1 млн лет) – 4–7 %, базанитов впадины Эль-Габ (3.5–1.1 млн лет) – 1.1–3.5 %, а базанитов поля Евфрат – 5–7 %. Для источника лав последней территории рассчитывается наиболее высокое содержание граната (3.5–6.3 %) (рис. 5в). Таким образом, модельные источники базальтов Сирии по вариациям содержания граната и клинопироксена, а также по степеням частичного плавления имеют сходство с модельными источниками вулканических пород Западного Прибайкалья из работы (Рассказов и др., 2013). Базаниты Сирии выплавлялись из подобных источников с высоким содержанием граната и низким – клинопироксена, но при малых долях расплава.

Ранние породы вулканической прогрессии плато Джабаль Эль-Хасс – Шин (18.9–18.6 млн лет) характеризуются источниками с высоким содержанием клинопироксена (10 %), а породы вулканической прогрессии плато Абу Аддохур с промежуточным возрастом (13.5–7.8 млн лет) – источниками с содержанием клинопироксена (3–5 %). Более поздние

вулканические породы плато Шин (5.5–4.8 млн лет) по содержанию модельных клинопироксена и амфибола могут быть производными обоих типов магматических источников при доли граната в них от 1 до 5 %. Единичная точка вулканических пород Баниас (4.4 млн лет) имеет оценку степени частичного плавления (10–15 %) при малом содержании граната (около 1 %) в источнике (рис. 5г).

На вулканах плато Джабаль Эль-Хасс (18.9–18.6 млн лет) лавы рассматриваются как производные безгранатового источника и источника с малым содержанием граната (около 1 %) при высокой степени частичного плавления материала (20–30 %). Базальты плато Шин (13.4–12.8 млн лет) образовались при слабом частичном плавлении (7 %), а андезибазальты плато Шин (17.3 млн лет) – при промежуточной степени плавления (около 10–17 %) этого же источника. Часть образцов вулканических пород плато Шин (5.5–4.8 млн лет) относятся к такому же источнику с более низкой степенью частичного плавления (5–20 %). Другая часть базальтов и базанитов плато Шин, подобно базальтам и базанитам впадины Эль-Габ, являются производными источников с варьирующим содержанием граната (2.6–5 %) при степени частичного плавления (для источника базальтов 3–10 %, а для источника базанитов – 1.3–5 %). Лавы плато Абу Аддохур (13.5–7.8 млн лет) относятся к источнику с гранатом (2.5–5 %) малых степеней плавления (1.5–10 %), за исключением одной точки относительно низкого содержания граната (около 1.5 %) с высокой степенью частичного плавления (около 18 %) (рис. 5г).

### **Мантийно-коровое разделение компонентов источников вулканических пород относительно резервуара OIB+MORB**

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb регистрируется мантийно-коровое разделение материала источников смещением фигуративных точек вулканических пород выше тренда OIB+MORB (в коровую область) и ниже этого тренда (в область реститов, комплементарных отделившимся коровым компонентам).

Геохимические признаки мантийно-корового разделения источников в породах вулканов Быстринской зоны и Тункинской впадины (Карьерный и Анчукский, рис. 6а), Камарско-Становой зоны горячей трансенсии (Култукский, Сухой, Метео и Широкий, рис. 6б) проявляются на общем тренде, идущем от состава нижней коры до комплементарных мантийных составов с повышенными Ta/Yb и пониженными Th/Ta.

Подобные тренды мантийно-корового разделения источников обнаруживают вулканические породы Сирии (рис. 6в,г). В коровую область диаграммы Th/Yb – Ta/Yb протягивается фигуративное поле андезибазальтов и трахибазальтов северного края платформы Алеппо и вулканического поля Курдаг возрастом 12.3–10.0 млн лет (фаза 2, *hu*-нормативная группа пород). В основном породы других вулканических полей Сирии дают тренды, направленные в реститовую комплементарную область.

Фигуративные точки наиболее древних пород Пальмирид (возраст 26–24 млн лет) находятся вблизи состава нижней коры (LC) и распространяются вдоль мантийного направления к составу базальта океанических островов (OIB), а породы наиболее молодых (3.5–1.1 млн лет) вулканов Хауран и разлома Эль-Габ смещены на диаграмме ниже составов океанических базальтов в область комплементарной континентальной мантии. В середину тренда пород Хауран и Эль-Габ попадает концентрированная группа фигуративных точек пород другого молодого вулканического поля Евфрат (2.9–0.9 млн лет). (рис. 6в).

Подобно фигуративным точкам древних пород Пальмирид, фигуративные точки сравнительно древних пород плато Джабаль Эль-Хасс (возраст 18.9–18.6 млн лет) находятся вблизи состава нижней коры. Точки пород плато Шин и Баниас (возраст 17.3 млн лет и 5.5–4.4 млн лет) образуют тренд мантийно-корового разделения, сходный с трендами пород Западного Прибайкалья (рис. 6а,б). Часть точек плато Шин попадает на тренд, идущий от валового состава коры к составам реститов, подобный тренду точек Зыркузунского вулкана.

