

**НИЖЕСИЛУРИЙСКИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЛАОЕЛИН-ГРОДЕКОВСКОГО  
ТЕРРЕЙНА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ОБСТАНОВКИ  
ФОРМИРОВАНИЯ**

*А.И. Малиновский, В.В. Голозубов*

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток,  
690022; e-mail: [malinovsky@fegi.ru](mailto:malinovsky@fegi.ru)

Поступила в редакцию 20 апреля 2020 г.

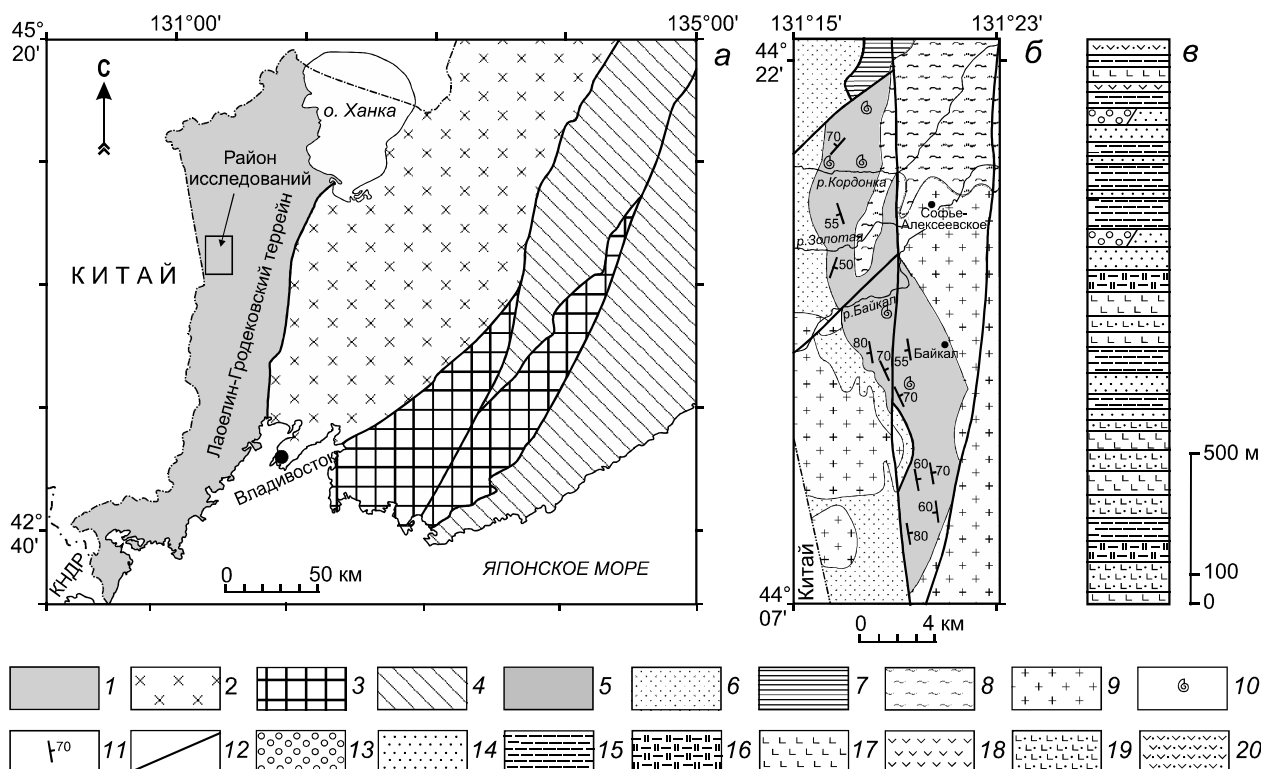
Рассматриваются оригинальные результаты изучения вещественного состава терригенных отложений раннесилурийской кордонкинской свиты палеозойско-раннемезозойского Лаоелин-Гродековского террейна Южного Приморья. Целью исследования было на основании генетической интерпретации вещественного состава пород реконструировать палеогеодинамическую обстановку формирования отложений свиты, а также определить тип и состав материнских пород источников питания. Было установлено, что по своим минералого-геохимическим параметрам породы свиты соответствуют типичным грауваккам и являются петрогенными или «first cycle» породами, образовавшимися преимущественно за счет механического разрушения пород источников сноса. Они характеризуются низкой степенью зрелости обломочного материала, слабой литодинамической переработкой материнских пород и высокой скоростью его захоронения. Интерпретация результатов комплексного изучения вещественного состава пород осуществлялась на основании его сравнения с составами древних пород и современных осадков, накопившихся в известных геодинамических обстановках. Полученные данные свидетельствуют, что отложения кордонкинской свиты накапливались в седиментационном бассейне, связанном с океанической островной дугой. Областью питания, поставившей обломочный материал в этот бассейн, была сама дуга, сложенная основными и средними вулканитами, а также магматическими и осадочными образованиями, входившими в состав ее фундамента.

**Ключевые слова:** силур, терригенные породы, вещественный состав, палеореконструкции, геодинамические обстановки, Лаоелин-Гродековский террейн, Дальний Восток России.

**ВВЕДЕНИЕ**

Изучение вещественного состава терригенных пород является широко используемым методом для выяснения геодинамических обстановок формирования бассейнов седиментации, в которых эти породы накапливались, а также для реконструкции тектонических типов и породного состава областей их питания. Так, проведенными в последние десятилетия исследованиями древних терригенных пород и современных осадков океанов и окраинных морей установлена тесная связь между составом породообразующих компонентов песчаников, определенными ассоциациями тяжелых обломочных минералов и микрохимическим составом некоторых из этих минералов, с одной стороны, и типом и составом материнских пород источников питания – с другой [2, 10, 11, 25, 34, 35, 41, 46–48, 55 и др.]. Геохимические особенности терри-

генных пород также несут объективную информацию о составе пород источников питания, интенсивности процессов выветривания, переноса и отложения обломочного материала и, в свою очередь, позволяют достаточно уверенно реконструировать тектонические обстановки, в которых происходила седиментация [3, 8, 10, 12, 13–18, 23, 30, 31, 33, 37, 42–45, 51, 54 и др.]. В складчатых областях, где отложения древних осадочных бассейнов сохранились лишь фрагментарно, а их изучение затруднено плохой обнаженностью и сложным строением, комплексность применяемых методов изучения вещественного состава терригенных пород во многом определяет надежность проводимых палеогеодинамических реконструкций, достоверность построения стратиграфических схем, геологических разрезов и карт и, в конечном счете, правильное понимание геологической истории регионов.



**Рис. 1.** Схема расположения Лаоелин-Гродековского террейна в геологической структуре Южного Приморья (а), по [7]; геологическая карта района распространения отложений кордонкинской свиты (б); литолого-стратиграфическая колонка отложений кордонкинской свиты (в).

