

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА, ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА И ПРОТОЛИТЫ ГРАНУЛИТОВ ЛАРБИНСКОГО БЛОКА ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**А.В. Юрченко¹, Ш.К. Балтыбаев^{1,2}, Ю. Р. Волкова³, Е.С. Мальчушкин³**¹ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова д. 2, г. Санкт-Петербург, 199034; e-mail: yurchenko-nastya@yandex.ru²ФГБОУВО Санкт-Петербургский государственный университет Институт наук о Земле, Университетская наб. д. 7–9, г. Санкт-Петербург, 199034³ОСП «Амургеология» АО «ДВ ПГО», пер. Чудиновский 15, г. Благовещенск, 675029

Поступила в редакцию 13 сентября 2023 г.

В статье рассматриваются вопросы, касающиеся первичной природы и метаморфизма гнейсов Ларбинского блока Джугджуро-Становой складчатой области, основанные на изучении вещественного состава супракрустальных пород. *PT*-условия наиболее высокотемпературных и высокобарических метаморфических преобразований пород Ларбинского блока оцениваются как $P = 6.5–8.5$ кбар и $T > 800$ °С. Относительно низкотемпературные гранат-биотитовые, гранат-биотит-хлоритовые минеральные парагенезисы сформировались на регрессивной стадии метаморфизма при $\sim 4–6$ кбар и температуре до 500–600 °С. Широкий диапазон составов парагнейсов указывает на существование протолитов разного состава у изученных гнейсов. Ларбинские метаосадочные породы в целом имели слабо и умеренно выветрелые источники сноса. Большая часть составов парагнейсов локализуется в поле хлорит-монтмориллонитовых, монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистых и хлоритовых глин, образовавшихся при разрушении базитового субстрата. Пониженная щелочность в сочетании с высоким содержанием MgO свидетельствует о присутствии в детритовом материале продуктов эрозии пород с существенной примесью вулканогенного материала основного состава. Мигматизация пород является наиболее существенным фактором, искажающим реконструкцию составов исходной породы.

Ключевые слова: парагнейсы, протолит, метаморфизм, *PT*-параметры, источник, реконструкция, Ларбинский блок, Джугджуро-Становая складчатая область.

ВВЕДЕНИЕ

Происхождению и условиям образования гранулитов Ларбинского блока Иликанской зоны Джугджуро-Становой складчатой области [3] уделено сравнительно немного внимания. В опубликованных работах [3, 4, 6–8, 12, 15, 18, 20, 39 и др.] сведения о первичной природе пород и термодинамических режимах их метаморфических изменений скудны или противоречивы. Например, природа гранулитовых блоков Джугджуро-Становой складчатой области, подобных Ларбинскому блоку, трактуется одними исследователями как выступы фундамента, в то время как другие рассматривают гранулиты как реститы пород, сохранившиеся при метаморфических преобразованиях [9, 13, 18, 20]. Разрозненные и фрагментарные сведения публикуются также о *PT*-параметрах образования гра-

нулитов. В ранних работах [12] сведения об образовании пород в условиях гранулитовой фации метаморфизма базируются преимущественно на минеральном составе и встречающихся в них парагенезисах, а *PT*-оценки ограничены возможностями и уровнем термобарометрии тех лет. В более поздней литературе также в основном приводятся сведения о петрографическом составе пород Ларбинского блока, а *PT*-режим метаморфизма характеризуется только значениями оценок давления и температуры, без уточнения способов их получения и без представления аналитических данных для таких оценок [3, 7].

Ларбинский блок может рассматриваться как эталонный объект, содержащий глинозёмистые гнейсы, претерпевшие метаморфизм в гранулитовой фации. В этой связи представляется крайне важным

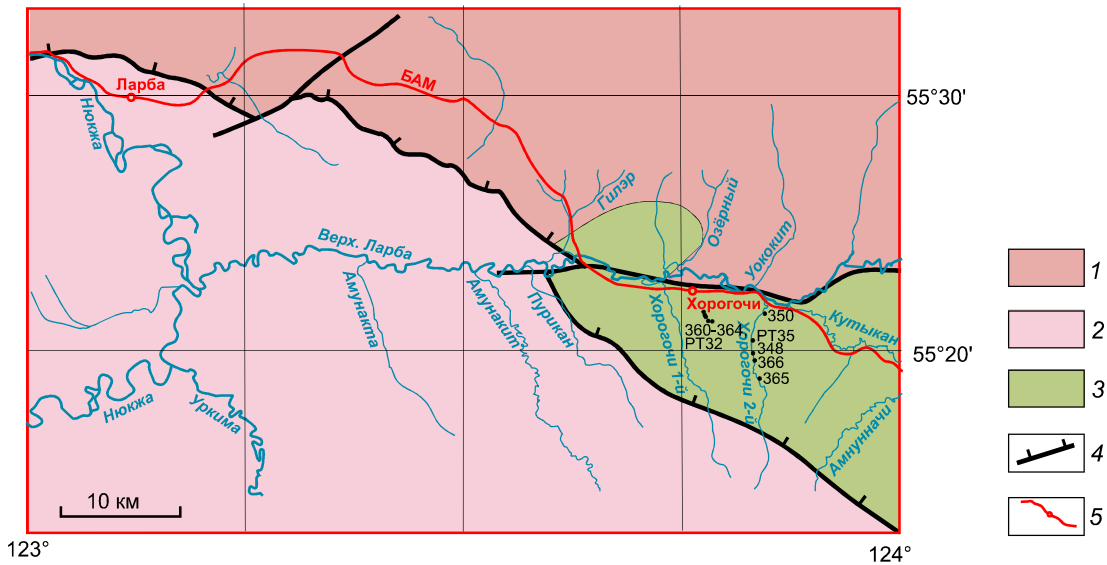


Рис. 1. Схематическое тектоническое районирование Иликанской зоны по материалам ОСП Амургеология.

Показан участок в среднем течении р. Ларба и места и номера отбора образцов для изучения. 1 – Эльгаканский террейн, 2 – Иликанский террейн, 3 – Ларбинский террейн, 4 – Хорогочинский надвиг, 5 – железная дорога.

получение детальной информации о протолите и метаморфизме этих гнейсов, что еще недостаточного освещено в геологической литературе. Для восполнения такого пробела мы провели полевые исследования и отбор материала на участке «Хорогочи», в пределах которого обнажаются высокоглиноземистые гнейсы Ларбинского блока. В предлагаемой статье рассматриваются вопросы, касающиеся первичной природы гранулитов Ларбинского блока, на основе изучения вещественного состава изученных супракрустальных пород. Для уточнения особенностей состава и условий формирования гранулитов делается попытка расшифровки первичной природы пород на основе анализа авторских петро- и геохимических данных, а для оценки *PT*-параметров метаморфизма пород производится моделирование метаморфического минералообразования методом минимизации энергии Гиббса.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЛОЖЕНИЯ ЛАРБИНСКОГО БЛОКА В СТРУКТУРАХ РЕГИОНА

Вопросы геологического строения и история развития Джугджуро-Становой складчатой области, расположенной в северо-восточной части Центрально-Азиатского супертеррейна, рассматриваются в ряде работ [1, 3, 7, 12, 15].

Пока нет общепринятой схемы тектонического районирования области, где распространены породы Ларбинского гранулитового блока. На готовящейся к изданию Государственной геологической карте масштаба 1:200 000 этого региона в районе реки Верхняя

и Средняя Ларба выделяются Эльгаканский, Иликанский и Ларбинский террейны (рис. 1). Тектоническая принадлежность пород Ларбинского блока к Тындинскому террейну описывается в работе [21], согласно которой в этом террейне присутствуют архейские образования двух комплексов: станового и ларбинского, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, соответственно. Ларбинский гранулитовый комплекс рассматривается в виде небольших тектонических блоков, ограниченных разломами северо-западного простирания [44]. Наряду с гранулитами предполагается наличие среди них «тектонических клиньев» метаморфизованных вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород раннепротерозойского возраста (гилюйский комплекс), которые рассматриваются как фрагменты зеленокаменных поясов [14, 22].

В ларбинский комплекс включают эндербиты и амфибол-биотитовые гнейсы, хлорит-амфиболовые сланцы, переслаивающиеся с пироксеновыми гнейсами и кинцититами, известково-силикатные породы, мраморы и кварциты, включая железистые, а степень метаморфизма этих пород оценивают как соответствующую гранулитовой фации повышенных и высоких давлений [10].

Возраст циркона из включения в гранате гранат-биотит-силлиманит-кордиеритового гнейса 2585 ± 20 млн лет интерпретируется как указывающий на время гранулитового метаморфизма [2]. Однако есть точка зрения [44], что эта оценка не времени метаморфизма, а датировка возраста пород источни-

ков, из которых формировались протолиты парагнейсов. Следует добавить, что пока нет однозначного решения этого вопроса: в большей степени в литературе приводятся [2, 3, 5, 7, 11, 15, 44] сведения о времени метаморфизма и возрасте пород, основанные только на различных интерпретациях небольшого числа геохронологических данных, часто полученных непосредственно по метаморфическим породам Ларбинского блока.

Официально изданная Государственная геологическая карта и пояснительная записка к ней («Геологическая карта бассейнов рек Нюкжи, Верх. Ларбы, Бол. Ольдоя и Джелтулы», 1:50 000, 1981–87 гг. Фонды Мингео СССР, ВСЕГЕИ) хотя и содержат разнообразный и интересный фактический материал, но все же вызывают затруднения в полномесном использовании их в научных целях, поскольку присутствует неоднозначность схем корреляций или классификации пород и т.п. Не содержится в них также сведений о геохронологии рассматриваемых в настоящей статье пород.

МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения вещественного состава супракристаллических пород Ларбинского блока использована коллекция образцов, отобранная авторами в период полевых работ 2018–2019 гг. совместно с коллегами из ОСП «Амургеология» АО «ДВ ПГО», работавших в рамках проекта по составлению Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 листа N-51-IV (Ларба). Серия образцов (около 30) взята из девяти обнажений в районе р. Средняя Ларба (рис. 1).

Содержание химических элементов в породах анализировалось рентгеноспектральным флуоресцентным анализом (XRF, Центральная лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик В.Н. Кириллов). Анализируемую пробу смешивали с флюсом (50 % метабората лития и 50 % тетрабората лития) в отношении 1:9 и затем плавляли в золото-платиновых тиглях. Анализ выполнялся для спрессованных плавленых таблеток весом 4 г. Нижний предел определения оксидов от 0.01–0.03 вес.%. Анализы изученных пород приведены в табл. 1.

Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, Центральная лаборатория ВСЕГЕИ, аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов) применялась для многоэлементного анализа породообразующих компонентов и элементов-примесей в породах. Порошкообразные пробы предварительно переводились в раствор с последующим прямым разложением смесью кислот или кислотным разложением сплава порошка пробы с метаборатом или тетраборатом ли-

тия. Для сплавления использовались муфельные печи и платиновые или графитовые тигли. Анализ производится на масс-спектрометрах с дополнительной квадрупольной системой для обеспечения понижения фона системы и снижения пределов обнаружения элементов. Нижние пределы определения различных химических элементов составляют 0.0005–0.08 ppm. Анализы изученных пород приведены в табл. 2.

Микрозондовые исследования минералов в полированных шлифах были произведены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 JEOL (ИГГД РАН, аналитик О.Л. Галанкина). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. В качестве стандартных образцов состава использованы природные минералы, чистые оксиды и металлы. Предел обнаружения определяемых элементов – 0.1 вес.%. Химический состав изученных минералов приведен в Приложении 1*.

Моделирование метаморфического минералообразования производилось на основе петрологической программы THERIAK-DOMINO [31, 32] с использованием модифицированной (<http://titan.minpet.unibas.ch/>) термодинамической базы данных минералов [26, 27] и твердых растворов [28, 29]. В расчетах использовалась система MnTiNCKFMASH (MnO-TiO₂-Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂). Фазовые равновесия рассчитывались для активности воды, равной 1. В качестве исходных данных брались химические составы метапелитов Ларбинского блока (табл. 1).