В целом, выделяются три тренда: 1) коровый Алеппо и Курдаг, 2) комплементарный

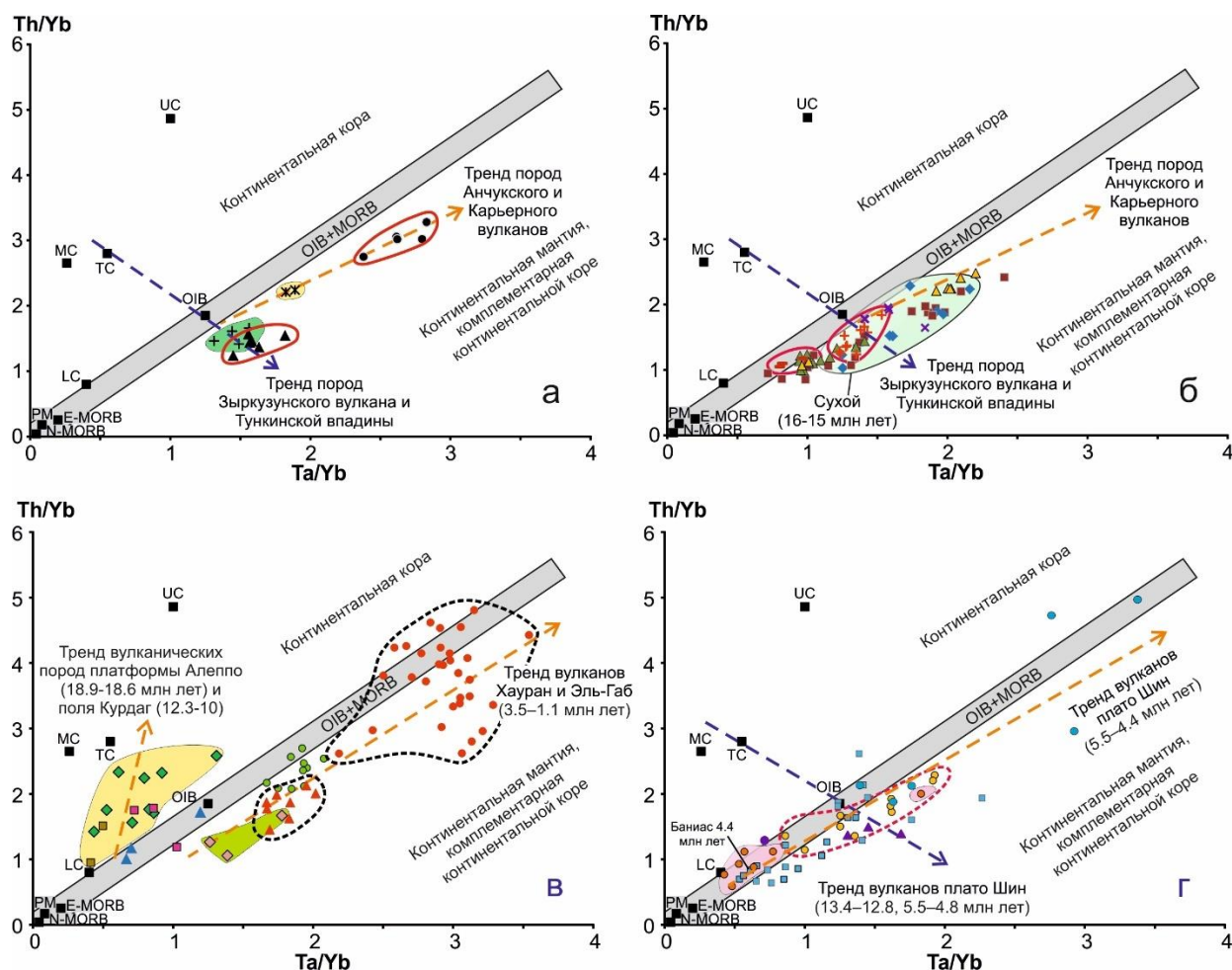
реститовый, протяженный (с высоким Ta/Yb), от состава нижней коры (LC) через промежуточные составы пород вулканов плато Абу Аддохур, Евфрата, Хаурана и более продвинутые – пород вулканов плато Шин и впадины Эль-Габ Западной Сирии и 3) комплементарный реститовый, менее протяженный (с умеренным Ta/Yb), сопряженный с составами средней или валовой коры (МС, ТС), проявленный в вулканических породах плато Шин. Смещение фигуративных точек объясняется разной степенью извлечения коровых компонентов из источников мантийной части континентальной литосферы.

### **Модели глубинной геодинамики**

На VS-разрезе по профилю п. Монды – п. Хурамша (Мордвинова и др., 2016, 2017) выделяется низкоскоростная зона, погружающаяся от Тункинской впадины вдоль долины в восточном направлении под Южный Байкал на глубину до 70 км. Зона оканчивается под сочленением Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины резкой латеральной сменой скоростей S-волн (станция Талая – TAL). Андерплэйтинг высокоскоростного материала (4.4–4.5 км/с) сопровождается отторжением (деламинацией) низкоскоростного блока (4.2–4.3 км/с) от основания коры и его опусканием в мантию. На глубине 40–50 км скорость снижается до 4.1 км/с под западной частью Тункинской долины и превышает 4.3 км/с под Южным Байкалом. На глубине 50–70 км, скорость, наоборот, превышает 4.5 км/с под западной частью Тункинской долины и снижается до 4.2 км/с под Южным Байкалом (рис. 7).

Очевидно, что под Южно-Байкальской впадиной кора утолщалась вследствие орогенеза, но затем деламинировалась. Ороген существовал в юрское время и обозначен накоплением молассоидов байкальской свиты (Скобло и др., 2001). Состояние сжатия коры поддерживалось в мелу-палеогене, когда на месте будущей Южно-Байкальской впадины продолжало существовать Южно-Байкальское поднятие, разделявшее Предбайкальский и Селенгино-Витимский прогибы (Rasskazov et al., 2021). Иными словами, до Южно-Байкальской впадины нижняя часть коры была утолщенной и была

деламинарована при образовании Южно-Байкальской впадины.