Для схемы: 1 – Лаоелин-Гродековский террейн, 2 – террейны раннепалеозойского Бурей-Ханкайского орогенного пояса, 3 – террейны раннепалеозойской активной окраины, 4 – террейны мезозойского Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. Для карты: 5 – кордонкинская (S<sub>1</sub>), 6 – решетниковская (P<sub>1-2</sub>), 7 – барабашская (P<sub>2-3</sub>), 8 – устьсуйфунская (N<sub>1</sub>), 9 – позднепермские граниты (γP<sub>3</sub>), 10 – места нахождения фауны, 11 – элементы залегания пород, 12 – разломы. Для колонки: 13 – конгломераты и гравелиты, 14 – песчаники, 15 – алевролиты и аргиллиты, 16 – кремнисто-глинистые породы, 17 – базальты, 18 – андезиты, 19 – туфы и туффиты основного состава, 20 – туфы и туффиты среднего состава.

Раннесилурийская кордонкинская свита, входящая в состав палеозойско-раннемезозойского Лаоелин-Гродековского террейна Южного Приморья, впервые была описана З.А. Максимовой и Н.М. Органовой [9] в бассейне р. Кордонка как «туфогенно-осадочная толща» девонского возраста. В дальнейшем она была переименована в кордонкинскую свиту и, на основании многочисленных находок остатков граптолитов и брахиопод, отнесена к нижнему силуру [4–6, 22]. В настоящее время каких-либо устоявшихся представлений о геодинамической природе отложений свиты нет [1, 5, 26]. Имеющиеся построения носят, в целом, общий характер и основаны на серии предположений, которые требуют фактических обоснований. Цель данной публикации – показать особенности вещественного состава терригенных пород кордонкинской свиты и на основании его интерпретации установить геодинамическую природу бассейна седиментации, а также определить источники его питания.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Лаоелин-Гродековский террейн расположен в южной части Приморского края, протягиваясь вдоль границы с Китаем на 300 км и частично располагаясь на его территории (рис. 1, а). По существующим в настоящее время представлениям, террейн считается фрагментом позднепалеозойской-раннемезозойской активной окраины, располагавшейся вдоль предполагаемого Солонкерского палеоокеана, который существовал на завершающей стадии формирования Центрально-Азиатского орогенного пояса [20]. Террейн совместно с раннепалеозойскими террейнами Бурей-Ханкайского орогенного пояса составляет западное обрамление позднемезозойского Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса [1, 53]. Террейн образован мозаикой разновозрастных блоков, сложенных нижнесилурийскими, пермскими и триасовыми терригенными и вулканогенными образованиями,

имеющими общую мощность до 5000 м и прорванными позднепермскими, триасовыми и юрскими гранитоидами. Породы сложно дислоцированы, образуют складки северо-восточного и меридионального простирания, и разбиты многочисленными разрывными нарушениями разных порядков, движения вдоль которых происходили многократно в обстановках менявшихся направлений регионального сжатия [1, 26].

Кордонкинская свита раннесилурийского возраста обнажается только в западной части террейна, вблизи границы с Китаем, в пределах линзовидного тектонического блока, вытянутого в меридиональном направлении на 35 км при ширине до 6 км (рис. 1, б). Подошва свиты не установлена, контакты с вышележащими пермскими отложениями повсеместно тектонические. Свита смята в систему тесно сжатых складок субмеридионального–ССЗ простирания [26]. Нижняя часть свиты (рис. 1, в) сложена преимущественно базальтами, андезитами, туфами и туффитами основного состава, значительно реже встречаются алевролиты, аргиллиты, кремнисто-глинистые породы. В верхней части свиты преобладают терригенные породы – разномерные песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы, содержащие редкие линзовидные прослои гравелитов и конгломератов. Иногда встречаются горизонты кремнисто-глинистых пород, базальтов, андезитов и их туфов. Мощность отложений достигает 2100 м. Раннесилурийский возраст свиты определяется на основании многочисленных находок остатков граптолитов и брахиопод: *Monograptus* ex gr. *priodon* (Bronn.), *Leptaena* cf. *depressa* (Sow.), *Leptostrophia cuspidata* (Barr.), *Leangella* sp., *Morinorhynchus dalmanelliformis* (Havl.), *Reserella canalis* (Sow.), *Spondylosrophia* sp., *Hemitoehia* cf. *daphne* (Barr.), *Stegerhynchus borealis* (Buch) [5, 6].

#### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования были раннесилурийские терригенные породы кордонкинской свиты, отобранные из обнажений, расположенных вдоль берега р. Кордонка, в придорожных выемках и карьерах, расположенных в районе сел Софье-Алексеевское и Байкал. Для аналитических исследований использовались образцы терригенных пород, наименее затронутые вторичными преобразованиями, что контролировалось их изучением в шлифах. Всего изучено и проанализировано 43 образца песчаных и глинисто-алевритовых пород, из которых в 15 подсчитаны породообразующие компоненты, в 11 изучены ассоциации тяжелых обломочных минералов, из них 53 исследованы на микрозонде, и, наконец, в 26 пробах были определены содержания петрогенных, редких и редкоземельных (РЗЭ) элементов.

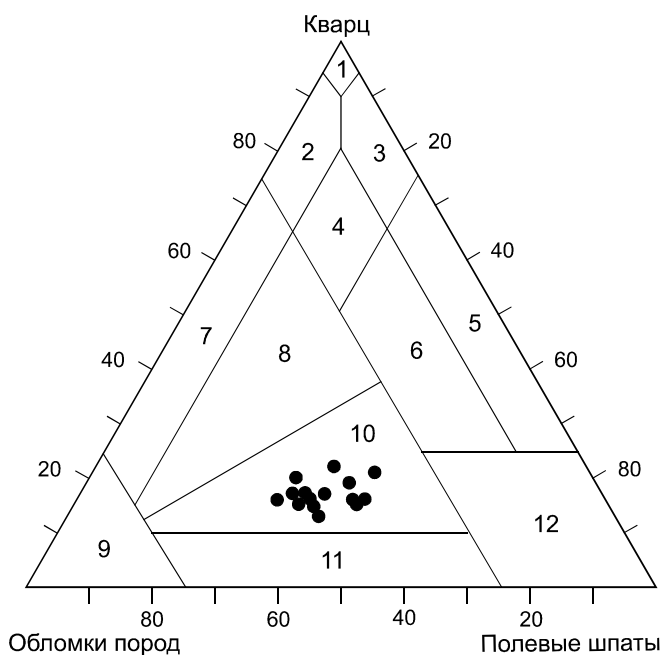
Изучение петрографического состава пород, определение, подсчет содержания и соотношения основных породообразующих компонентов и тяжелых обломочных минералов в песчаниках осуществлялось общепринятыми традиционными методами [10–12]. Химический состав тяжелых минералов изучался на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8100. Состав глинистых минералов в цементе песчаных пород анализировался на рентгеновском дифрактометре MiniFlex2. Содержания петрогенных элементов определялись методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500 Duo. Концентрации редких и редкоземельных элементов устанавливались методом плазменной спектроскопии (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500с. Все исследования выполнены в лабораториях аналитической химии и рентгеновских методов Аналитического центра (ЦКП) ДВГИ ДВО РАН г. Владивосток, аналитики Е.В. Волкова, Г.А. Горбач, Е.В. Еловский, В.Н. Каминская, Е.А. Ткалина, Н.В. Хуркало, П.Д. Гасанова, Г.Б. Молчанова.

#### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Основное внимание при исследованиях было уделено песчаникам, поскольку они наиболее информативны при определении состава источников питания и геодинамической природы бассейнов седиментации. В качестве дополнительных использовались данные по составу глинисто-алевритовых пород, к которым мы, с определенной долей условности, относим аргиллиты, алевроаргиллиты и алевролиты.

Исследованные песчаники от мелко- до крупнозернистых, иногда неравномернозернистые, обладают слабой либо средней степенью сортированности обломочного материала. Зерна угловатые и угловатоокатанные, реже окатанные, изометричные и удлиненные. Породы иногда катаклазированы, в этом случае обломки ориентированы в одном направлении. Цемент занимает до 30 % всего объема пород, он обычно поровый, реже пленочный и базальный. Глинистые минералы цемента представлены практически одним хлоритом с незначительной примесью смектита – продуктов разложения вулканического материала основного и среднего состава.

Обломочная часть песчаников состоит из кварца, полевых шпатов и обломков пород, при этом на классификационной диаграмме В.Д. Шутова [27] их фигуративные точки образуют единое поле, попадая в область кварцево-полевошпатовых граувакк (рис. 2). Содержание кварца в песчаниках колеблется от 13 до 22 %. Кварц в основном монокристаллический, остроугольный, изометричный либо слабо удлиненный,

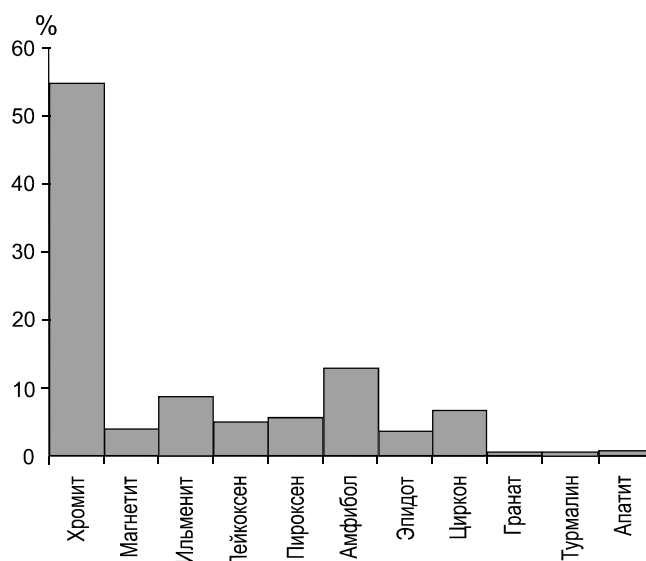


**Рис. 2.** Состав породообразующих компонентов песчаников кордонкинской свиты, по [27].

Поля типов песчаников: 1–4 – кварцевые песчаники: 1 – мономиктовые кварцевые, 2 – кремнекластито-кварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомиктовые кварцевые; 5–6 – аркозовые песчаники: 5 – чистые или собственно аркозы, 6 – граувакковые аркозы; 7–11 – граувакковые песчаники: 7 – кварцевые граувакки, 8 – полевошпатово-кварцевые граувакки, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцево-полевошпатовые граувакки, 11 – полевошпатовые граувакки; 12 – кристаллотуфы.

часто с волнистым погасанием, что характерно для кварца из эффузивных пород. Поликристаллический кварц редок. Полевых шпатов от 32 до 46 %. Это преимущественно кислые плагиоклазы, составляющие до 55–85 % всех полевых шпатов. Основных и средних плагиоклазов от 10 до 30 %. Калиевые полевые шпаты редки. Среди обломков пород, количество которых в сумме составляет от 34 до 49 %, преобладают основные и средние эффузивные породы (40–64 % от общего количества обломков), меньше терригенных (17–35 %) и кремнистых (8–21 %) пород, а обломки кварцитов и сланцев редки. Таким образом, по составу породообразующих компонентов кордонкинские песчаники близки и относятся к вулканомиктовым.

В зависимости от литологического типа глинисто-алевритовых пород, насыщенность их алевритовым обломочным материалом варьирует от 5 до 60–70 % объема. Обломочный материал, как правило, распределен равномерно, лишь изредка образуя микроскопления. Иногда присутствует неравномерно распределенная примесь песчаного материала. Алевритовые зерна обычно угловатые и угловато-окатан-