Наряду с моделированием минералообразования для *PT*-оценок параметров метаморфизма глиноземистых гнейсов мы использовали минеральные геотермобарометры, основанные на равновесиях минералов переменного состава (гранат, кордиерит, биотит, плагиоклаз), для которых по петрографическим наблюдениям предполагались равновесные взаимоотношения. Перечень геотермобарометров с указанием авторства приводится ниже.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ниже приводятся результаты петрологического и петрохимического изучения каменного материала. Основное внимание уделяется определению *PT*-параметров метаморфизма глиноземистых гнейсов с использованием различных методов, а также рекон-

*Приложение 1, 2 на сайте журнала

http://itig.as.khb.ru/POG/2024/n_2

Таблица 1. Химические составы гнейсов Хороголинского участка Ларинского бока и петрохимические модули к ним.

№ образца	348		348-1		348-8		РТ35-10-2		348-4		348-5		348-5*		359		359-5		360		360-1		РТ32-1		РТ32-2		РТ32-3		РТ32-4		РТ32-5		361		
	1	1	1	1	1	1	2	2	3	3	3	3	3	3	2	2	2	2	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4			
Минеральный парагенезис	Grt-Bt-Qtz-Pl-Chl	Grt-Kfs-Ab-Pl-Sil	Qtz-Bt-Crd-Rt	Grt-Bt-Sil-Pl-Kfs	Chl-Ms-Qz-Rt	Grt-Bt-Sil-Pl-Kfs	Grt-Bt-Pl-Qz-Chl	Rt	Grt-Bt-Pl-Qz-Chl	Rt	Grt-Bt-Crd-Sil-Pl	Kfs-Spl-Qz-Rt	Grt-Bt-Crd-Sil-Pl	Kfs-Spl-Qz-Rt	Grt-Bt-Crd-Sil-Pl	Kfs-Spl-Qz-Rt	Grt-Pl-Kfs-Qz-Bt	Sil-Rt	Grt-Bt-Pl-Qz-Rt	Grt-Bt-Pl-Kfs-Qz	Rt	Grt-Bt-Pl-Kfs-Qz	Grt-Bt-Pl-Kfs-Qz	Ms-Sil-Rt	Grt-Bt-Pl-Kfs-Qz	Ms-Chl-Sil-Rt	Grt-Bt-Pl-Kfs-Qz	Ms-Chl-Sil-Rt	Grt-Bt-Pl-Kfs-Qz	Ms-Chl-Sil-Rt	Grt-Bt-Pl-Kfs-Qz	Ms-Chl-Sil-Rt	Grt-Bt-Sil-Crd-Pl	Kfs-Qz-Spl-Rt	
	53.90	50.80	55.80	55.80	55.80	65.60	71.90	71.90	71.21	65.80	60.90	65.60	66.80	68.10	66.80	66.20	66.80	66.80	66.80	68.10	68.10	66.80	66.20	66.80	66.80	66.80	66.20	66.80	66.20	66.80	66.20	66.80	66.20	66.80	66.20
TiO ₂	1.22	0.60	0.91	0.91	0.91	0.59	0.48	0.51	0.65	0.62	0.56	0.62	0.65	0.65	0.57	0.57	0.56	0.56	0.65	0.65	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62
Al ₂ O ₃	18.60	17.50	23.60	19.10	19.10	18.50	13.40	13.44	15.80	18.20	16.10	16.10	14.70	14.70	15.30	16.10	16.10	16.10	14.70	14.70	16.10	16.10	16.10	16.10	16.10	16.10	16.10	16.10	16.10	16.10	16.10	16.10	16.10	16.10	16.10
FeOt	13.10	15.60	10.20	11.30	11.30	5.60	5.91	5.69	8.26	8.25	7.76	6.47	7.12	7.12	7.56	7.21	7.76	7.76	7.12	7.12	7.56	7.21	7.56	7.56	7.56	7.56	7.56	7.56	7.56	7.56	7.56	7.56	7.56	7.56	7.56
MnO	0.18	0.26	0.16	0.18	0.18	0.04	0.11	0.11	0.09	0.10	0.10	0.07	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	
MgO	6.28	6.46	4.74	4.66	4.66	3.09	2.56	2.54	3.25	3.66	2.90	2.57	2.95	2.95	3.01	2.73	3.01	2.90	2.95	2.95	3.01	2.73	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	3.01	
CaO	2.38	1.36	1.26	3.22	3.22	1.12	2.68	2.77	1.97	1.83	2.17	1.60	1.92	1.92	2.39	2.41	2.17	2.17	2.42	2.42	2.39	2.41	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	
Na ₂ O	2.11	0.97	1.81	2.84	2.84	1.33	0.65	0.73	1.84	2.03	1.95	1.98	1.98	1.98	2.41	2.41	1.95	1.95	2.42	2.42	2.39	2.41	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39	2.39
K ₂ O	1.83	2.49	4.84	1.54	1.54	3.38	0.65	0.73	2.16	2.88	2.38	3.49	1.41	1.41	2.12	2.46	2.38	2.38	1.41	1.41	2.12	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46	2.46
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.13	0.20	0.03	0.03	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.12	0.12	0.13	0.03	0.03	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
ppp	0.16	0.90	1.24	0.20	0.20	0.64	0.42	0.36	0.05	1.34	0.38	0.24	0.39	0.39	0.31	0.30	0.38	0.38	0.39	0.31	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
Сумма	99.8	100.0	99.6	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.8	99.9	100.0	99.9	99.9	99.9	99.8	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.8	99.8	99.9	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8	99.8
ГМ**	0.61	0.63	0.69	0.56	0.56	0.38	0.28	0.28	0.38	0.45	0.37	0.35	0.33	0.33	0.35	0.36	0.37	0.35	0.33	0.33	0.35	0.36	0.36	0.35	0.35	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36	0.36
ЖМ	0.67	0.88	0.42	0.57	0.57	0.30	0.43	0.42	0.51	0.44	0.47	0.39	0.47	0.47	0.48	0.44	0.47	0.47	0.47	0.47	0.48	0.44	0.44	0.48	0.48	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44
ФМ	0.36	0.41	0.30	0.29	0.29	0.13	0.12	0.12	0.18	0.20	0.16	0.14	0.15	0.15	0.16	0.15	0.16	0.16	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
АМ	0.35	0.33	0.46	0.34	0.34	0.28	0.19	0.19	0.24	0.30	0.25	0.24	0.22	0.22	0.23	0.24	0.25	0.25	0.22	0.22	0.23	0.24	0.24	0.23	0.23	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24	0.24
ТМ	0.07	0.03	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
НКМ	0.21	0.20	0.28	0.23	0.23	0.25	0.18	0.23	0.25	0.27	0.27	0.34	0.26	0.26	0.29	0.30	0.27	0.27	0.34	0.26	0.26	0.29	0.30	0.29	0.29	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
ЦМ	1.15	0.39	0.37	1.84	1.84	0.39	2.77	3.22	0.85	0.70	0.82	0.57	1.72	1.72	1.13	0.98	0.82	0.82	1.72	1.72	1.13	0.98	0.98	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13
СIA	71	76	72	67	67	73	69	65	69	69	67	65	67	67	67	67	67	67	65	67	67	67	67	67	67	67	67	67	67	67	67	67	67	67	67
СIW	77	86	85	72	72	85	71	68	77	78	76	77	72	72	74	75	76	76	77	72	74	75	75	74	74	74	75	75	75	75	75	75	75	75	75
IVC	1.46	1.59	1.01	1.29	1.29	0.82	1.06	1.09	1.15	1.06	1.11	1.04	1.13	1.13	1.06	1.13	1.11	1.11	1.04	1.13	1.13	1.06	1.06	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13
PIA	79	87	86	74	74	86	74	71	78	80	77	78	75	75	77	77	77	77	78	75	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77
XAI	0.30	0.23	0.27	0.36	0.36	0.35	0.47	0.63	0.34	0.34	0.35	0.28	0.36	0.36	0.31	0.32	0.35	0.35	0.28	0.36	0.31	0.32	0.32	0.31	0.31	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	
XFe	0.47	0.50	0.47	0.57	0.57	0.44	0.49	0.55	0.52	0.48	0.53	0.51	0.57	0.57	0.58	0.59	0.53	0.53	0.51	0.57	0.58	0.59	0.59	0.58	0.58	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	

Примечание. * Хемогиты – по [24]; 1 – нормопсевдогидролизит, 2 – нормопсевдоциалит, 3 – нормосилит, 4 – алкалит. ** Петрохимические индексы: ГМ – [(Al₂O₃+TiO₂+FeO)+MnO]/SiO₂; ЖМ – [(FeO+MnO)/(TiO₂+Al₂O₃)]; ФМ – [(FeO+MnO+MgO)/SiO₂]; АМ – [Al₂O₃/SiO₂]; НКМ – [(Na₂O+K₂O)/Al₂O₃]; ЦМ – [(Na₂O+K₂O)] по [24]; СIA – [Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)]x100 по [41, 42]; CIW – [Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO+Na₂O)]x100; IVС – [(Fe₂O₃+K₂O+Na₂O+CaO+MgO+TiO₂)/Al₂O₃] по [30]; PIA – [(Al₂O₃-K₂O)/(Al₂O₃+CaO+Na₂O-K₂O)]x100 по [36]; XAI – [(Al₂O₃-3K₂O)/(Al₂O₃-3K₂O+FeO+MgO+MnO)]; XFe – [FeO/(FeO+MgO+MnO)].

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов в гнейсах Хорогочинского участка Ларбинского блока (ppm).

№ образца	348	361	348-1	348-8	PT35-10-2	348-4	348-5	359	359-5	360	360-1	PT32-1	PT32-2	PT32-3	PT32-4	PT32-5
La	38.6	75.8	30.7	32.1	33.8	35.1	36.5	34.8	33.7	36.1	43.8	34.1	27.6	26.1	24.5	39.6
Ce	71.4	155	50	52.7	62	68.1	73.6	70.2	66.1	71.5	86.1	68.4	51.6	47.8	47	78
Pr	7.34	16.9	5.13	5.19	6.56	7.58	8.11	7.48	7.05	7.42	8.78	7.55	5.52	5.1	5.36	8.64
Nd	24.7	67.1	17.9	16.6	22.7	27.1	29	28.5	25	26.7	31.9	27.6	19.1	18.6	18.2	31.1
Sm	4.71	10.8	5.25	3.73	4.76	4.41	4.43	4.66	4.39	4.52	4.59	4.66	3.64	3.19	2.82	4.4
Eu	1.18	2.39	1.21	1.76	1.22	1.14	1.14	1.08	1.42	1.36	1.5	1.04	0.89	1.08	1.36	1.76
Gd	5.76	7	7.39	4.56	6.58	3.89	3.14	4.31	4.1	4.34	4.11	4.22	3.27	3.76	2.24	2.7
Tb	1	0.71	1.46	0.85	1.05	0.48	0.47	0.6	0.59	0.6	0.59	0.55	0.48	0.57	0.34	0.31
Dy	5.86	1.89	9.04	5.14	7.23	2.45	2.5	3.35	3.2	3.62	2.92	2.72	2.86	3.73	1.35	1.07
Ho	1.19	0.2	1.75	1.08	1.52	0.42	0.59	0.7	0.67	0.72	0.56	0.55	0.52	0.77	0.27	0.17
Er	2.96	0.39	4.18	2.65	4.35	0.9	1.48	1.83	1.9	2.25	1.59	1.66	1.62	2.14	0.65	0.55
Tm	0.33	0.059	0.55	0.37	0.74	0.14	0.2	0.29	0.3	0.34	0.26	0.31	0.29	0.35	0.13	0.071
Yb	2.91	0.43	4.02	2.61	3.72	0.74	1.66	1.84	2.07	2.23	1.72	1.57	1.49	1.55	0.7	0.43
Lu	0.33	0.056	0.48	0.35	0.62	0.16	0.19	0.27	0.23	0.31	0.21	0.23	0.24	0.28	0.12	0.071
(La/Yb) _n	9	119	5	8	6	32	15	13	11	11	17	15	12	11	24	62
(Gd/Yb) _n	1.6	13.1	1.5	1.4	1.4	4.2	1.5	1.9	1.6	1.6	1.9	2.2	1.8	2.0	2.6	5.1
Eu/Eu*	0.7	0.8	0.6	1.3	0.7	0.8	0.9	0.7	1.0	0.9	1.0	0.7	0.8	1.0	1.6	1.5
Ce/Ce*	1.0	1.0	0.9	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.9	0.9	1.0
ЛРЗЭ/ТРЗЭ	2.9	13.2	1.5	2.5	2.0	6.5	5.9	4.4	4.1	4.0	5.7	4.7	4.0	3.0	6.6	12.5
Σ РЗЭ	168	339	139	130	157	153	163	160	151	162	189	155	119	115	105	169

Примечание. Названия пород представлены в табл. 1.