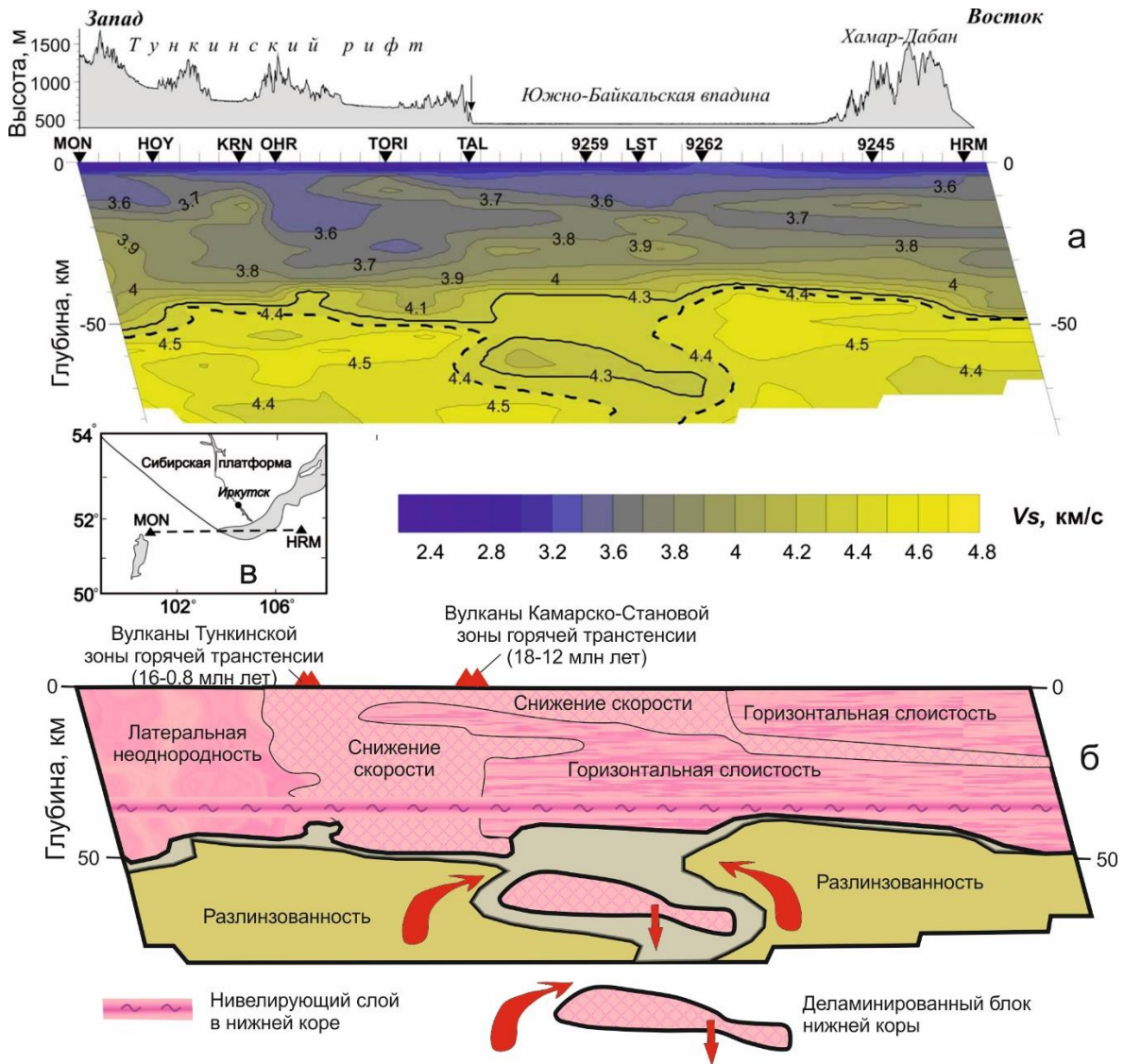


**Рис. 6.** Диаграммы Th/Yb – Ta/Yb вулканических пород Западного Прибайкалья (а и б) и Сирии (в и г). Усл. обозн. и источники использованных данных см. рис. 4. Обобщенные тренды показаны штриховыми линиями со стрелками (объяснения в тексте). Составы E-MORB, N-MORB, OIB и PM (primitive mantle) показаны по работе (Sun, McDonough, 1989), составы нижней коры (LC), средней коры (MC), верхней коры (UC) и всей коры (TC) – по работе (Rudnick, Fountain, 1995).

**Fig. 6.** Diagrams of Th/Yb – Ta/Yb for volcanic rocks from the Western Baikal region (a and б) and Syria (в and г). Symbols and references on data used are as in Fig. 4. Generalized trends are shown by dashed lines with arrows (explanations in the text). Compositions of E-MORB, N-MORB, OIB and PM (primitive mantle) are shown after (Sun, McDonough, 1989), compositions of the lower crust (LC), middle crust (MC, middle crust), upper crust (UC, upper crust), and total crust (TC) – after (Rudnick, Fountain, 1995).

В отличие от растянутой и утоненной (до 35 км) коры Южного Байкала, современная кора восточной части Тункинской долины имеет мощность до 49 км. Вследствие горячей трансенсии 18–12 млн лет назад кора могла здесь также утоняться, но в результате последующего сжатия мощность коры увеличилась. Глубинная структура коры восточной части Тункинской долины сформировалась на фоне мел-палеогенового Южно-

Байкальского орогена в обстановке дивергенции (горячей трансенсии) с последующим переходом к обстановке конвергенции. Горячая трансенсия восточной части Тункинской долины, в сущности, обозначила сравнительно короткий дивергентный эпизод 18–12 млн лет назад на фоне общего конвергентного развития территории в позднем мезозое и кайнозое.