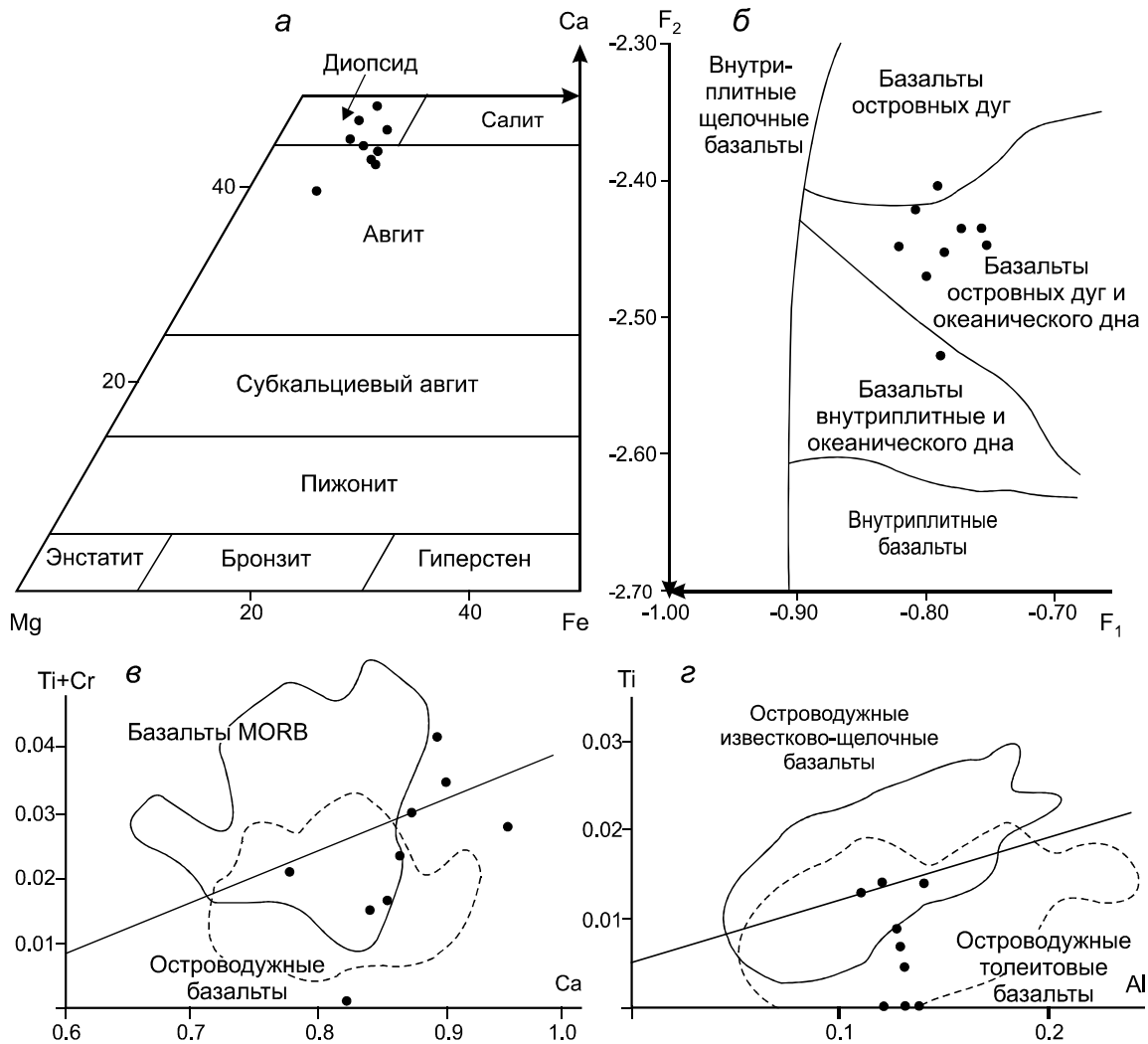


**Рис. 3.** Характер распределения тяжелых обломочных минералов в песчаных породах кордонкинской свиты (средние содержания).

ные, чаще изометричные. По составу обломочная часть этого типа пород близка к песчаникам, но в них больше кварца и полевых шпатов, а среди обломков пород встречаются обломки кремней, основных и средних вулканитов, тонкообломочных пород, сланцев и рудных минералов. Цемент базальный и поровый, по составу аналогичен составу цемента песчаников.

В песчаниках свиты изучался состав и характер распределения тяжелых минералов, при этом подсчитывались лишь обломочные минералы, а аутигенные исключались с тем, чтобы максимально надежно выявить состав и относительную роль источников питания. Тяжелые минералы составляют 0.01–1.0 % всего объема породы, редко достигая 3 %. На рис. 3 показано соотношение между средними содержаниями отдельных минералов.

В песчаниках установлены две ассоциации тяжелых минералов. Наиболее распространена ассоциация минералов, связанных с разрушением основных и ультраосновных магматических пород: хромит, магнетит, пироксен, роговая обманка, эпидот, а также ильменит и лейкоксен, которые, свою очередь, могут встречаться и в гранитоидах. Сумма содержаний этих минералов составляет в среднем 92 % всей тяжелой фракции, а в отдельных пробах достигает 100 %. Основной минерал этой ассоциации – хромит, среднее содержание которого составляет 55 %, в некоторых же пробах оно достигает 88 % всех минералов. В значительно меньших количествах встречаются амфибол (в отдельных пробах до 50 %), пироксены (до



**Рис. 4.** *a* – диаграмма составов обломочных клинопироксенов из песчаников кордонкинской свиты; *б–г* – дискриминантные диаграммы для клинопироксенов из базальтов различных тектонических обстановок: *б* – по [50]; *в, г* – по [40].  
 $F_1 = -0.012 \times \text{SiO}_2 - 0.0807 \times \text{TiO}_2 + 0.0026 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \times \text{FeO} - 0.0026 \times \text{MnO} + 0.0087 \times \text{MgO} - 0.0128 \times \text{CaO} - 0.0419 \times \text{Na}_2\text{O}$ ;  
 $F_2 = -0.0496 \times \text{SiO}_2 - 0.0818 \times \text{TiO}_2 - 0.02126 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \times \text{FeO} - 0.1435 \times \text{MnO} - 0.0029 \times \text{MgO} - 0.0085 \times \text{CaO} + 0.0160 \times \text{Na}_2\text{O}$ .  
 Поля составов клинопироксенов из различных базальтов показаны, соответственно, сплошной и пунктирной линиями. Для *a, в, г* элементы приведены в атомных количествах.

30 %), магнетит (до 9 %), эпидот (до 21 %), ильменит и лейкоксен (в сумме до 45 %). Вторую ассоциацию тяжелых минералов в песчаниках образуют циркон, гранат, турмалин и апатит – минералы, связанные с разрушением кислых изверженных и метаморфических пород. Содержание этих минералов крайне невелико, в сумме в среднем не превышает 8 % и лишь в отдельных пробах циркон составляет 10–18 %.

Микрохимический состав ряда тяжелых минералов несет важную информацию для определения состава пород и геологической природы питающих провинций [10, 11, 36, 39, 46–48, 54 и др.]. Результаты изучения состава некоторых из них (клинопироксена, роговой обманки, хромита) приведены в табл. 1.

Клинопироксены из песчаников кордонкинской свиты по составу соответствуют диопсиду и авгиту (рис. 4, *a*). На дискриминантной диаграмме Е. Нисбета и Дж. Пирса [50] (рис. 4, *б*) они соответствуют клинопироксенам базальтов островных вулканических дуг и базальтов океанического дна, вероятно входящих в состав основания островной дуги. На диаграммах (Ti+Cr)–Ca и Ti–Al (рис. 4, *в, г*) [40] видно, что источником исследуемых пироксенов были толеитовые базальты островных дуг и, частично, ультрабазиты офиолитовой ассоциации. Положение точек состава обломочных амфиболов из кордонкинских песчаников на диаграмме Fe–Al–10Ti (рис. 5, *a*) [47] свидетельствует об их происхождении из вулкани-

Таблица 1. Химический состав (вес. %) тяжелых обломочных минералов из нижнесилурийских песчаников кордон-кинской свиты.

Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
Клинопироксены											
Л-8	53.04	0.25	2.96	0.60	5.13	-	16.93	21.82	-	-	100.80
Л-13/1	53.40	0.53	2.90	0.98	4.11	-	17.00	23.27	-	-	102.17
Л-13/2	54.32	0.48	2.57	0.31	4.41	-	18.11	19.52	-	-	100.31
Л-13/3	53.10	-	3.36	0.96	4.40	-	16.18	23.83	-	-	101.83
Л-13/4	53.61	0.34	2.94	0.75	4.31	-	17.10	22.21	-	-	101.44
Л-14/1	51.63	0.50	3.16	0.71	5.77	-	16.09	22.37	-	-	100.22
Л-14/2	52.79	-	2.76	0.51	5.87	-	17.17	21.15	-	-	100.26
Л-14/3	52.97	-	3.01	0.11	6.21	-	17.04	20.76	-	-	99.99
Л-15	52.46	0.17	2.98	0.44	5.95	-	16.77	21.43	-	-	100.16
Амфиболы											
Л-13/1	45.78	2.18	8.44	-	15.67	-	13.23	11.48	1.65	0.89	99.32
Л-13/2	41.75	0.60	12.29	-	20.13	-	8.61	11.99	2.08	0.30	97.76
Л-13/3	44.52	0.55	10.87	-	19.32	-	9.92	11.75	1.69	0.43	99.03
Л-13/4	47.00	1.99	7.07	-	12.99	-	14.65	11.49	1.87	0.71	97.77
Л-13/4	43.11	2.54	11.08	-	14.61	-	12.53	11.56	2.46	0.97	98.85
Л-13/6	47.78	1.10	9.25	-	9.44	-	16.36	12.08	2.04	-	98.04
Л-13/7	48.88	0.44	7.57	-	13.20	-	14.84	12.02	1.04	-	98.00
Л-14/1	49.51	0.51	9.08	-	11.94	-	14.56	13.06	0.64	-	99.30
Л-14/2	49.34	0.91	9.58	-	10.91	-	14.34	12.59	0.76	-	98.43
Л-14/3	46.37	2.44	11.47	-	11.53	-	13.29	12.44	1.74	-	99.28
Л-14/4	45.69	1.88	8.33	-	16.77	-	12.52	11.19	1.56	0.91	98.85
Л-14/5	44.25	2.21	9.22	-	16.48	-	12.07	11.38	1.63	1.20	98.43
Л-15/1	45.38	1.73	9.01	-	15.37	-	13.43	11.40	1.73	1.13	99.16
Л-15/2	45.02	1.58	8.73	-	14.96	-	13.01	11.82	1.84	1.14	98.10
Хромиты											
Л-1/1	-	-	6.49	58.30	28.75	-	5.48	-	-	-	99.03
Л-1/2	-	-	6.98	59.25	29.19	-	5.09	-	-	-	100.51
Л-1/3	-	-	7.97	57.36	26.16	-	7.83	-	-	-	99.31
Л-1/4	-	-	8.18	56.16	26.85	1.07	7.72	-	-	-	99.98
Л-1/5	-	-	11.52	52.31	26.96	-	8.76	-	-	-	99.55
Л-1/6	-	-	11.57	52.30	26.87	0.88	8.23	-	-	-	99.86
Л-1/7	-	-	7.26	62.41	23.11	-	7.17	-	-	-	99.96
Л-1/8	-	-	7.42	61.65	23.98	-	7.00	-	-	-	100.05
Л-2/1	-	-	5.57	62.61	25.24	-	6.98	-	-	-	100.39
Л-2/2	-	-	5.27	63.61	24.21	-	6.81	-	-	-	99.90
Л-2/3	-	-	19.61	47.35	22.47	-	11.05	-	-	-	100.48
Л-2/4	-	0.44	19.10	46.71	22.76	-	10.51	-	-	-	99.51
Л-2/5	-	-	8.00	51.28	32.49	-	7.13	-	-	-	98.91
Л-2/6	-	-	8.64	50.39	33.31	-	6.55	-	-	-	98.89
Л-2/7	-	0.63	23.21	41.58	22.59	-	12.03	-	-	-	100.03
Л-2/8	-	0.54	22.89	41.88	22.66	-	11.92	-	-	-	99.88
Л-4/1	-	1.08	16.96	43.84	29.02	-	8.40	-	-	-	99.29
Л-4/2	-	1.19	16.36	44.85	28.29	-	8.28	-	-	-	98.98
Л-4/3	-	-	5.16	60.78	26.59	0.94	6.65	-	-	-	100.13
Л-4/4	-	-	5.33	58.68	28.31	-	6.05	-	-	-	98.37
Л-4/5	-	-	13.98	52.03	22.12	-	11.19	-	-	-	99.33
Л-4/6	-	-	13.27	52.85	23.56	-	9.89	-	-	-	99.56
Л-8/1/1	-	-	5.09	55.29	34.26	-	4.26	-	-	-	98.89
Л-8/1/2	-	-	9.87	54.40	27.94	-	7.26	-	-	-	99.47
Л-8/1/3	-	-	5.77	59.27	27.29	-	6.85	-	-	-	99.18
Л-11/1	-	0.32	9.90	58.80	22.75	-	7.74	-	-	-	99.50
Л-11/2	-	-	8.83	61.05	21.65	-	8.15	-	-	-	99.67

Таблица 1. (Окончание).

Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
Л-11/3	-	-	6.04	62.52	24.02	0.98	6.33	-	-	-	99.89
Л-13/1	-	-	11.33	52.54	28.17	-	7.91	-	-	-	99.96
Л-13/2	-	-	4.79	62.05	24.33	-	8.66	-	-	-	99.82
Л-13/3	-	0.82	20.86	44.80	24.00	-	8.75	-	-	-	99.23
Л-13/4	-	0.44	19.10	40.87	31.09	-	8.06	-	-	-	99.56
Л-14/5	-	-	6.92	62.85	22.37	-	7.78	-	-	-	99.91
Л-14/6	-	-	9.42	59.62	21.94	-	8.76	-	-	-	99.74

Примечание. FeO\* – общее железо, рассчитывается встроенной программой, поставляемой вместе с оборудованием (рентгено-спектральным микроанализатором JXA-8100). Прочерк – не обнаружено.