струкции возможного протолита (-ов) на основе содержания индикаторных химических элементов в породах.

Метаморфизм глиноземистых гнейсов

В Ларбинском блоке одними из основных представителей супракрустальных метаморфических пород являются глиноземистые гнейсы (метапелиты). Они отличаются от пород метабазитового состава присутствием в разном сочетании таких минералов, как гранат, кордиерит, силлиманит, калиевый полевой шпат. Структура пород разноминеральная, порфириобластовая, местами лепидо- и лепидонематогранобластовая. Текстура обычно гнейсовидная, часто полосчатая или пятнистая из-за скопления порфириобластов граната (рис. 2). Полосчатость в метапелитах связана либо с появлением мигматитовых прожилков, либо с интенсивной бластомилонитизацией (рис. 2, в), которая отмечается локально.

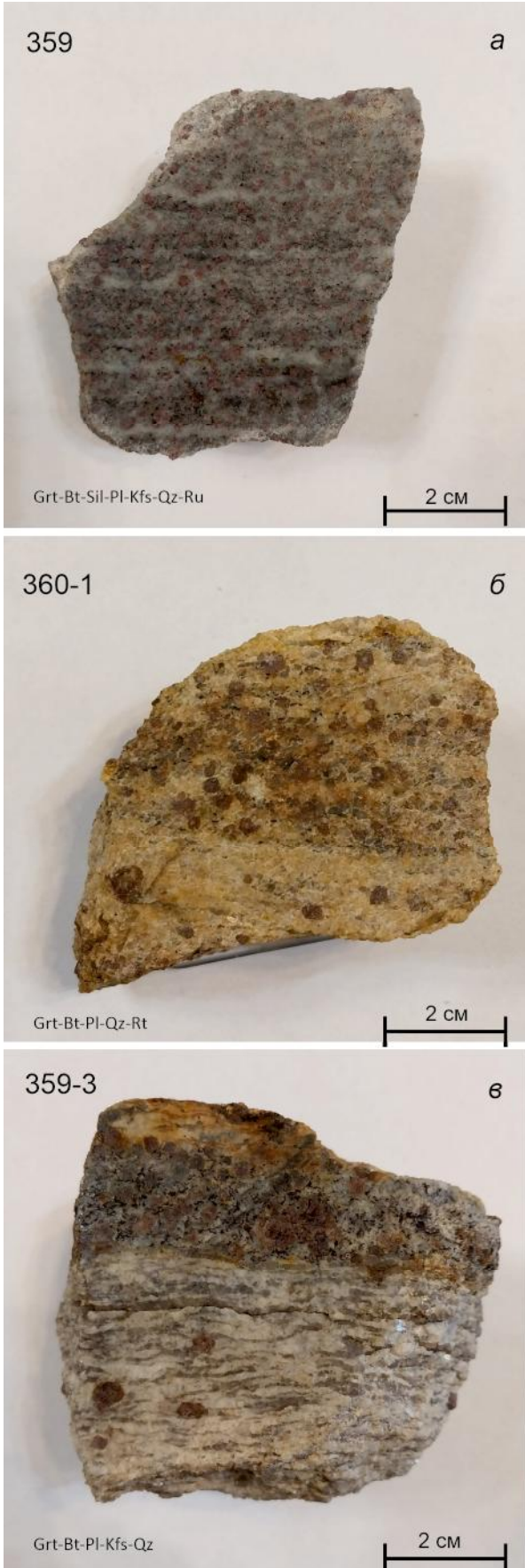
Наиболее характерный минеральный парагенезис метапелитов – $Grt^* + Bt \pm Sil \pm Crd \pm Kfs + Pl + Qz$. Более поздние минералы представлены мусковитом, серицитом, бледно-зеленым хлоритом, поздним

слабоокрашенным биотитом. Появление последних связано с регрессивными метаморфическими изменениями метапелитов. Как акцессорные минералы в метапелитах присутствует ильменит, циркон, рутил, монацит; изредка встречается шпинель в виде включения в некоторых порфириобластах граната.

На фотографиях (рис. 3) показаны некоторые структурно-текстурные особенности глиноземистых гнейсов, главные породообразующие минералы которых кратко охарактеризованы ниже.

Гранаты метапелитов имеют слабую зональность: к краю зерен наблюдается рост содержания альмандина, снижение гроссуляра и пирропа. Преимущественные компоненты граната – пирроп (до 30–35 %) и альмандин (до 65 %), спессартина либо нет, либо его содержится незначительно (до 1–2 %). Несмотря на то, что в некоторых в шлифах метабазитов наблюдаются две генерации граната (но при этом их химические составы заметно не отличаются), в метапелитах петрографическими методами их не удается выделить. Количество граната в метапелитовой породе может достигать 15–20 об. %, что также типично для метабазитов, в которых на долю граната второй генерации (обнаруживаемой в виде кайм по пироксенам) приходится 1–2 об. %.

*Все сокращенные названия минералов здесь и далее даны по [51].



Биотиты метapelитов имеют варьирующие составы, заметные иногда в пределах отдельных шлифов. Наблюдаемые вариации магнезиальности или в содержании TiO_2 связаны с регрессивными метаморфическими изменениями пород. Например, в матрице метapelита зерна биотита содержат TiO_2 2,5–7 вес.%, а в замещающем гранат позднем биотите содержание TiO_2 резко падает до 0–1 вес.%. Также для таких поздних биотитов характерно увеличение железистости.

Плагиоклазы в метapelитах обычно среднего и кислого состава (андезин или олигоклаз). Наиболее кислый плагиоклаз (до альбита) встречен в виде пертитовых включений в калиевом полевошпате, а наиболее основной (но при этом не выше An40) – в виде включения в порфиробласте граната.

Калиевый полевошпат в метapelитах либо содержит многочисленные пертиты, либо, представлен ортоклазом с примесью альбитового компонента, содержание которого иногда достигает 10–15 %.

Для выяснения термодинамических параметров метаморфизма обратимся к диаграммам, иллюстрирующим твердофазовые равновесия в метapelитах разного состава в координатах P - T и P - X , T - X (рис. 4, а–г, Приложение 1).

Из 16 образцов метapelитов были выбраны гнейсы с наиболее информативными минеральными составами, для которых методом минимизации энергии Гиббса были рассчитаны минеральные равновесия и определены соответствующие им PT -параметры условий образования. Ниже дается краткая петрографическая характеристика ключевых образцов.

Образец 348-4. Sil-Crd-Bt-Grt гнейс. Содержит порфиробласты *Grt* неправильной формы, которые заключены в среднезернистую основную массу *Pl-Qz* состава с участками обогащения *Bt* и *Sil*, нередко в сростаниях. В этих же участках встречается *Crd*. Зёрна *Pl* зачастую насыщены антипертитовыми вростками *Kfs*. *Grt* содержат включения большей частью *Qz*, заметно меньше – *Pl* и *Bt*, местами *Grt* прямо контактирует с призматическим *Sil*. *Grt* местами имеет каймы из *Crd*, иногда с симплектитовыми вростками *Kfs* и/или *Qz*, там же наблюдаются симплектитовые сростания *Bt* и *Qz*. *Crd* большей частью пинитизирован.

Рис. 2. Фотографии штурфов изученных парагнейсов.

а – высокоглиноземистый гнейс (с силлиманитом), *б* – мигматизированный гранат-биотитовый гнейс (гранат-полевошпат-кварцевая лейкосома в нижней части), *в* – гранат-биотитовый гнейс, полосчатый за счет развития бластомилонитизации, которая на фотографии отчетливо проявлена в нижней части штурфа из-за осветления породы и развития струйчатых кварцевых скоплений.

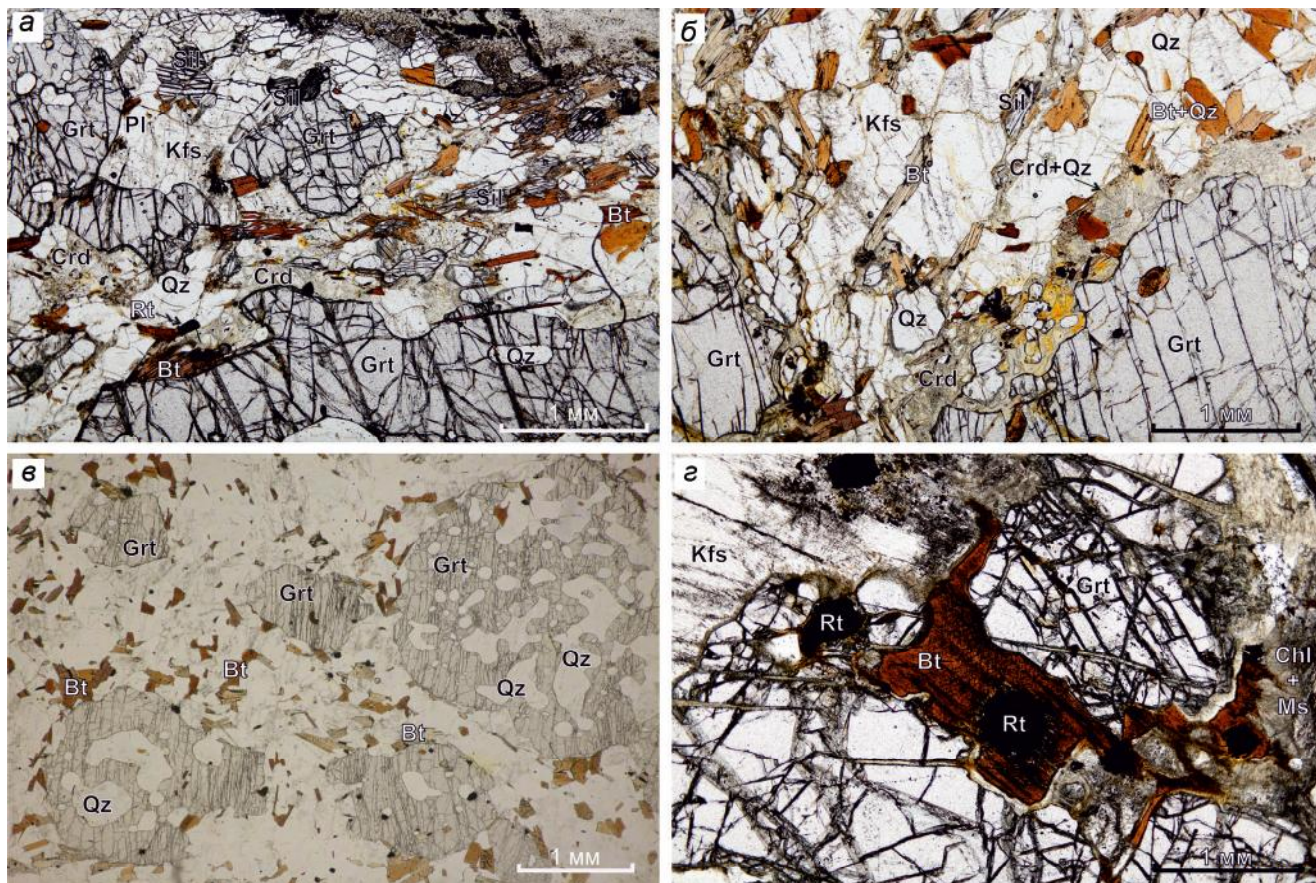


Рис. 3. Фотографии шлифов парагнейсов в проходящем свете.

a – обр. 348-4 Sil-Crd-Bt-Grt гнейс, пинитизированный Crd замещает Grt и содержит включения Sil и Bt, в матрице – пертитовый Kfs; *б* – обр. 361 Sil-Crd-Grt-Bt гнейс, в котором Crd (без Sil) образует кайму вокруг порфиробласта Grt с образованием Crd+Qz и Bt+Qz симплектитов; *в* – обр. 348-5 Bt-Grt гнейс, порфиробласты Grt с обилием Qz включений в Bt-Pl-Qz основной массе; *з* – обр. 348-8 Sil-Bt-Crd-Grt гнейс, порфиробласты Grt содержат включения вторичного Bt с сагенитовой решеткой Rt, Kfs насыщен пертитовыми вростками; местами образуются скопления слюдястых минералов, в которых распознаются хлорит в слюдястой (серицит-мусковит) массе.