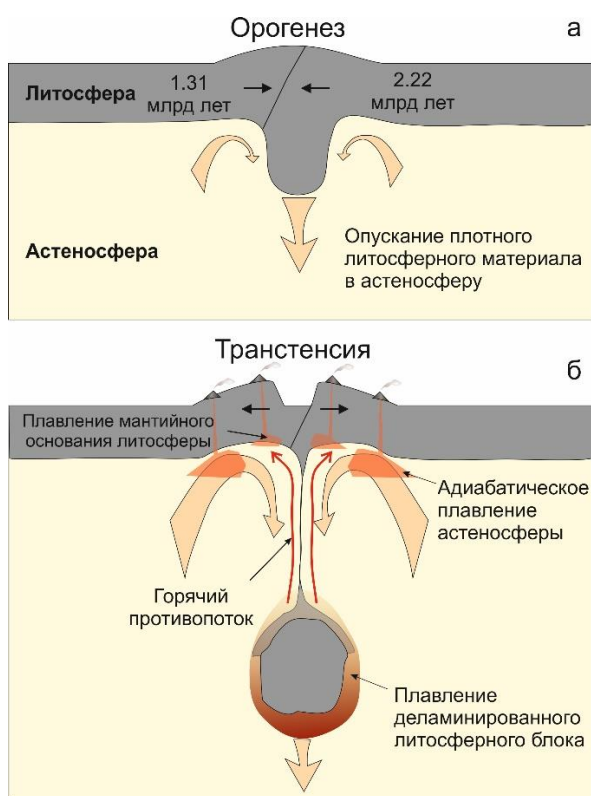
**Рис. 7.**  $V_S$ -разрез по профилю п. Монды – п. Хурамша (Мордвинова и др., 2016, 2017) (а) и интерпретация разреза с учетом характера источников вулканизма, глубинных нодулей из вулканических пород и псевдотачилитов (б). На панели а стрелка над рельефом указывает пересечение разреза с Главным Саянским разломом. Изолинии  $V_S$  проведены с шагом 0.1 км/с. Сейсмический снос учтен наклоном разреза. Линия профиля показана на врезке. Нивелирующий пластичный слой в нижней коре отделяет прочные блоки нижней коры от блоков средней и верхней коры, в которых происходят хрупкие сейсмогенные деформации (Rasskazov et al., 2021).

**Fig. 7.**  $V_S$  cross-section along the Mondy – Khuramsha profile (Mordvinova et al., 2016, 2017) (a) and interpretation of the section taking into account the nature of volcanism sources, deep-seated nodules from volcanic rocks and pseudotachylites (b). On panel a, the arrow above the relief indicates the intersection of the cross-section with the Main Sayan Fault. The  $V_S$  contours are shown in increments of 0.1 km/s. Seismic drift is taken into account by the slope of the cross-section. The profile line is shown on the insert. The leveling plastic layer in the lower crust separates the strong blocks of the lower crust from those of the middle and upper crust, in which fragile seismogenic deformations occur (Rasskazov et al., 2021).

Неровности границы Мохо на  $V_S$ -разрезе (рис. 7) отражают, с одной стороны, юрско-палеогеновую структуру Южно-Байкальского орогена, с другой стороны, пространственное сочетание сжатия восточной части

Тункинской долины с растяжением Южно-Байкальской впадины после ранне-среднемиоценовой трансенсии в Камарско-Становой зоне. Между сжатой восточной частью Тункинской долины и растянутой

центральной частью Южно-Байкальской впадины деформации коры нивелировались по пластичному слою, выдержанному на уровне около 38–39 км. Выше пластичного слоя, в средней и верхней коре, развивались хрупкие сейсмогенные деформации. Ниже пластичного слоя обособились прочные блоки утолщенной нижней коры. Утонение до 35 км под наиболее растянутой частью коры Среднего Байкала распространяется выше пластичного слоя, что предполагает наиболее активный характер растягивающих усилий.



**Рис. 8.** Схема утолщения литосферы Южно-Байкальского орогена в юре-палеогене (а) и последующей деляминации с погружением в астеносферу блока его корневой мантийной части под Камарско-Становой зоной транстенсии в раннем-среднем миоцене (б). На схеме б погружение деляминированного блока инициирует горячий противопоток, обеспечивший плавление мантийного основания литосферы на границе террейнов возрастом 2.22 и 1.31 млрд лет и извержения выплавок 18–12 млн лет назад.

**Fig. 8.** Scheme of the lithosphere thickening beneath the South Baikal orogene in the Jurassic-Paleogene (a) and subsequent delamination with immersion in the asthenosphere of the block of its root mantle part under the Kamar-Stanovoy zone of transtension in the Early-Middle Miocene (b). In scheme b, the

immersion of the delaminated block initiates a hot counterflow that ensured the melting of the mantle base of the lithosphere at the boundary of terranes aged 2.22 and 1.31 Ga and the eruption of melts of 18–12 Ma.

Латеральная смена структуры коры под сочленением Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины свидетельствует о новейшей динамической неустойчивости корово-мантийной границы. Перед горячей транстенсией метаморфизованная кора Слюдянского субтеррейна вновь подвергалась конвергенции в юрско-палеогеновом Южно-Байкальском орогене, а после ранне-среднемиоценовой горячей транстенсии вновь расплющилась в связи с распространением процессов Индо-Азиатской конвергенции. Было деляминировано основание коры под Южным Байкалом с постепенным снижением эффекта деляминации в инверсионном (испытывавшем сжатие) Еловско-Култукском сегменте восточной части Тункинской долины.

Учитывая характер тектонического развития территории в позднем мезозое и кайнозое, компонентный состав излившихся мантийных расплавов Западного Прибайкалья интерпретируется в рамках модели деляминации утолщенной литосферы (Кау, Кау, 1993; Elkins-Tanton, 2005). Предполагается, что вследствие юрско-палеогенового орогенеза вместе с корой утолщалась мантийная часть литосферы (рис. 8а). В результате транстенсии утолщенная часть литосферы подвергалась деляминации и погружалась в астеносферу, вызывая горячий противопоток, который обеспечил плавление мантийного основания разновозрастной литосферы в зоне транстенсии (рис. 8б). Реальность модели деляминации с погружением в астеносферу плотного литосферного блока подтверждается наличием такого блока и низкоскоростной линзы над ним под Восточным Хангаем в скоростной модели S-волн профиля МОВАЛ-2003 (Мордвинова и др., 2007) и соответствующим проявлением тренда нижняя кора – рестит на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb вулканических пород территории (Рассказов и др., 2012).