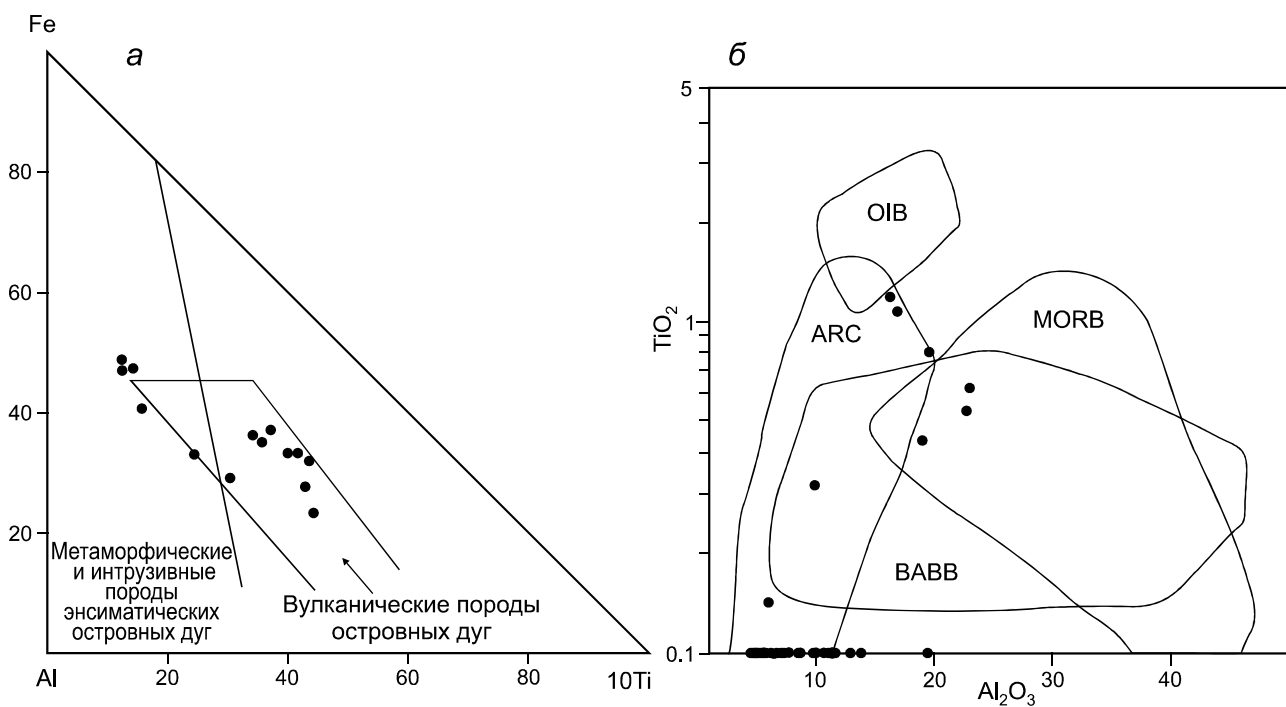


Рис. 5. Диаграммы состава обломочных амфиболов и хромитов из песчаников кордонкинской свиты и их вероятные вулканические источники: а – для амфиболов (атомные количества), по [47]; б – для хромитов (вес. %), по [39].

Поля составов хромитов из: MORB – базальтов срединно-океанических хребтов; BABB – задуговых бассейнов; OIB – океанических островов и ARC – островных дуг.

ческих пород островных (вероятно энсиматических) дуг, а также, частично, метаморфических и интрузивных пород их основания. Изученные обломочные хромиты по химическому составу очень однородны. Отличительной их особенностью является отсутствие либо крайне низкие (менее 1.2 %) содержания TiO<sub>2</sub> (табл. 1). На диаграмме TiO<sub>2</sub>–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [39] (рис. 5, б) они в основном соответствуют хромитам из базальтов островных дуг. Вместе с тем, часть хромитов, в основном с относительно более высоким содержанием TiO<sub>2</sub>, могли происходить из внутриплитных магма-

тических пород, вероятно входивших в состав основания островной дуги.

По химическому составу (табл. 2) песчаные породы кордонкинской свиты очень однородны: содержания кремнекислоты в них варьирует от 54.50 % до 57.75 %, и лишь в двух пробах оно незначительно превышает 60 %. Породам свойственны высокие содержания суммарного железа FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6.63–9.26 %), MgO (2.36–7.83 %), TiO<sub>2</sub> (0.61–1.19 %) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12.22–16.66 %). Помимо этого, песчаники характеризуются типичным для граувакк преобладанием Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных (г/г) элементов в песчаных породах кордонкинской свиты.