Встречаются зёрна рудного минерала (с гексагональными разрезами кристаллов) и *Rt*.

Образец 348-8. Sil-Bt-Crd-Grt гнейс. Крупнозернистая порода содержит порфиробласты *Grt* с редкими крупными включениями *Bt* и *Pl*, а также сильно пинитизированный *Crd*. Плагиоклаз образует зёрна, обычно насыщенные вростками *Kfs*; часто замещён серицитом. Скопления призматических зёрен *Sil* образуют вытянутые зоны, которые также обогащены зёрнами *Rt*. Зёрна красно-бурого *Bt* содержат сагенито-подобную решётку игольчатых вростков рутила, иногда рудный минерал образует более крупные включения в *Bt*, концентрируясь по трещинам спайности.

Образец 361. Sil-Crd-Grt-Bt гнейс. В среднезернистой преимущественно *Pl*-(*Qz*) основной массе с красно-буром *Bt* и призматическим *Sil* находятся крупные порфиробласты *Grt*, облекаемые вытянутыми зонами обогащения *Sil* и *Bt*, в которых также

встречаются скопления мелких зёрен *Rt* и *Ilm*. Порфиробласты *Grt* окружены широкими каймами, вероятно, сильно пинитизированного *Crd*, который также содержит зёрна *Bt* (иногда в виде *Bt*-*Qz* симплектитов) и *Sil*. Включения *Bt* в *Grt* насыщены игольчатыми выделениями рудного минерала, образующими ориентированную решётку.

Образец PT32-1. Sil-Bt-Grt гнейс. Содержит зёрна *Grt*, у которых сохранены кристаллографические грани, а часть зерен имеет удлиненную форму, совпадающую с направлением расщепления. В *Grt* присутствуют включения *Bt*, *Qz*, *Pl*, *Sil*, апатита, монацита, *Rt*, по краю зерен и крупным трещинам в нем развивается слюдястый агрегат с хлоритом. *Pl* сосюритизирован, отмечаются зерна с антипертитами. *Bt* бурого цвета, встречаются зерна с сагенитовой решеткой, как в матрице породы, так и во включениях в гранате, часто хлоритизирован, пространственно связан с

Gr_t, но есть и отдельные зерна в матриксе породы в ассоциации с полевыми шпатами и *Qz*. Акцессорные минералы представлены *Zrn* – в матриксе, во включениях в *Gr_t*, *Bt* и в сростании с *Rt*. Также встречаются халькопирит, монацит, апатит.

Наиболее часто встречающиеся минеральные парагенезисы с гранатом, биотитом, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем ожидаемо имеют широкое поле устойчивости в координатах изменения температуры и давления. Появление (исчезновение) совместно с этими минералами, например, кордиерита, силлиманита, а также таких акцессорных минералов как ильменит или рутил, позволяет значительно сузить *PT*-область сосуществования этих минералов (рис. 4, поля серого цвета). Особенно важно, что появление рутила вместо ильменита при фиксированном составе породы позволяет сделать вывод о проявлении повышенных давлений, которые способствуют образованию фазы TiO_2 .

Анализ положения полей минеральных парагенезисов в моделируемых породах позволяет ограничить *PT*-область метаморфизма глиноземистых гнейсов (как правило с кордиеритом и/или силлиманитом) Ларбинского блока значениями $P = 6.5-8.5$ кбар и $T > 800$ °C (рис. 4). Для минеральных парагенезисов гранат-биотит-хлоритовых, гранат-биотитовых гнейсов на приведенных диаграммах выявляются давления и температуры ниже: ~ 4–6 кбар и 500–600 °C.

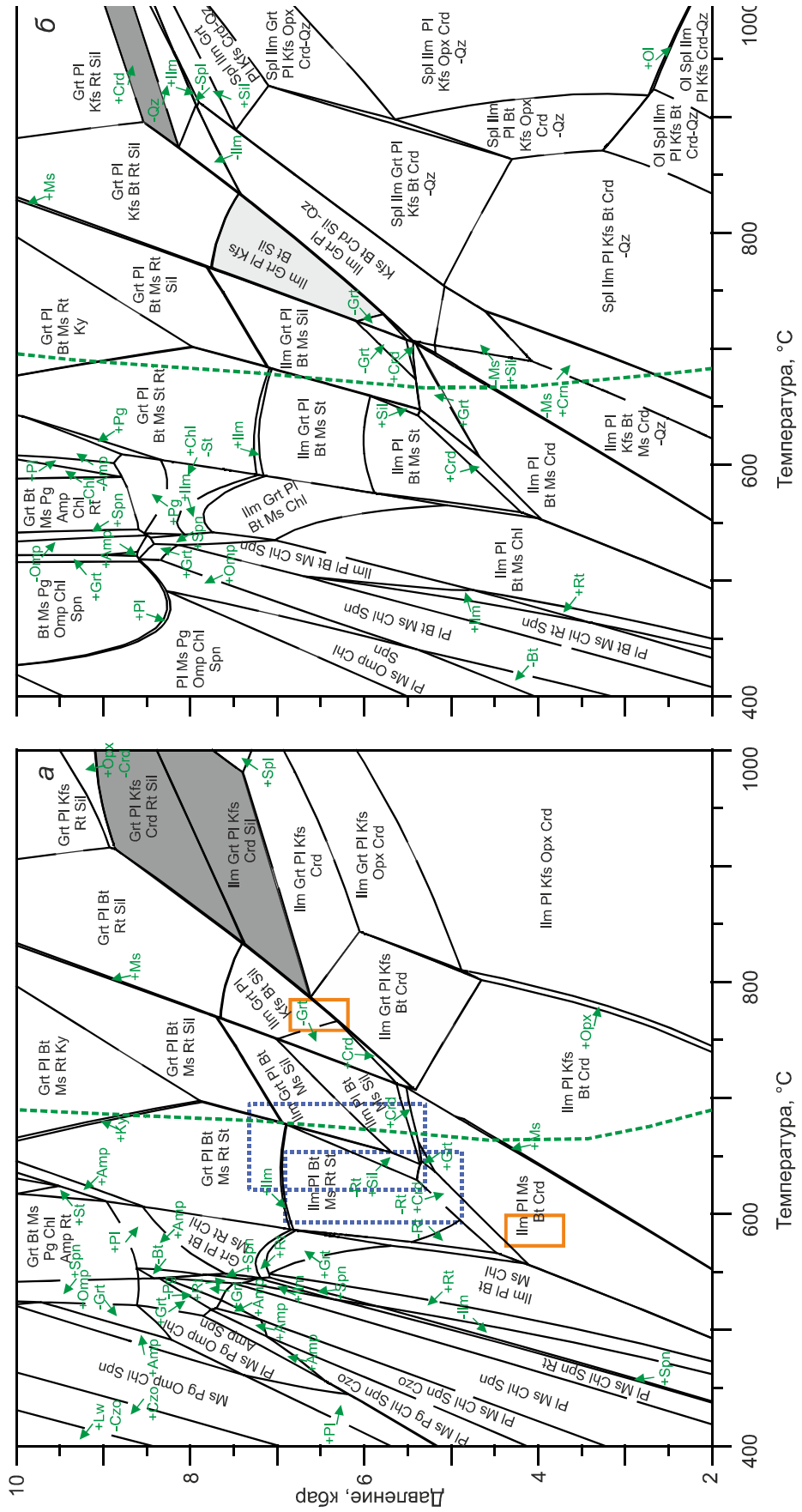
Для некоторых изученных гнейсов (образцы 348-4, 361, PT32-1) дополнительно была проведена термобарометрия с использованием различных минеральных термобарометров (табл. 3). Поскольку в этих гнейсах биотит и кордиерит по петрографическим данным часто имеют реакционные взаимоотношения с более ранним гранатом (рис. 3), минеральная термобарометрия выявила *PT*-режим стадии регрессивных преобразований пород (рис. 4). В целом, отмечается удовлетворительная сходимости результатов минеральной термобарометрии с положением полей минеральных парагенезисов регрессивного этапа, рассчитанных методом минимизации энергии Гиббса.

Для анализа закономерностей появления минеральных парагенезисов в породах, отличающихся по составу от выбранных образцов, нами также были построены бинарные диаграммы (Приложение 2), в которых учитывалось изменение содержания глинозема в породе, а также изменение её железистости (или магнезиальности). Отметим, что эти компоненты оказывают наибольшее влияние на минеральный состав метаморфизируемой породы (в отличие, например, от изменения содержания в протолите щелочей, кремнезема или кальция).

Таблица 3. *PT*- параметры метаморфизма гнейсов с использованием минеральной геотермобарометрии.

Параметры Образец / Минеральные термобарометры	Т (температура, °C)		P (давление, кбар)					
	Bt*	Gr _t Bt	Gr _t Cr _d	Gr _t BtPl(Qz)	Gr _t Pl(SilQz)	Gr _t Cr _d (SilQz) (H ₂ O)		
348-4	центр граната		757–777	622–695	6.2–6.7	6.4–6.9	5.3–5.9	6.8–7.4
	край граната		636–650**	572–600**	590–655	6.2–8.3	6.5–7.8	4.9–5.4
361	центр граната		715–757	738–762	4.6–6.3	3.5–4.1	6.1–6.3	7.4–7.7
	край граната		650–713	640–720	646–725	5.7–8.1	8.2–9.1	4.8–5.7
PT32-1	центр граната		719–756	618–650	3.7–4.5	4.8–5.8		
	край граната		569–589					

Примечание. *Аббревиатуры, использованные для геотермометров: Gr_tBt по [25], Bt по [53] и геобарометров: Gr_tBtPl(Qz) по [52], Gr_tPl(SilQz) по [34], Gr_tCr_d(SilQz) по [25].** рассчитано при 4 кбар.