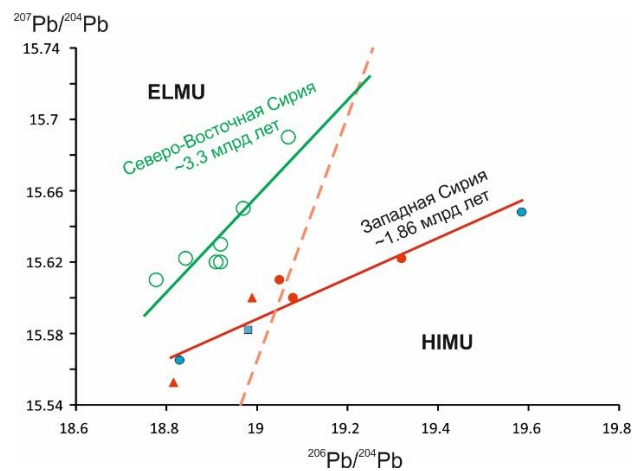
Подобная модель применима для вулканических пород Сирии, образующих на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb тренды нижняя кора –

рестит и средняя (валовая) кора – рестит. В этой модели погружение деламинарованного блока под Камарско-Становой зоной трансформации инициирует горячий противопоток, обеспечивший плавление мантийного основания литосферы на границе террейнов возрастом 2.22 и 1.31 млрд лет. Возраст источников определен по Pb-изотопным данным (Rasskazov et al., 2021). Расчет по изотопным отношениям Pb вулканических пород Сирии также обнаруживает латеральное изменение возраста источников от ~3.3 млрд лет в Северо-Восточной Сирии до 1.86 млрд лет в Западной Сирии. Вулканические породы на первой территории не выходят за пределы состава ELMU, на второй территории – перекрывают составы ELMU и HIMU (рис. 9).

Для вулканической прогрессии плато Джабаль Эль-Хасс – Шин допускаются два варианта генерации источников. В модели 1 магматические расплавы образуются в нижней части коры с участием более глубокого (мантийного) источника корневой части подлитосферной расплавной аномалии с последующей миграцией процесса деламинации литосферы. В модели 2 магматические расплавы генерируются на разных глубинах непосредственно при тектонической деламинации литосферы.

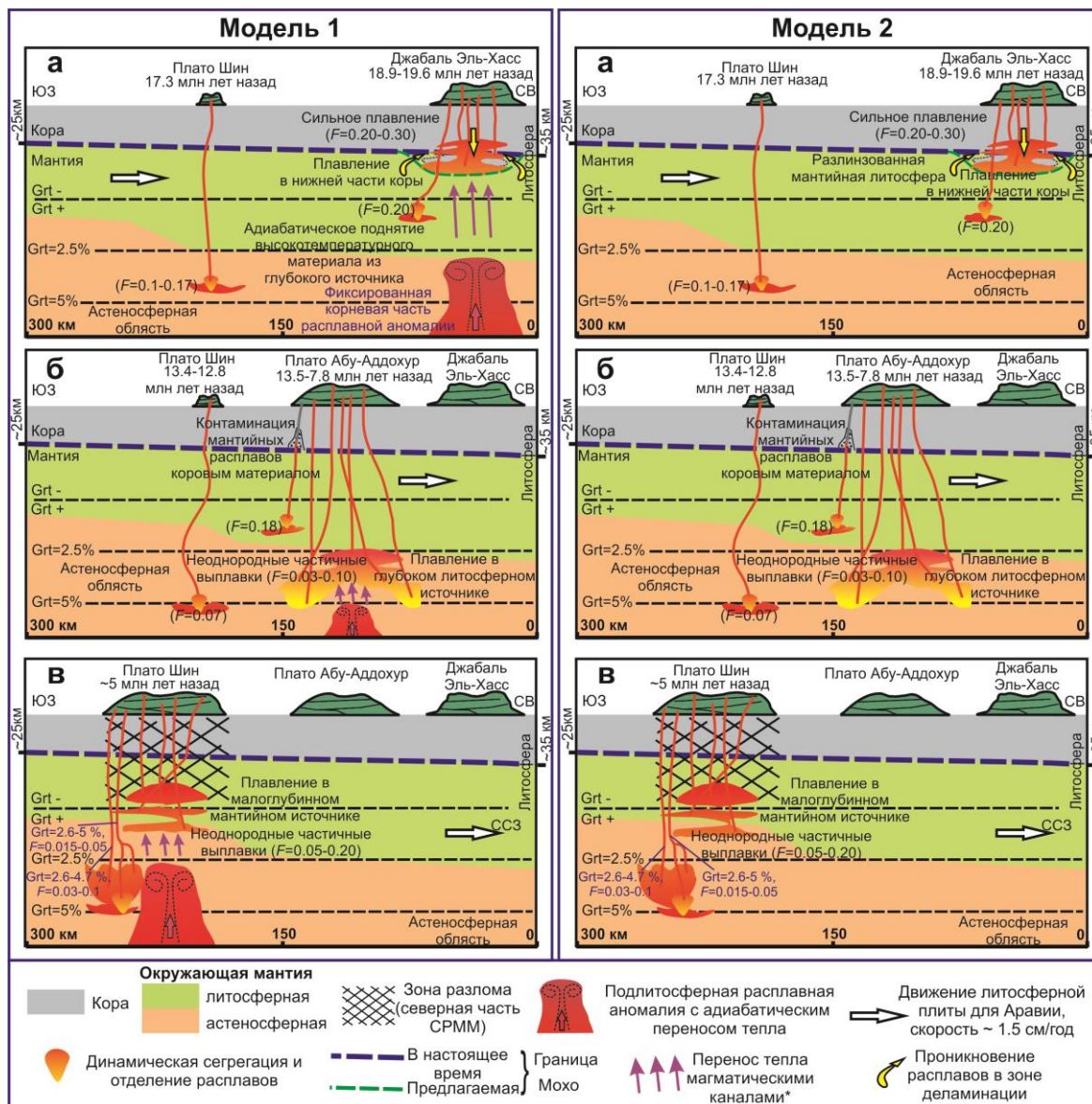
В обеих моделях магматические расплавы плато Джабаль Эль-Хасс характеризуются высокой степенью частичного плавления безгранатового источника (рис. 10а,г), расплавы плато Абу-Аддохур – низкой степенью частичного плавления при высоком содержании граната (рис. 10б,д) и магма плато Шин характеризуется средней степенью частичного плавления, гранатовым источником и также средней глубиной источника