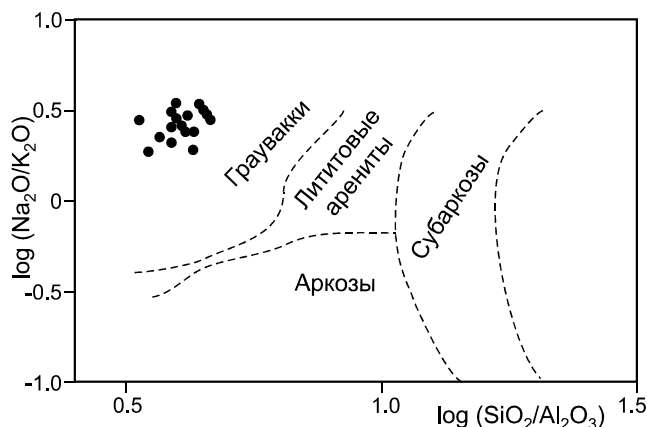
Номер пробы	Л1	Л2	Л3	Л4	Л5	Л6	Л8	Л8/1	Л10	Л11	Л12	Л13	Л14	Л15	Л24	Л26	Л33
SiO <sub>2</sub>	61.71	57.29	56.20	55.31	55.97	55.83	57.07	57.49	57.43	55.67	56.33	54.50	55.92	64.51	55.29	57.75	55.76
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.61	0.73	0.90	0.79	0.71	0.83	0.79	0.84	0.81	0.88	0.94	0.80	0.88	1.19	1.03	0.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.39	12.55	12.20	12.58	15.24	12.47	13.81	14.81	13.38	14.32	14.23	14.08	13.43	15.10	16.06	14.58	16.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.49	2.40	3.02	4.49	3.19	1.61	3.99	2.33	2.80	3.80	4.58	4.01	3.48	3.29	2.44	2.11	6.93
FeO	4.22	4.23	5.32	4.28	4.38	5.13	4.01	5.22	6.26	3.84	4.26	4.64	4.32	3.72	5.83	6.31	2.33
MnO	0.10	0.15	0.17	0.16	0.14	0.16	0.14	0.14	0.16	0.13	0.15	0.16	0.17	0.03	0.14	0.10	0.16
MgO	5.50	7.57	7.83	7.62	6.41	7.47	6.24	6.20	5.73	6.39	6.74	7.72	6.54	2.36	5.02	4.74	3.26
CaO	1.00	3.92	3.42	3.65	1.72	5.57	2.21	2.09	1.63	2.54	2.96	3.87	4.90	0.33	3.76	2.25	5.47
Na <sub>2</sub> O	3.17	2.78	2.56	2.98	3.84	2.74	3.62	3.76	3.93	3.47	3.71	3.57	3.77	3.29	4.06	3.79	4.29
K <sub>2</sub> O	1.10	0.93	0.89	0.86	1.69	0.86	1.49	1.78	1.61	1.35	1.05	1.14	1.26	1.69	2.13	1.31	1.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.12	0.14	0.14	0.19	0.13	0.18	0.19	0.18	0.17	0.19	0.18	0.16	0.20	0.56	0.27	0.30
п.п.л.	0.77	0.98	1.17	1.59	1.09	0.78	0.91	0.60	0.80	1.20	0.75	1.00	0.76	0.69	0.32	0.90	0.43
H <sub>2</sub> O	4.24	6.28	5.90	4.94	5.11	6.04	5.08	4.23	5.02	6.10	3.90	4.37	4.65	3.96	3.10	4.79	2.40
Сумма	99.61	99.81	99.55	99.50	99.76	99.50	99.60	99.63	99.76	99.79	99.73	100.17	100.15	100.05	99.90	99.94	100.16
ГМ	0.36	0.35	0.38	0.41	0.42	0.36	0.41	0.41	0.41	0.41	0.43	0.44	0.40	0.36	0.46	0.42	0.48
ТМ	0.055	0.049	0.060	0.071	0.052	0.057	0.060	0.053	0.063	0.057	0.062	0.067	0.060	0.058	0.074	0.070	0.041
ФМ	0.22	0.25	0.29	0.30	0.25	0.26	0.25	0.24	0.26	0.25	0.28	0.30	0.26	0.15	0.24	0.23	0.23
ЖМ	0.55	0.52	0.66	0.66	0.48	0.52	0.56	0.49	0.65	0.51	0.59	0.59	0.56	0.44	0.49	0.55	0.54
HKM	0.32	0.30	0.28	0.31	0.36	0.29	0.37	0.37	0.41	0.34	0.33	0.33	0.37	0.33	0.39	0.35	0.35
ClA	62.0	49.7	51.7	50.2	57.5	44.5	54.4	55.4	54.5	54.9	53.0	49.9	44.9	65.8	50.4	55.4	47.2
Be	0.54	0.58	0.75	1.05	0.53	0.67	0.48	1.54	0.55	0.73	0.82	0.86	1.07	1.00	1.02	0.94	1.08
Rb	16.24	14.88	14.41	14.03	25.90	13.91	21.09	32.94	19.79	22.56	18.07	20.92	22.67	45.62	42.66	7.98	8.56
Cs	10.16	18.01	18.88	23.42	22.90	21.14	23.49	24.54	17.07	24.27	26.56	26.10	24.87	16.82	19.74	29.01	22.38
Sr	144.2	185.3	208.3	210.2	205.5	234.3	217.1	245.0	187.6	196.8	274.0	263.5	266.8	171.5	843.4	561.8	925.5
Ba	381.2	566.4	419.3	441.2	738.1	465.3	754.7	862.8	728.3	669.4	324.4	352.3	401.6	298.5	867.6	188.4	331.7
Zr	115.3	55.8	83.6	78.8	120.0	70.9	114.5	132.5	102.4	117.8	144.7	110.0	101.6	193.7	233.1	135.4	82.3
Nb	5.47	2.61	4.33	3.61	5.17	2.69	4.47	5.99	5.06	4.36	6.75	4.43	4.88	9.45	13.62	11.21	4.34
Y	16.37	11.74	15.68	16.83	21.78	13.01	17.77	23.42	16.05	20.84	23.09	24.81	21.38	21.62	23.61	19.3	17.85
Sc	10.16	18.01	18.88	23.42	22.90	21.14	23.49	24.54	17.07	24.27	26.56	26.10	24.87	16.82	19.74	29.01	22.38
V	146.8	105.5	121.9	158.7	156.9	123.9	155.1	176.0	140.2	160.6	183.4	182.5	172.2	114.4	144.6	142.2	228.8
Cr	250.1	468.6	513.9	845.9	230.5	553.4	339.8	262.0	175.7	344.5	352.9	688.8	418.7	102.9	141.6	106.5	48.9
Co	18.69	22.33	27.04	25.12	18.29	24.75	20.09	23.17	20.77	19.14	25.95	31.49	28.58	14.01	24.79	28.43	20.55
Ni	82.3	273.0	246.0	209.1	83.17	230.4	86.3	103.4	92.3	97.3	131.6	221.5	198.9	46.2	66.6	136.6	24.2
Cu	23.79	14.28	26.10	18.26	34.47	39.75	32.31	26.63	40.15	25.87	48.07	48.04	47.31	58.11	32.66	39.50	48.82
Zn	73.0	65.6	90.5	81.5	75.2	67.1	85.1	81.6	95.1	85.4	75.0	84.2	72.6	80.4	105.2	82.9	92.7
Ga	11.26	8.66	9.91	10.42	12.16	9.66	11.03	13.21	11.89	11.26	15.32	15.18	14.19	16.56	18.82	15.75	18.04



Таблица 2. (Окончание).

Номер пробы	Л1	Л2	Л3	Л4	Л5	Л6	Л8	Л8/1	Л10	Л11	Л12	Л13	Л14	Л15	Л24	Л26	Л33
Mo	0.49	0.41	0.06	0.59	0.34	0.76	0.21	0.81	0.28	0.31	0.84	0.75	0.97	0.76	0.67	0.56	0.74
Sn	0.20	0.06	0.18	1.85	0.45	1.10	0.38	0.45	0.42	0.58	2.37	1.52	1.46	1.49	1.48	1.39	2.67
La	19.64	8.99	15.89	12.81	28.77	10.24	19.53	26.09	21.93	25.88	20.67	17.98	16.75	25.21	33.89	19.88	20.27
Ce	40.81	19.59	29.33	25.98	42.45	20.73	35.35	44.33	40.30	36.43	49.63	38.78	39.08	62.37	77.71	50.21	44.94
Pr	5.72	2.60	4.05	3.78	6.46	2.93	5.08	6.62	5.96	5.87	5.13	4.49	4.14	6.50	9.12	5.92	5.36
Nd	23.00	10.59	15.66	14.34	24.93	11.78	20.10	25.35	22.73	22.83	20.64	18.18	16.54	23.74	35.31	24.51	22.95
Sm	4.94	2.41	3.76	3.20	5.58	2.53	3.58	5.09	5.15	5.07	4.37	4.43	4.43	5.18	7.40	5.35	4.84
Eu	1.28	0.75	1.01	1.39	1.22	0.98	1.55	1.62	1.19	1.71	1.2	1.13	1.02	1.20	1.84	1.49	1.55
Gd	4.76	2.51	3.77	5.12	4.47	3.12	4.70	5.86	4.23	5.84	4.70	5.15	4.27	5.31	6.50	5.44	4.89
Tb	0.71	0.41	0.53	0.65	0.80	0.50	0.65	0.86	0.63	0.70	0.68	0.58	0.54	0.75	0.85	0.72	0.59
Dy	4.39	2.52	3.50	3.63	4.37	3.02	3.69	5.09	4.48	4.64	3.76	4.11	3.51	3.53	4.28	4.03	3.43
Ho	0.80	0.51	0.69	0.76	0.86	0.62	0.88	1.03	0.82	0.89	0.78	0.77	0.77	0.82	0.85	0.77	0.75
Er	2.67	1.68	2.11	2.20	2.98	1.86	2.20	2.99	2.21	2.53	2.31	2.33	2.14	2.58	2.66	2.28	1.93
Tm	0.35	0.22	0.33	0.34	0.33	0.25	0.21	0.43	0.33	0.28	0.40	0.32	0.32	0.31	0.39	0.28	0.24
Yb	2.33	1.67	2.17	2.30	2.13	1.75	2.16	2.40	1.74	2.11	1.97	1.89	1.81	2.37	2.40	1.91	1.62
Lu	0.32	0.24	0.33	0.34	0.38	0.26	0.33	0.51	0.31	0.27	0.372	0.304	0.363	0.327	0.336	0.272	0.324
Hf	3.15	1.71	2.39	2.16	3.11	1.87	3.03	3.18	3.02	2.97	3.79	2.84	2.73	4.79	5.48	3.78	2.33
Ta	0.39	0.22	0.24	0.19	0.35	0.14	0.33	0.40	0.36	0.26	0.38	0.26	0.34	0.55	0.78	0.57	0.21
Pb	9.22	5.85	8.62	7.61	11.13	7.18	9.22	11.22	8.08	8.03	11.30	8.69	5.96	12.19	8.55	9.64	8.64
Th	3.62	1.42	2.65	1.61	4.60	1.46	3.61	4.86	3.63	3.54	3.95	1.97	2.72	4.69	3.10	3.47	2.38
U	1.35	0.52	0.79	0.62	1.33	0.58	1.13	1.67	1.21	1.05	1.24	0.62	0.84	1.37	1.08	0.61	1.05
Eu/Eu*	0.78	0.92	0.80	1.03	0.71	1.05	1.14	0.89	0.74	0.95	0.79	0.71	0.69	0.69	0.82	0.82	0.95
[La/Yb] <sub>n</sub>	5.60	3.58	4.86	3.70	8.97	3.87	6.01	7.20	8.34	8.14	6.95	6.30	6.15	7.05	6.91	6.91	8.28