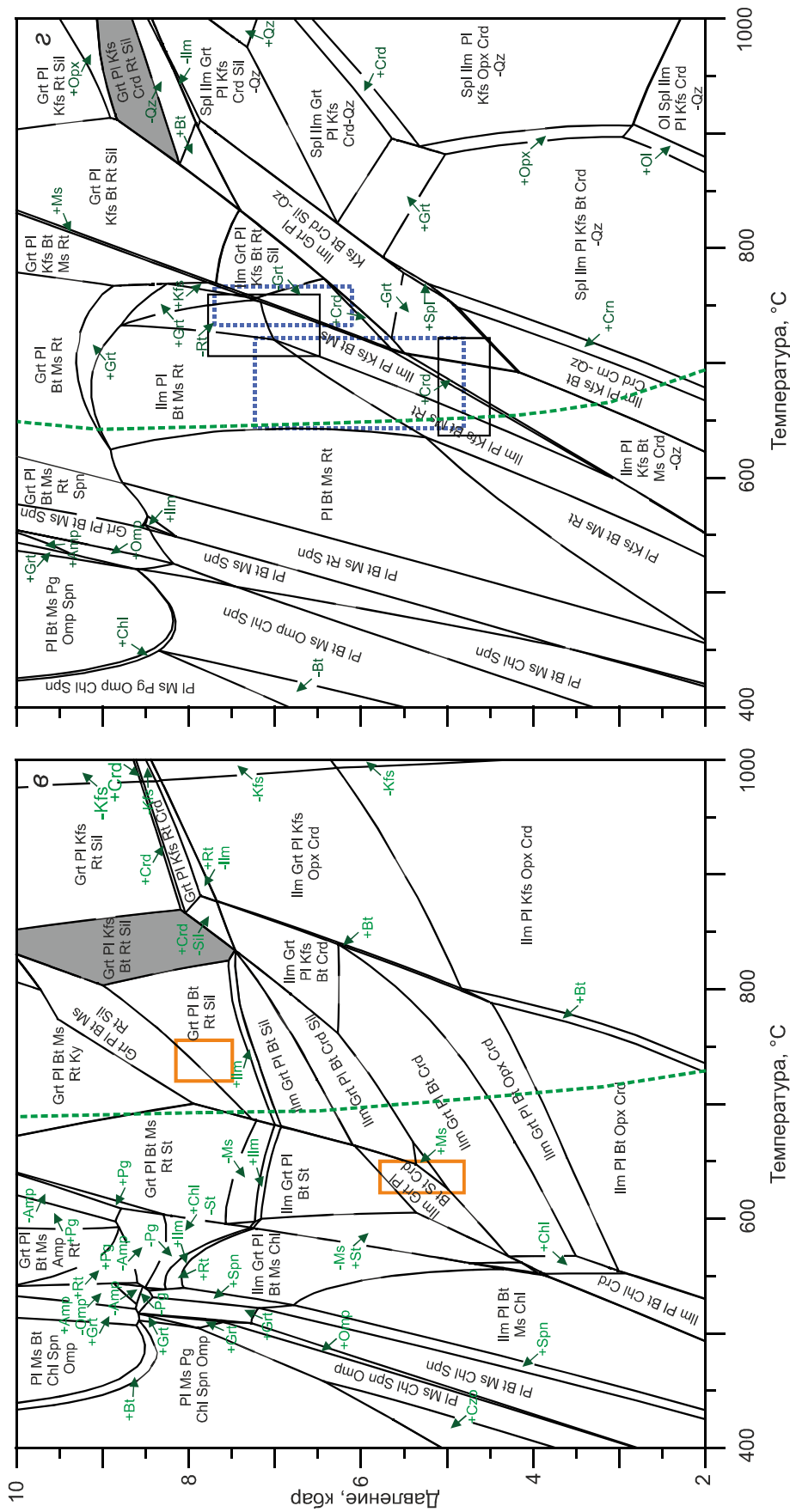


Рис. 4. Расчет полей устойчивости минеральных парагенезисов метapelитов в координатах Р и Т методом минимизации энергии Гиббса. а – образец 348-4, *Sil-Crd-Bt-Grt* гнейс; б – 348-8, *Sil-Bt-Crd-Grt* гнейс; в – РТ32-1, *Sil-Bt-Grt* гнейс; г – 361, *Sil-Crd-Grt-Bt* гнейс. Выделенные темно-серым оттенком области соответствуют минеральным парагенезисам пиковой стадии метаморфизма. Штриховой линией показана граница начала плавления гнейсов, рассчитанная для водонасыщенных условий с использованием термодинамической базы данных td55c [35]. Также показаны диапазоны РТ-параметров стадии регрессивных изменений, определенные по минеральным термобарометрам (табл. 3): прямоугольниками со сплошными линиями – по Grt-Bt и Grt-Pl(Sil-Qz), с пунктирными линиями – по Grt-Crd и Grt-Crd(Sil-Qz) парагенезисам.

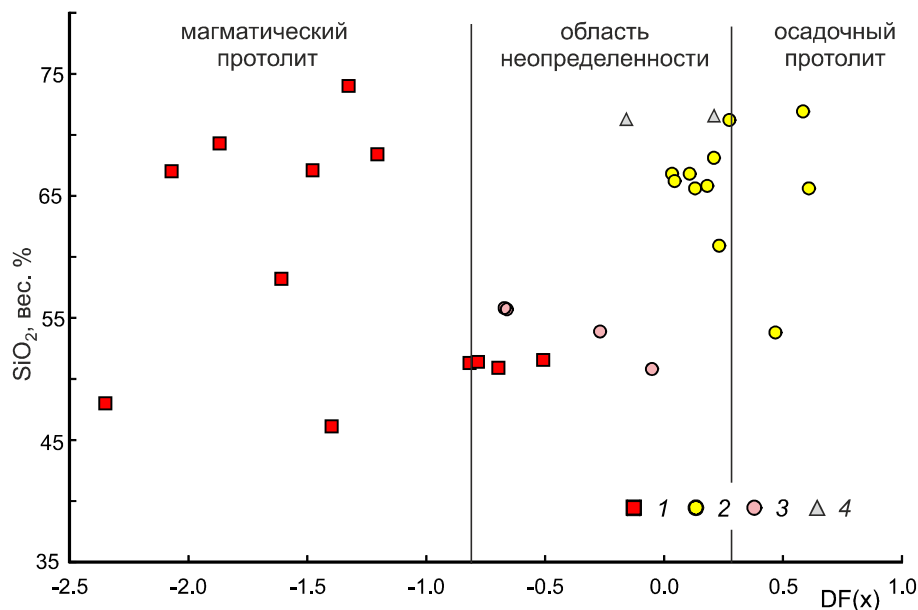


Рис. 5. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{DF}(x)$ для изученных орто- и парапород. Параметр $\text{DF}(x)$ метаморфических пород рассчитан по [4] и представляет собой эмпирически выведенную функцию, количественно отражающую содержание (отношения) петрогенных элементов в породах.

1 – магматический протолит, 2 – осадочный протолит, 3 – неопределенный протолит, 4 – мигматизированный гнейс.

Следует отметить, что полученные расчетные данные хорошо воспроизводят наблюдаемые в реальности минеральные парагенезисы в области некоторых вариаций составов относительно среднего состава, за который берется состав каждого из четырех ранее выбранных образцов метапелитов (Приложение 2). Близкие между собой вариации модельных минеральных парагенезисов получены для составов образцов 348-4, 348-8 и РТ32-1, а образец 361 – гнейс, с наиболее высокими содержаниями MgO и Al_2O_3 , отличается от них меньшим количеством полей развития, например, алюмосиликатов (Приложение 2). Для данного образца наблюдаемый в нем *Grt-Bt-Sil-Crd* парагенезис воспроизводится при температуре около 750°C и выше (Приложение 2).

Первичная природа метаосадочных пород

Интенсивный и, возможно, неоднократный метаморфизм [7], затронувший пироксеновые кристаллические сланцы, гранат-ортопироксеновые и глиноземистые гнейсы, затрудняет диагностику происхождения пород.

Дискриминационный анализ по общему набору макроэлементов, предложенный в работе [4], позволяет разделить метаморфические породы по исходному их протолиту на две группы: магматическую и осадочную. На рис. 5 по величине параметра $\text{DF}(x)$ выделяются группы магматических пород (8 точек,

$\text{DF}(x) < -0.8$), осадочных пород (3 точки, $\text{DF}(x) > 0.3$), а часть проб (18 точек) попадает в область неопределенности, где протолит пород не определяется в рамках данного метода. Но в то же время, в последней области, предположительно первично-магматические двупироксеновые кристаллосланцы (4 точки) имеют отрицательные значения $\text{DF}(x)$ и тяготеют к породам с магматическим протолитом, в то время как гранатсодержащие глиноземистые гнейсы, предположительно исходно осадочные (10 точек), имеют положительные величины $\text{DF}(x)$ и тяготеют к породам с осадочным протолитом. Для 4х проб (обр. 348, 348-8, 361 и РТ35-10-2, показанные на рис. 5 кружками розового цвета) в этой области ни по полевым наблюдениям, ни на основе дискриминантного анализа по [4] определить протолит оказалось затруднительным.

Для определения номенклатурной принадлежности парапород нами была использована классификация А.Н. Неелова [19], разработанная для метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований. На диаграмме параметр «а» – глиноземистый модуль – отражает два механизма дифференциации вещества: интенсивность химического выветривания и гранулометрическую сортировку. Параметр «б» – характеризует общую меланократовость пород. Щелочность пород выражена векторами: «п», «к». В соответствии с этими данными можно сделать вывод, что распределение точек составов пород связано в большей сте-

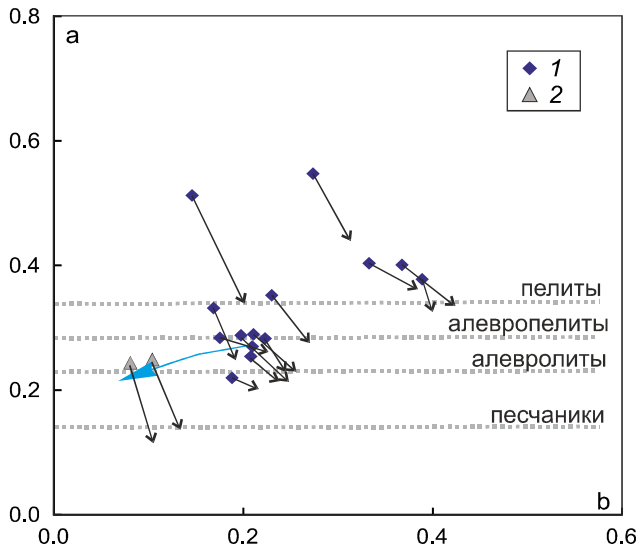


Рис. 6. Диаграмма а–b ($a = \text{Al/Si}$ (ат. кол.), $b = (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Ca} + \text{Mg})/1000$ (ат. кол.), $n = \text{K+Na}$ (ат. кол.) – длина вектора, $k = \text{K}/(\text{K+Na})$ – наклон вектора [19, с упрощениями] для парапород.

Синяя стрелка изменения положения состава пород при мигматизации. 1 – гнейсы, 2 – мигматизированные гнейсы.

пени с гранулометрической дифференциацией вещества (рис. 6).

Следует отметить, что исходные породы для высокоглиноземистых гнейсов, вероятно, были сложены более сортированными осадками (пелитами) – их глиноземистый модуль в породах меняется от 0.35 до 0.55, а протолиты других гнейсов менее дифференцированы, представлены песчаниками, алевролитами и алевропелитами и имеют глиноземистый модуль от 0.22 до 0.33.

Породы характеризуются умеренной щелочностью при значительной роли калия, содержание которого увеличивается от метапесчаников к метапелитам, что отражается на увеличении длины вектора. Отдельно стоят точки мигматизированных гнейсов, у них более лейкократовый состав, что отразилось на параметре b , а также длине векторов, как у высокоглиноземистых гнейсов, что говорит о высокой роли калия, который входит в состав полевого шпата, глиноземистый модуль равен 0.24–0.25.

На классификационной диаграмме [43] (рис. 7), которая используется для определения зрелости осадков, составы парагнейсов попадают в поле незрелых осадков – в поле граувакк и литита. При мигматизации пород, фиксируемой по появлению в породе лейкосом с гранатом, составы гнейсов смещаются в поле аркоза. Высокоглиноземистые гнейсы, содержащие, в частности, кордиерит, попадают

в поле неопределенности (рис. 7, составы пород в левой нижней части).

С помощью параметра CIA (индекс химического выветривания) можно оценить степень химического выветривания пород, служивших источником терригенного материала. Судя по величине индекса CIA (табл. 1), породы Ларбинского блока в целом имели слабо и умеренно выветрелые источники сноса. Так, высокоглиноземистые гнейсы чуть более зрелые, со значениями CIA, варьирующими от 64 до 72, чем, например, гранат-биотитовые, в которых этот индекс составляет 58–66.

Слабая и средняя зрелость осадков иллюстрируется и тройной диаграммой $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO}_{\text{общ.}} + \text{MgO})$ (рис. 8), предложенной в работах [40, 41]. Стрелками показаны направления изменения химического состава кислых и основных пород в процессе выветривания. Составы пород Ларбинского блока образуют слабо сгруппированное поле, вытянутое в направлении увеличения степени выветривания (к вершине треугольника), что свидетельствует о неравномерном химическом выветривании широкого спектра терригенного материала в области сноса. Часть точек близка к направлению изменения состава основных (Б) магматических пород при химическом выветривании.