относительно источников магмы Джабаль Эль-Хасс и плато Абу-Аддохур (рис. 10в,ж). Промежуточные характеристики источника магмы плато Шин могут объясняться расположением вулканического плато Шин в зоне северной части СРММ и относительно малой толщиной литосферы.



**Рис. 9.** Диаграмма  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для вулканических пород Сирии. Граница составов ELMU (Elevated  $\mu$ ) и HIMU (High  $\mu$ ) из работы (Rasskazov et al., 2020). Для расчета возраста источников вулканических пород использованы данные из работ (Krienits et al., 2006, 2009; Ma et al., 2011). Усл. обозн. см. рис. 4. Зелеными кружками показаны составы вулканических пород районов Евфрат, Хасаке и крайнего северо-востока Сирии.

**Fig. 9.** Diagram  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  for volcanic rocks from Syria. Boundary of the ELMU (Elevated  $\mu$ ) and HIMU (High  $\mu$ ) compositions are from (Rasskazov et al., 2020). For age calculation of volcanic rock sources, data from (Krienits et al., 2006, 2009; Ma et al., 2011) are used. Symbols are as in Fig. 4. Green circles show compositions of volcanic rocks from the Euphrate, Hasakah, and the extreme north-eastern areas of Syria.



**Рис. 10.** Модели источников пород вулканической прогрессии плато Джабаль Эль-Хасс, Абу-Аддохур и Шин. *а–в* и *г–ж* – последовательные эпизоды плавления, соответственно, в моделях 1 и 2. Показана приблизительная глубина границы Мохо (Seber et al., 1997). Вовлечение в магмообразование однородной (астеносферной) мантии спровоцировано импульсом сжатия литосферы. *F* – степень частичного плавления.

**Fig. 10.** Models of volcanic rock sources from progression of the Jabal Al-Hass, Abu Addohur, and Shin plateaus. *a–b* and *г–ж* are successive melting episodes, respectively, in models 1 and 2. The approximate depth of the Moho boundary is shown after (Seber et al., 1997). Involvement in magma generation of a homogeneous (asthenospheric) mantle is provoked by an impulse of the lithosphere compression. *F* is the degree of partial melting.

### Заклучение

Вулканические породы Западного Прибайкалья и Сирии имеют сходные геохимические характеристики источников, свидетельствующие о сходных механизмах глубинного магмообразования.

В Западном Прибайкалье выявлена пространственная смена (с запада на восток) источников вулканических пород Быстринской зонами с низким содержанием клинопироксена источниками вулканических пород Камарской и Становой зон с высоким содержанием клинопироксена, сопровождающаяся

уменьшением глубины (от гранатовой к безгранатовой фации) и усилением плавления. В разных районах Сирии для ранних (олигоцен-миоценовых) вулканических пород определены источники, подобные источникам вулканических пород Камарской и Становой зон Западного Прибайкалья, а для поздних (позднеплиоценовых и четвертичных) лав – источники, подобные источникам вулканов Быстринской зоны. В вулканической прогрессии плато Джабаль Эль-Хаас – Шин ранние (раннемиоценовые) и поздние (рубежа миоцена и плиоцена) лавы принадлежали к источникам, подобным источникам вулканических пород Камарской и Становой зон Западного Прибайкалья, а лавы середины прогрессии – к источникам, подобным источникам вулканов Быстринской зоны. С учетом характера тектонического развития территорий в позднем мезозое и кайнозое, компонентный состав излившихся расплавов интерпретируется в рамках модели деляминации утолщенной литосферы. Вулканизм Западного Прибайкалья проявился в обстановке трансформации, наложенной на ороген и сменившейся обстановкой сочетания сжатия в Центрально-Азиатской орогенной системе (производного Индо-Азиатской конвергенции) с растяжением в Байкальской рифтовой системе. Развитие вулканизма Сирии связывается с деформационным полем конвергентного взаимодействия Аравийской плиты и Евразии, в котором оформились структуры Левантийского бассейна и системы разломов Мертвого моря.

Деляминация литосферы Западного Прибайкалья, получившая развитие при переходе от Южно-Байкальской впадины к инверсионной части Тункинской долины, подтверждается данными сейсмической томографии. Деляминация литосферы Сирии предполагается пока только по геохимическим характеристикам вулканических пород.

### **Благодарности**

Для определения микроэлементов использовался масс-спектрометр Agilent 7500ce ЦКП «Ультрамикроанализ» Лимнологического института СО РАН.

### **Литература**

Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона // Литосфера. 2021. Т. 21, № 4. С. 517–545.

Логачев Н.А. Вулканические и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 183 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.

Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девршер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007, № 2. С. 21–32.

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В., Хритова М.А., Трынкова Д.С., Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф. Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа – Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесеismicким данным // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 1. С. 85–103. doi:10.5800/GT-2016-7-1-0198.

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Кобелева Е.А., Трынкова Д.С. Скоростное строение южной окраины Сибирского кратона и его складчатого окружения по объемным волнам далеких землетрясений // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. 2017. Т. 4, № 1. С. 37–41.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Новейшая мантийная геодинамика Центральной Азии. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2013. 308 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фелелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012. 351 с.

Рассказов С.В., Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В., Кожевников В.М., Саньков В.А. Академик Н.А. Логачев и его научная школа: вклад в изучение кайнозойского континентального рифтогенеза // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. Т. 1, № 3. С. 209–224.

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский



вулкан: пространственно–временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013. Т. 4, № 2. С. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095

Семинский К.Ж., Борняков С.А., Добрынина А.А., Радзиминович Н.А., Рассказов С.В., Саньков В.А., Миалле П., Бобров А.А., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Семинский А.К., Чебыкин Е.П., Шагун А.Н., Герман В.И., Тубанов Ц.А., Улибят М. Быстринское землетрясение в Южном Прибайкалье (21.09.2020г., Mw=5.4): основные параметры, признаки подготовки и сопровождающие эффекты // *Геология и геофизика*. 2021. Т. 62, № 5. С. 727–743.

Скобло В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф., Лузина И.В. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

Шарков Е.В., Снайдер Г.А., Тейлор Л.А., Лазько Е.Е. Джерде Э., Хана С. Геохимические особенности астеносферы под Аравийской плитой по данным изучения мантийных ксенолитов четвертичного вулкана Тель-Данун, Сирийско-Иорданское плато, Южная Сирия // *Геохимия*. 1996. Т. 34, № 9. С. 819–835.

Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Лебедев В.А., Новиков В.М., Ханна С., Кхатиб К. Новые данные по геохронологии позднекайнозойских платобазальтов северо-восточной периферии Красноморской рифтовой области (Северная Сирия) // *Доклады РАН*. 1998. Т. 358. № 1. С. 96–99.

Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Леонов Ю.Г., Новиков В.М., Ханна С., Кхатиб К. Геохронология позднекайнозойских базальтов Западной Сирии // *Петрология*. 1994. Т. 2, № 4. С. 439–448.

Abdul-wahed M.K., Asfahani J. The recent instrumental seismicity of Syria and its implications // *Geofisica internacional*. 2018. V. 57, No. 2. P. 121–138.

ArRajehi A., McClusky S., Reilinger R., Daoud M., Alchalbi A., Ergintav S., Gomez F., Sholan J., Bou-Rabee F., Ogubazghi G., Haileab B., Fisseha S., Asfaw L., Mahmoud S., Rayan A., Bendik R., Kogan L. Geodetic constraints on present-day motion of the Arabian Plate: implications for Red Sea and Gulf of

Aden rifting // *Tectonics*. 2010. No. 29. P. TC3011, doi:10.1029/2009TC002482

Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., MacPherson C.G. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization // *J. Petrol.* 1997. V. 36. P. 1359–1390.

Bosworth W. Geological Evolution of the Red Sea: historical background, review and synthesis. In: Rasul NMA, Stewart ICF (eds) *The Red Sea* // *Springer Earth System Sciences*. 2015. P. 45–78.

Bosworth W., Burke K. Evolution of the Red Sea–Gulf of Aden rift system / In: Post PJ, Rosen NC, Olson DL, Palmes SL, Lyons KT, Newton GB (eds) // *Petroleum systems of divergent continental margin basins. Gulf Coast Section SEPM Foundation 25th Bob F. Perkins Annual Research Conference, Houston, 4–7 Dec. 2005. CD-ROM*, P. 342–372.

Brew G., Barazangi M., Al-Maleh A., Sawaf T. Tectonic and geologic evolution of Syria // *GeoArabia, Bahrain*. 20016. V. 6, No. 4. P. 573–616.

Brew G., Lupa J., Barazangi M., Sawaf T., Al-Imam A., Zaza T. Structure and tectonic development of the Dead Sea Fault System and Ghab Basin in Syria // *Journal of the Geological Society of London*. 2001a. V. 158. P. 665–674.

Capan U.Z., Vidal Ph., Cantagrel J.M. K–Ar, Nd, Sr and Pb isotopic study of Quaternary volcanism in Karasu Valley (Hatav), N end of Dead-Sea Rift zone in SE Turkey // *Yerbilimleri*. 1987. V. 14. P. 165–178.

Elkins-Tanton L.T. Continental magmatism caused by lithospheric delamination // *Plates, Plumes, and Paradigms*. (eds. G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Presnal and D.I. Anderson). Geological Society of America, Boulder, CO. 2005. P. 449–462.

England P., Molnar P. Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics // *Science*. 1997. V. 278. P. 647–650.

Freund R., Garfunkel Z., Zak I., Goldberg M., Weissbrod T., Derin B. The shear along the Dead Sea rift // *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*. 1970. V. 267, No. 1. P. 107–130.

Garfunkel Z. Tectonic setting of Phanerozoic magmatism in Israel // *Isr. J. Earth Sci.* 1989. V. 38. P. 51–74.

Giann'erini G., Campredon R., F'eraud G., Zakhem B. Deformations intraplaques et volcanisme associ'e: exemple de labordure NW de la plaque arabique au Cenozoique // *Bull. Soc. Geol. Fr.* 1988. V. 8. P. 937–947.