Метапелиты характеризуются широкими значениями гидрализатного модуля $\text{ГМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{FeOt} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$, что позволяет выделить несколько групп с интервалами: 0.25–0.28 – силиты, 0.33–0.53 – сиаллиты, 0.56–0.69 – гидролизаты (табл. 1). Большая часть проб содержит $\text{MgO} > 3$ масс. %, что позволяет их отнести к псевдогидролизатам и псевдосиаллитам. Повышенное содержание магния говорит о том, что в их протолите участвовал вулканогенно-осадочный материал [24].

Алюмокремниевый модуль (табл. 1) $\text{АМ} = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ наиболее низкий у силитов 0.19–0.21, у сиаллитов в интервале 0.22–0.30, у псевдогидролизатов 0.33–0.46, у алкалита обр. 361 – 0.43. Наиболее низкие значения этого модуля у мигматизированных гнейсов 0.21, что говорит о присутствии в породе в большом количестве полевых шпатов.

По величине фемического модуля (табл. 1) $\text{ФМ} = (\text{FeOt} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ значения разделяются по группам: для силитов 0.05–0.12, сиаллитов 0.13–0.20, псевдогидролизатов 0.29–0.41, для алкалита 0.12. Высокие значения ФМ у гидролизата говорят о том, что это магнезиальная порода. По имеющимся данным [24], сиаллитов с $\text{ФМ} > 0.25$ в природе, по видимому, не существует: это либо магнезиальные породы (псевдогидролизаты), либо, вероятно, железистые – сиферлиты.

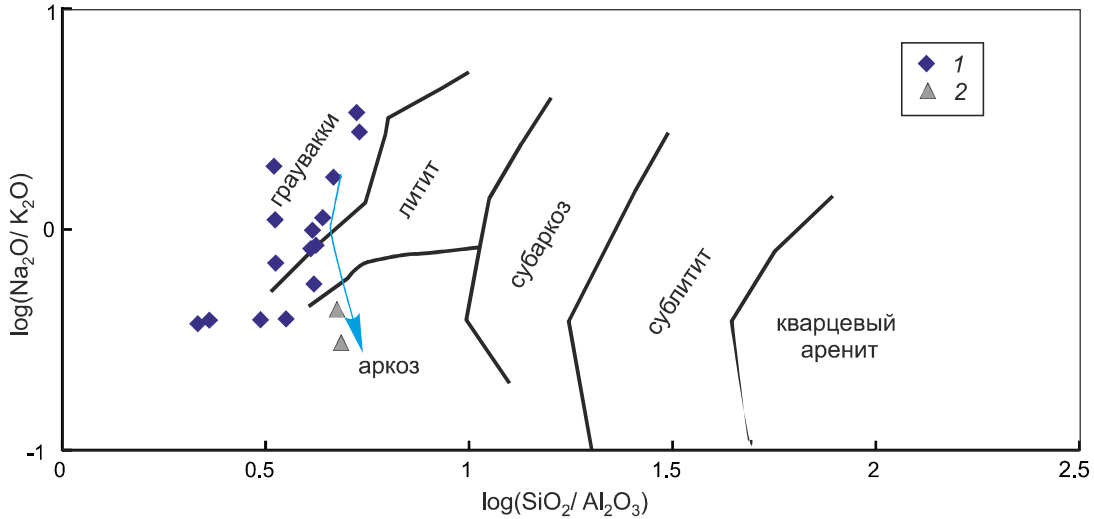


Рис. 7. Положение парпород на классификационной диаграмме $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}) - \log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ [43].

1 – гнейсы, 2 – мигматизированные гнейсы. Синяя стрелка показывает изменение положения состава пород при мигматизации.

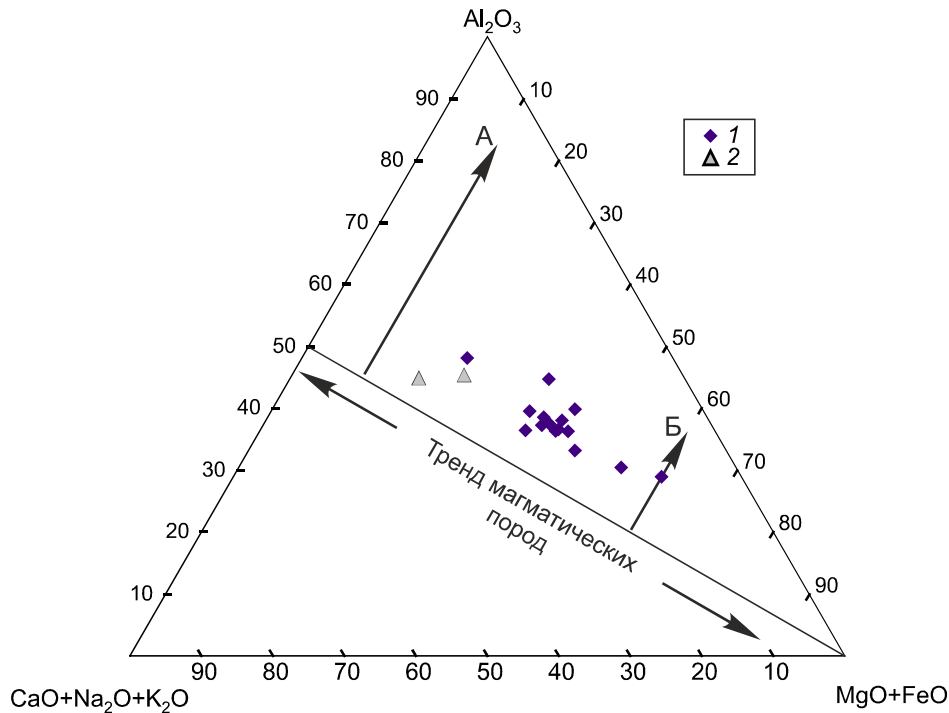


Рис. 8. Положение пород на тройной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO}_{\text{общ.}} + \text{MgO})$ (мол. %) [41, 42]. Стрелками показаны направления изменения состава кислых (А) и основных (Б) магматических пород при химическом выветривании.

1 – гнейсы, 2 – мигматизированные гнейсы.

По величине железного модуля (табл. 1) $\text{ЖМ} = (\text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ породы Хорогочинского участка Ларбинского блока характеризуются в широком интервале: наиболее высокие значения у гидролизатов 0.42–0.88, интервалы значений у силитов и сиаллитов перекрываются 0.33–0.51, минимальные

значения у так называемых алкалитов – 0.18 и у мигматизированных гнейсов (сиаллитов) 0.18–0.22.

Пониженная щелочность в модуле у гидролизатов НКМ = 0.20–0.28 в сочетании с высокими значениями MgO (> 4.5 вес.%) свидетельствует о присутствии в детритовом материале продуктов эрозии

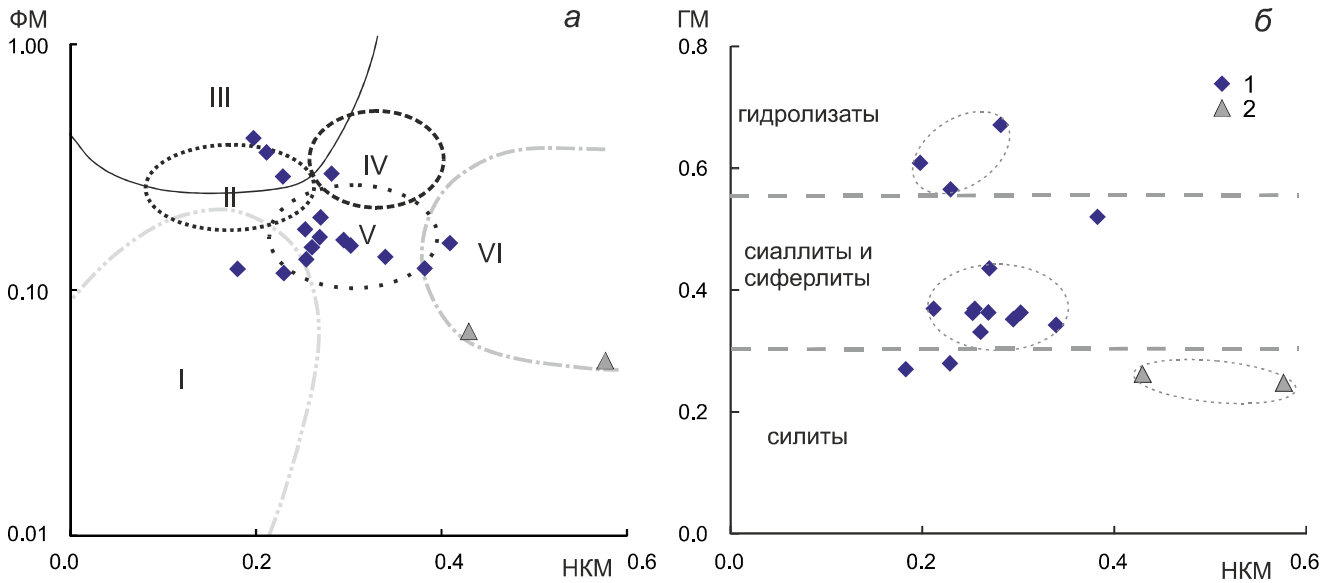


Рис. 9. Положение точек составов метаосадочных пород на модульных диаграммах ФМ–НКМ (а), ГМ–НКМ (б) [24].

Поля составов глинистых пород: I – преимущественно каолиновые глины, II – монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистые глины, III – существенно хлоритовые глины с подчиненной ролью Fe- гидрослюдов, IV – хлорит-гидрослюдистые глины, V – хлорит-монтмориллонитовые глины, VI – преимущественно гидрослюдистые глины со значительной примесью полевых шпатов. 1 – гнейсы, 2 – мигматизированные гнейсы.

богатых калием пород с существенной примесью вулканогенного материала основного состава.

Одна проба № 361 имеет сумму щелочей $K_2O + Na_2O > 8$ вес.%, что позволяет отнести ее к типу алкалитов, являющуюся специфической для осадочной породой с совершенно определенной генетической нагрузкой, например щелочные туфы и продукты их перерождения в эпигенезе – цеолитовые, слюдястые, полевошпатовые, давсонитовые породы [24].

На диаграммах для разделения глинистых отложений ФМ–НКМ [24], где НКМ (модуль нормированной щелочности) = $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, большая часть пород в основном локализуется в поле составов с доминирующей ролью хлорит-монтмориллонита (рис. 9, а), мигматизированные гнейсы закономерно попали в поле гидрослюдов со значительной примесью полевых шпатов, силиты – в поле преимущественно каолиновых глин, в то время как гидролизаты попали в поле перекрытия – монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистых глин и хлоритовых глин с разным количеством гидрослюдов, что еще раз подтверждает участие в породах базитового субстрата и продуктов его разрушения.

На петрохимической диаграмме Г. Симмса и Дж. Ферри [47] эти породы относятся к умеренно железистым ($X_{Fe} = FeO/(FeO + MgO + MnO) = 0.44–0.59$) на мольной основе и глиноземистым ($X_{Al} = (Al_2O_3 - 3K_2O)/(Al_2O_3 - 3K_2O + FeO + MgO + MnO) =$

$0.03–0.63$) по сравнению со средними составами типичных метапелитов [45] и PAAS (постархейских австралийских сланцев) [23] характеризующихся более низкими значениями $X_{Fe} = 0.52$ и $X_{Al} = 0.13$. На треугольной диаграмме AFM [50] большая часть таких химических составов располагается выше коннды гранат-хлорит (рис. 10).

Метаосадочные породы Ларбинского блока обеднены тяжелыми РЗЭ и на диаграмме $Eu/Eu^* - (Gd/Yb)_N$ [48] занимают преимущественно левую часть, где $(Gd/Yb)_N < 2.0$ (рис. 11, а). Примерно половина фигуративных точек образцов имеет положительную европиевую аномалию и расположена на этой диаграмме выше линии $Eu/Eu^* = 0.85$, попадая в область составов архейских осадочных пород. Другая часть пород, имеющих отрицательную европиевую аномалию, локализована в поле перекрытия постархейских осадочных пород из обстановок с активным вулканизмом и постархейских кратонных осадков. На диаграмму не попали мигматизированные гнейсы, у которых величина $Eu/Eu^* > 1.45$ и обр. 361 с высоким значением $(Gd/Yb)_N$ из-за большого содержания монацита в породе.