- Heimann A., Ron H. Geometric changes of plate boundaries along part of the northern Dead Sea transform: geochronologic and paleomagnetic evidence // *Tectonics*. 1993. V. 12. P. 477–491.
- Hofmann C., Courtillot V., Feraud G. et al. Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change // *Nature*. 1997. V. 389. P. 838–841.
- Ibrahim K.M., Tarawneh K., Rabba I. Phases of activity and geochemistry of basaltic dike systems in northeast Jordan parallel to the Red Sea // *J. Asian Earth Sci.* 2003. V. 21. P. 467–472.
- Ilani S., Harlavan Y., Tarawneh K., Rabba I., Weinberger R., Ibrahim K., Peltz S., Steinitz G. New K-Ar ages of basalts from the Harrat Ash Shaam volcanic field in Jordan: implications for the span and duration of the upper-mantle upwelling beneath the western Arabian plate // *Geology*. 2001. V. 29. P. 171–174.
- Kamal M.H. Syrian Regional Geology (1). Damascus university, 1998. No. 1. 382 p.
- Kay R.W., Kay S.M. Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*. 1993. V. 219. P. 177–189.
- Krienitz M.S., Haase K.M., Mezger K., Eckardt V., Shaikh-Mashail M.A. Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria // *Contrib Mineral Petrol.* 2006. V. 151. P. 698–716. DOI 10.1007/s00410-006-0088-1
- Krienitz M.-S., Haase K.M., Mezger K., van der Bogaard P., Tiemann V., Shaikh-Mashail M.A. Tectonic events, continental intraplate volcanism, and mantle plume activity in northern Arabia: Constraints from geochemistry and Ar-Ar dating of Syrian lavas // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2009. V. 10 (4). Q04008. Doi:10.1029/2008GC002254
- Lustrino M., Sharkov E.V. Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // *Journal of Geodynamics*. 2006. V. 42. P. 115–139.
- Ma G.S.K., Malpas J., Suzuki K., Lo Ch. H., Wang K.L., Iizuka K., Xenophontos C. Evolution and origin of the Miocene intraplate basalts on the Aleppo Plateau, NW Syria // *Chemical Geology*. 2013. V. 335. P. 149–171.
- Ma G. S.-K., Malpas J., Xenophontos C., Chan G. H.-N. Petrogenesis of latest Miocene-Quaternary continental intraplate volcanism along the Northern Dead Sea Fault System (Al Ghab-Homs volcanic field), Western Syria: Evidence for lithosphere-asthenosphere interaction // *J. Petrol.* 2011. V. 52 (2). P. 401–430.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz M.N., Veis G. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 5695–5719.
- McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Ben Sari D., Taeleb A. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 155. P. 126–138.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- McQuarrie N., Stock J.M., Verdel C., Wernicke B.P. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30, No. 20. 2036. Doi:10.1029/2003GL017992
- Mittlefehldt D.W. Genesis of cpx-amphibole xenoliths from Birket Ram: trace element and petrologic constraints // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 88. P. 280–287.
- Mor D. A time-table for the Levant Volcanic Province, according to K-Ar dating in the Golan Heights, Isr. // *J. Afr. Earth Sci.* 1993. V. 16. P. 223–234.
- Nasir S., Safarjalani A. Lithospheric petrology beneath the northern part of the Arabian plate in Syria: evidence from xenoliths in alkali basalts // *J. Afr. Earth Sci.* 2000. V. 30. P. 149–168.
- Netzeband G.L., Gohl K., Hubscher C.P., Ben-Avraham Z., Deghani G.A., Gajewski D., Liersch P. The Levantine Basin – crustal structure and origin // *Tectonophysics*. 2006. V. 418. P. 167–188.
- Quennell A.M. The western Arabia rift system. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* // Geological Society, London. 1984. Special Publication No. 17. P. 775–788.
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // *Minerals* 2020, 10 (9): 739.
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic

rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. V. 11, No. 5. P. 487.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33, No. 3. P. 267–309.

Rukieh M., Trifonov V.G., Dodonov A.E., Minini H., Ammar O., Ivanova T.P., Zaza T., Ysef A., Al-Shara M., Jobaili Y. Neotectonic map of Syria and some aspects of Late Cenozoic evolution of the

northwestern boundary zone of the Arabian plate // *J. Geodyn.* 2005. V. 40. P. 135–256.

Seber D., Vallvé M., Sandvol E., Steer D., Barazangi, M. Middle East Tectonics: Applications of Geographic Information Systems (GIS) // *GSA Today*. 1997. V. 7, No. 2. P. 1–6.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.

**Аило Юссеф,**

старший лаборант, аспирант,  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет,  
геологический факультет,  
Университет Аль-Фурат, г. Дейр-эз-Зор,  
Сирия,

email: youseph.gh.g@gmail.com.

**Рассказов Сергей Васильевич,**

доктор геолого-минералогических наук,  
профессор, зав. лабораторией, зав. кафедрой,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет,  
геологический факультет,  
email: rassk@crust.irk.ru.

**Ясныгина Татьяна Александровна,**

кандидат геолого-минералогических наук,  
старший научный сотрудник,  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
email: ty@crust.irk.ru.

**Чувашова Ирина Сергеевна,**

кандидат геолого-минералогических наук,  
старший научный сотрудник,  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет,  
геологический факультет,  
доцент,

email: chuvashova@crust.irk.ru.

**Ailo Youssef,**

Senior Laboratory Assistant, Postgraduate Student,

664033 Irkutsk, ul. Lermontova, d. 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
Al-Furat University, Deir ez-Zor, Syria,  
email: youseph.gh.g@gmail.com.

**Rasskazov Sergei Vasilyevich,**

Doctor of Geological and Mineralogical Sciences,

Professor, Head of laboratory, Head of Chair,  
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
email: rassk@crust.irk.ru.

**Yasnygina Tatyana Aleksandrovna,**

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher,  
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
email: ty@crust.irk.ru.

**Chuvashova Irina Sergeevna,**

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher,  
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
Assistant Professor,  
email: chuvashova@crust.irk.ru.