На диаграмме La–Th [38] точки составов попадают в поле архейских осадков, хотя часть проб сдвинута к линии $La/Th = 10$ (рис. 11, б). Эти составы на диаграмме $Eu/Eu^* - (Gd/Yb)_N$ расположены выше линии $Eu/Eu^* = 0.85$ (в поле архейских осадков). Повы-

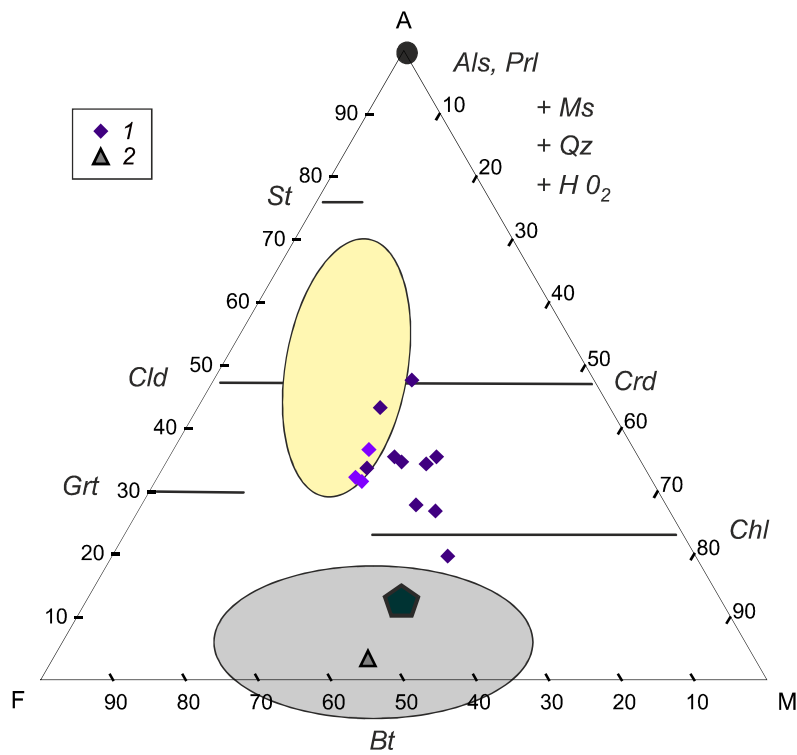


Рис. 10. Диаграмма AFM, иллюстрирующая химические составы типичных пород и минералов (серый эллипс, вытянутый в направлении F-M) и железисто-глиноземистых метапелитов (желтый эллипс, вытянутый в направлении вершины A).

A = $Al_2O_3 - 3K_2O$; F = FeO, M = MgO. Пятиугольником показан средний состав типичных метапелитов по [47]. 1 – гнейсы, 2 – мигматизированные гнейсы.

шенное содержание лантана, так же как и появление Eu аномалии, хорошо коррелирует с заметным проявлением мигматизации в этих породах.

Индекс зрелости осадков (ICV), меняющийся в диапазоне от 0.8 до 1.6, отражает содержание в метасадочных породах обломочного материала различной степени седиментационной зрелости (табл. 1). Фигуративные точки на диаграмме ICV–CIA [37] тяготеют к центральной части базальтового тренда, а точки глиноземистых гнейсов (псевдогидрализатов) имеют более высокое значение ICV и часть их тяготеет к линии гранитов, в том числе и мигматизированные гнейсы (рис. 12).

Метаосадочные породы Хорогочинского участка Ларбинского блока имеют однотипные линии распределения редких и редкоземельных элементов, которые близки спектрам распределения этих элементов в постархейском среднем глинистом сланце Австралии PAAS [42] (рис. 13, табл. 2). Графики распределения РЗЭ имеют одинаковый спектр в области легких элементов и отличаются в области тяжелых РЗЭ. Исключение составляет одна проба (образец 361) у которой сильно дифференцированный спектр ($La_N/Lu_N = 126$)

определяется заметным содержанием акцессорного монацита, задирающего спектр в области легких РЗЭ.

У мигматизированных гнейсов $La_N/Lu_N = 25$ и 66. Часть проб имеет положительную европиевую аномалию $Eu/Eu^* = 1.02-1.3$, а часть – отрицательную: $Eu/Eu^* = 0.59-0.95$ (рис. 13). Различие в значениях Eu аномалии могут быть вызваны разными источниками в области терригенного сноса. Так породы на рис. 8, близкие к стрелке Б, имеют отрицательные Eu аномалии и слабо дифференцированный спектр $La_N/Lu_N = 5-6$, что указывает на присутствие в детритовом материале продуктов эрозии пород основного состава, в то время как породы с положительной Eu аномалией и умеренно дифференцированные с отношением $La_N/Lu_N = 9-18$ в своем составе имеют больше кислого материала. Но вполне вероятно, что на появление положительной Eu аномалии сказалась мигматизация пород, поскольку максимальные значения появляются в мигматизированных гнейсах – $Eu/Eu^* = 1.65, 1.56$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

PT-условия образования гранулитов юга Алданской гнейсо-гранулитовой и Джугджуро-Становой

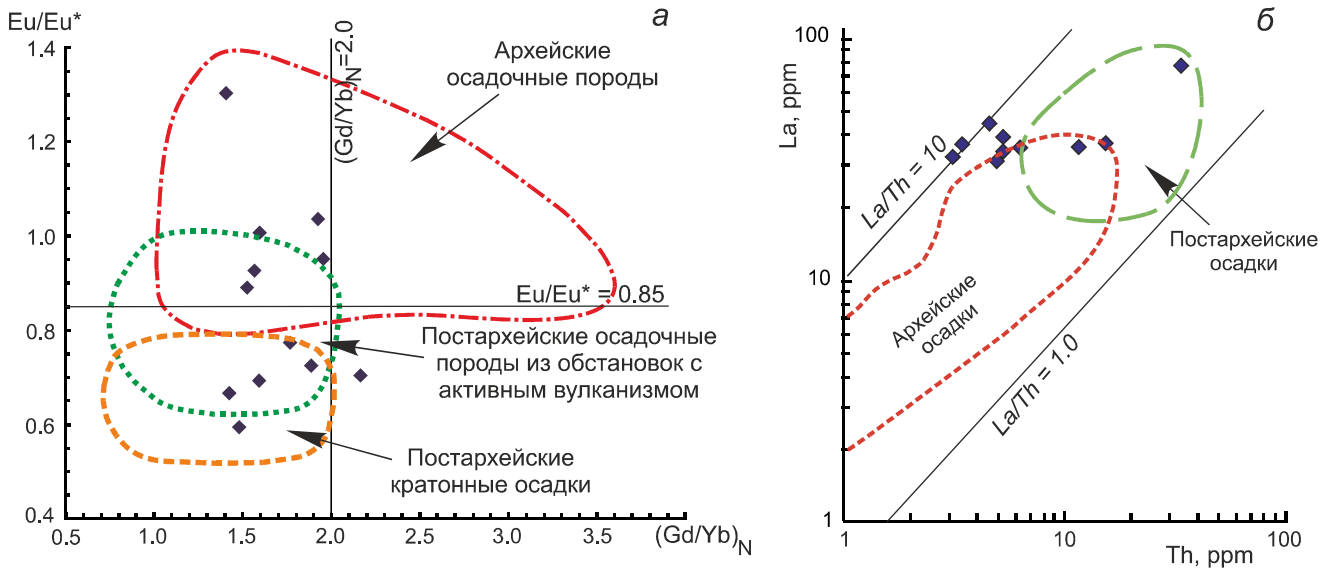


Рис. 11. Положение точек составов изученных пород на диаграммах: а – $Eu/Eu^*-(Gd/Yb)_N$ [49], б – $La-Th$ [48].

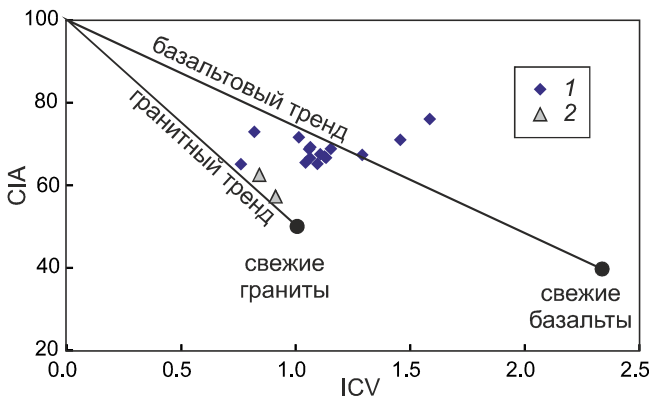


Рис. 12. Положение фигуративных точек метасадочных пород Хорогочинского участка Ларбинского блока на диаграмме $CIA-ICV$ [37].

1 – гнейсы, 2 – мигматизированные гнейсы.

складчатой областей были оценены как условия «сутамского метаморфизма» с литостатическим давлением 7–8 кбар для метаморфических пород верхнего течения р. Сутам, а для метаморфических пород среднего течения – 8–9 кбар [1]. При этом максимальные оценки давления «сутамского метаморфизма» указывают не выше 9.5 кбар [1]. Опираясь на данные, представленные в работе [12] для пород зейского комплекса, для них рассчитаны давления порядка 9.1–9.2 кбар [1]. В работе [7] указывается о достижении давления до 9.5–10 кбар для ларбинских гранулитов.

Изученные гнейсы Хорогочинского участка Ларбинского блока, судя по результатам моделирования минералообразования, испытали высокотем-

пературный метаморфизм, достигающий условий гранулитовой фации. Литостатическое давление, по нашим данным, при метаморфизме пород не превышало 7–8.5 кбар. С учетом погрешности определения давления (в среднем ± 1 кбар при использовании различных термобарометрических инструментов) пока трудно однозначно говорить, что существует некоторое расхождение в оценках максимального давления для изученных гранулитов с ранее [7] приведенными данными. Это также связано с отсутствием аналитических и расчетных данных в вышеуказанной работе, что не позволяет произвести дополнительные сравнительные PT -оценки с использованием единого набора термобарометрических инструментов.

Пока также трудно достоверно судить и о времени проявления гранулитового метаморфизма, особенно учитывая, что такой метаморфизм мог иметь место как в архее, так и палеопротерозое [7]. В большинстве изученных гранулитовых блоков Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса находятся указания на проявление высокоградного метаморфизма примерно 2.6–2.1 млрд лет назад [7]. При этом в Ларбинском блоке по структурно-геологическим данным предполагается, что позднеархейский метаморфизм (2585 ± 20 млн лет, [2]) гранулитовой фации был связан с формированием покровно-надвиговых структур и свидетельствует о коллизионной обстановке того времени.

Использование индикаторных химических элементов для выяснения первичной природы метаморфических пород – продуктов метаморфизма – всегда привлекало внимание исследователей (см. обзор в

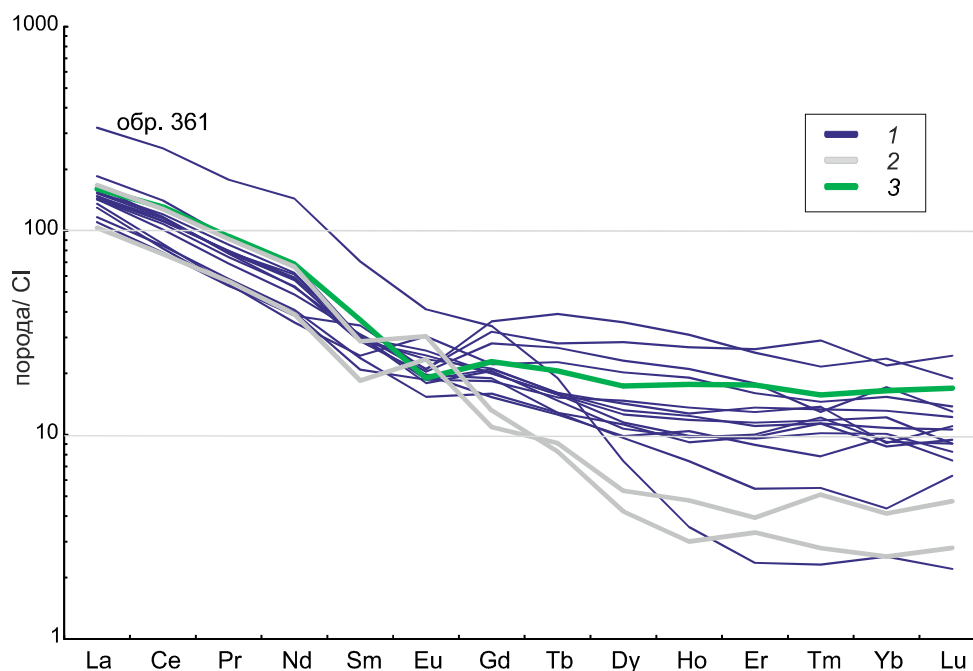


Рис. 13. Нормированные к хондриту, по [46], спектры распределения редкоземельных элементов в изученных метасадочных породах.

1 – гнейсы, 2 – мигматизированные гнейсы, 3 – PAAS – постархейский средний глинистый сланец Австралии [40].

[24]), поскольку эти элементы и их отношения несут ценную информацию о происхождении и эволюции этих пород. Помимо этого, геохимические особенности метаморфизованных осадочных отложений важны для понимания палеогеографической обстановки, степени и условий выветривания пород в областях сноса. Кроме петрогенных элементов для реконструкций условий литогенеза широко используется анализ содержаний редкоземельных элементов (например, [16, 17]).

Хотя предполагается, что относительно инертные редкие и редкоземельные элементы ограниченно фракционируются в процессах литификации [30], отмечается, что при сносе и последующем отложении исходных пород контрастного состава происходит определенная гомогенизация химических составов с развитием иных корреляционных связей между химическими элементами, по сравнению, например, с ранее существовавшими связями в магматических породах [24].

Для метасадочных пород Хорогочинского участка Ларбинского блока характерны широкие вариации состава, это касается практически всех оксидов (вес.%): SiO_2 (50.8–71.9), Al_2O_3 (13.4–24.2), FeO (2.62–15.6), MgO (1.02–6.46), CaO (1.04–3.22), Na_2O (0.97–2.84) и K_2O (0.65–6.66). Такой широкий диапазон изменения составов можно объяснить разными

исходными протолитами для метаморфических пород. В целом, метасадки относятся к кальциевым (> 1 вес.%) и умеренно насыщенным K_2O метапелитам, одновременно обогащенным MgO (часть пород > 3 вес.%) и глиноземом.

Протолиты изученных гнейсов относятся к незрелым осадкам, поэтому можно считать, что концентрации элементов в области сноса не претерпели существенных изменений при литогенезе, и содержания элементов в осадках отражают их средневзвешенные содержания в материнских породах, но следует учитывать и присутствие лейкосом в некоторых пробах.

По макроэлементному составу метаморфизованные породы по исходному протолиту подразделяются на две неравные группы: большую – магматическую и, соответственно, подчиненную – осадочную. Для значительной части проб (> 60 %) природу протолита по содержанию петрогенных элементов определить затруднительно.

Отметим, что гидролизаты по субстрату базитов (и тем более – гипербазитов), такие как гидрохлоритовые, вермикулитовые и монтмориллонитовые глины из кор выветривания, сохраняют высокие содержания MgO . Этому способствует высокая концентрация в хлорите MgO . В большинстве случаев псевдосиаллиты являются породами пирогенными – базитовыми туффоидами или их прямыми deriva-

тами (например, бентонитовыми глинами). Концентратом магния в псевдосиллитах является также хлорит или монтмориллонит (реже – палыгорскит). Более редким, но тоже очень важным случаем является сочетание повышенной магнезиальности с калиево-щелочностью, что вызывается присутствием биотита. Такие породы могут быть либо аркозами, либо щелочными туффоидами.

ВЫВОДЫ

Изученные гнейсы Хорогочинского участка Ларбинского блока испытали высокотемпературный метаморфизм, достигающий условий гранулитовой фации. На регрессивном этапе метаморфизма в этих породах возникли преимущественно слюдистые минеральные ассоциации, приведшие к формированию гранат-биотитовых, гранат-биотит-хлоритовых гнейсов. Выявленный тренд смены PT -параметров метаморфизма пород характеризуется пиковыми значениями $P = 6.5–8.5$ кбар и $T > 800$ °С с последующим снижением давления до $\sim 4–6$ кбар, а температуры до $500–600$ °С.

Время проявления указанных метаморфических преобразований, также возраст глиноземистых гнейсов и их протолитов на сегодняшний день достоверно не установлены.

Широкий диапазон изменения составов парагнейсов можно объяснить наличием разных исходных протолитов для метаморфических пород. По ряду индикаторных химических элементов можно предполагать, что глиноземистые гнейсы имели слабо и умеренно выветрелые источники сноса.

Большая часть составов парагнейсов локализуется в поле хлорит-монтмориллонитовых, монтмориллонит-каолинит-гидросланцеватых глин и хлоритовых глин с разным количеством гидрослюд, что указывает на наличие в породах продуктов разрушения базитового субстрата. Пониженная щелочность в сочетании с высокими значениями MgO (> 4.5 вес.%) свидетельствует о присутствии в детритовом материале продуктов эрозии пород с существенной примесью вулканогенного материала основного состава.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам за высказанные замечания и пожелания, которые позволили улучшить качество статьи.

Финансирование. Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0002 Минобрнауки России (командировки сотрудников, ряд аналитических исследований, интерпретация полученных данных) и частично в рамках Государственного задания Роснедра от 30.12.2016 № 049-00012-17-00 (аналитические работы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров И.А., Авченко О.В. Сравнительная термометрия метаморфических комплексов и геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-становой блоков (Алдано-Становой щит) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 5. С. 3–14.
2. Бибикина Е.В., Шульдинер В.И., Грачева Т.В., Панченко И.В., Макаров В.А. Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 6. С. 1471–1474.
3. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Гороховский Б.М. Возраст иликанской толщи становой комплекса Джугджуро-Становой супертеррейны Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011. Т. 438, № 3. С. 355–359.
4. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. АН. 2013. Т. 453, № 3. С. 310–313.
5. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П., Толмачева Е.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Загорная Н.Ю., Wang K.L., Chung S.L. Возраст и тектоническое положение метаморфического становой комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника. 2017. № 4. С. 3–16.
6. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Кн. 2. Забайкало-Верхнеамурский регион / Под ред. В.А. Амантова. Л.: Недра, 1986. 239 с.
7. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.
8. Глуховский М.З., Синцерова Е.А. Метаморфические образования зоны сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области (к проблеме становой комплекса) // Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979. С. 72–90.
9. Дзевановский Ю.К. Геология западной окраины хребта Становой // Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958. № 1. С. 21–27.
10. Кастрыкина В.М. Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 140–163.
11. Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Смелов А.П., Загорная Н.Ю. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 1. С. 3–17.
12. Козырева И.В., Авченко О.В., Мишкин М.А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. М.: Наука, 1985, 165 с.
13. Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта

- Станового // Стратиграфия СССР. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1939. С. 349–366.
14. Корсаков А.К. Тектонические условия образования зелено-каменных поясов и их металлогения: Автореф. дис. ... док-ра геол.-минер. наук. М., 2000. 35 с.
 15. Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Сорокин А.А., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // Докл. АН. 2014. Т. 456, № 4. С. 451–456.
 16. Маслов А.В. Метатерригенные породы архея (основные геохимические ограничения). Геохимия. 2007. Т. 45, № 4. С. 370–389.
 17. Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Ст. 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // Литосфера. 2020. Т. 20, № 1. С. 40–62.
 18. Московченко И.И., Семенов Л.П., Верхало-Узкий В.Н. Гранулитовые комплексы Становой складчатой области // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985. С. 121–144.
 19. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
 20. Седова И.С., Глебовицкий В.А. Гранитообразование в условиях амфиболитовой фации в зоне развития пород станового комплекса // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985. С. 92–121.
 21. Смелов А.П., Тимофеев В.Ф. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 42–54.
 22. Соколовский А.К., Федчук В.Л., Корсаков А.К., Соболев В.М. Строеие нижнего докембрия Становой области Алданского щита // Геология и разведка. 1994. № 5. С. 9–18.
 23. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
 24. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
 25. Aranovich L.Ya., Podlesskii K.K. Geothermobarometry of high-grade metapelites: simultaneously operating reactions // Geological Society, London, Special Publications, 1989. V. 43. P. 45–61. DOI:10.1144/GSL.SP.1989.043.01.03
 26. Berman R.G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 455–522.
 27. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 32. P. 833–855.
 28. Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: 1. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 126. P. 1–24.
 29. Berman R.G., Aranovich L.Ya., Rancourt D.G., Mercier D.G. Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg-Fe-Al biotite // American Mineralogist. 2007. V. 92. N 1. P. 139–150.
 30. Cox R., Lowe D.R. Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review. J. Sediment. Res. 1995. A65, P. 1–12.
 31. de Capitani C., Brown T. The computation of chemical equilibrium in complex system containing non ideal solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 2639–2652.
 32. de Capitani C., Petrakakis, K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software // American Mineralogist. 2010. V. 95. P. 1006–1016.
 33. Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. V. 85. P. 881–892.
 34. Holdaway M.J. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1117–1129.
 35. Holland T.J.B. Powel R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. V. 16. P. 309–344.
 36. Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. 23. P. 921–924.
 37. Lee Y.I. Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongann Supergroup, Korea // Sedimentary Geology. 2002. V. 149. P. 219–235.
 38. McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements / Eds. B.R. Lipin, G.A. McKay // Washington D.C.: Miner. Soc. Amer. 1989. P. 169–200.
 39. Moskovchenko N.I., Ovchinnikova G.V., Kastykina V.M. High-pressure granulites of East Siberia in terms of Archean and Proterozoic evolution // Precambrian Research. 1993. V. 63. P. 473–491.
 40. Nance W.B., Taylor S.R. Rare earth element patterns and crustal evolution – In. Australia post-Archean sedimentary rocks // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1976. V. 40. Iss. 12. P. 1539–1545.
 41. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lullites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
 42. Nesbitt H.W., Yong G.M. Formation and diagenesis of weathering profiles // J. Geology. 1989. V. 97. P. 129–147.
 43. Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. Sand and Sandstone. Published by Springer, 1973. 618 p.
 44. Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // Archean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
 45. Shaw D.M. Geochemistry of pelitic rocks. Pt III: Major elements and general geochemistry. Geol. Soc. Amer. Bull. 1956. 67. P. 913–934.
 46. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1989. 42. P. 313–345.
 47. Symmes G.H., Ferry J.M. The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism. J. Metamorph. Geol. 1992, 10, 221–237.
 48. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Com-

- position and Evolution. Oxford, Blackwell. 1985. 312 p.
49. Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // Rev. Geophys. 1995. 33. P. 241–265.
50. Thompson J.B. Jr. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists // Amer. Miner. 1957. 42. P. 842–858.
51. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals // American Mineralogist. 2010. V. 95. P. 185–187.
52. Wu C.-M., Zhang J., Ren L.-D. Empirical Garnet-Biotite-Plagioclase-Quartz (GBPQ) Geobarometry in Medium- to High-Grade Metapelites // J. of Petrology. 2004. V. 45, N 9. P. 1907–1921. DOI:10.1093/petrology/egh038
53. Wu C.-M., Chen H.-X. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites // Science Bulletin. 2015. V. 60, N 1. P. 116–121. DOI:10.1007/s11434-014-0674-y

Рекомендована к печати Ю.Ю. Юрченко

после доработки 15.11.2023 г.

принята к печати 23.11.2023 г.