Примечание. ГМ – гидролизатный модуль  $(Al_2O_3 + TiO_2 + FeO + MnO)/SiO_2$ , ФМ – фермический модуль  $(Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO)/SiO_2$ , ТМ – титановый модуль  $TiO_2/Al_2O_3$ , ЖМ – железный модуль  $(Fe_2O_3 + FeO + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$ , НКМ – модуль нормированной щелочности  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ , CIA – индекс химического изменения  $[Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$ .



**Рис. 6.** Классификационная диаграмма  $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  для песчаных пород кордонкинской свиты, по [21].

(2.26–4.39 % и 0.86–2.13 %, соответственно). На классификационной диаграмме Ф.Дж. Петтиджона и его соавторов [21] (рис. 6) фигуративные точки составов песчаников свиты образуют компактную совокупность, группируясь в поле граувакк.

Химический состав глинисто-алевритовых пород близок к составу песчаников (табл. 3), однако за счет меньшей насыщенности их обломочными компонентами, но большего количества глинистых минералов, они отличаются пониженными содержаниями  $\text{SiO}_2$  (54.29–58.74 %),  $\text{MgO}$  (3.20–4.50 %) и  $\text{CaO}$  (0.21–1.86 %), но повышенными –  $\text{TiO}_2$  (0.64–1.22 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17.18–18.67 %) и  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (7.72–12.28 %). Кроме того,  $\text{K}_2\text{O}$  в них преобладает над  $\text{Na}_2\text{O}$  (2.67–3.44 % и 1.28–2.31 %, соответственно), что в целом характерно для этого типа пород [29].

Для получения наиболее объективной информации о составе исходных пород областей питания, степени их зрелости и выветрелости, литогенной либо петрогенной природе осадков, а также для корректных палеореконструкций условий и обстановок осадконакопления, в литологической практике широко используется ряд литохимических модулей и модульных диаграмм [3, 8, 12, 13, 18, 19, 28, 29, 50 и др.].

При количественной оценке степени химического выветривания пород, т.е. их «зрелости», используется гидролизатный модуль  $\text{ГМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$  [28, 29], величина которого зависит, с одной стороны, от содержания в них обломочного кварца или богатых кремнеземом обломков пород, а с другой – от количества и состава полевых шпатов, а также глинистых компонентов, входящих в состав цемента. Для песчаных пород кордонкинской свиты характерны довольно высокие его значения, варьирующие от 0.35–0.47 (табл. 3), что свидетель-

ствует о низком уровне их зрелости и образовании преимущественно за счет физического разрушения основных и средних пород областей сноса. Аналогичными значениями ГМ обладают типичные островодужные граувакки Олюторского (0.34–0.47) и Айнинского (0.41–0.48) террейнов Северо-Востока России [12]. В глинисто-алевритовых породах свиты значения ГМ несколько выше (0.46–0.56), что связано с меньшим содержанием в них кварца, полевых шпатов и богатых кремнеземом обломков пород, но большим – глинистого вещества. На невысокую степень выветривания исходных пород областей размыва также указывают и характерные для слабо выветрелых пород значения индекса химического изменения  $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$  [49], колеблющиеся в песчаниках от 44.5 до 65.8, а в глинисто-алевритовых породах – от 62.5 до 74.8 (табл. 2 и 3).

По величине фемического модуля  $\text{ФМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ , обычно используемого для разделения граувакк и аркозов [29], все терригенные породы кордонкинской свиты относятся к типичным грауваккам (0.15–0.30). Высокие его значения связаны с большим содержанием в породах обломков обогащенных железом и магнием вулканических пород, а также обилием глинистого цемента и матрикса. По данным Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [29], в глинисто-алевритовых породах, по сравнению с песчаниками, значения этого модуля, как правило, выше. В породах же кордонкинской свиты это соотношение часто обратное. Аналогичные результаты были получены нами [12] для отложений, имеющих островодужную природу, Олюторского (Восточная Камчатка) и Киселевско-Маноминского (Северный Сихотэ-Алинь) террейнов.

По величине титанового модуля  $\text{ТМ} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , введенного А.А. Мигдисовым [19], можно судить о составе материнских пород областей сноса и о динамике среды седиментации [29]. Наблюдающиеся в кордонкинских песчаных и глинисто-алевритовых породах довольно высокие значения ТМ (соответственно – 0.041–0.074 и 0.037–0.068) связаны со значительной примесью в породах основной вулканокластике. Близость значений ТМ в песчаниках и глинисто-алевритовых породах свидетельствует об отсутствии какой-либо существенной литодинамической сортировки обломочного материала, что в целом свойственно вулканомиктовым породам.

Железный модуль  $\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$  – еще один надежный показатель состава материнских пород областей питания [28, 29]. Высокие значения этого модуля в породах свиты (песчаники – 0.44–0.66, глинисто-алевритовые породы – 0.40–0.70) однозначно свидетельствуют о главенству-

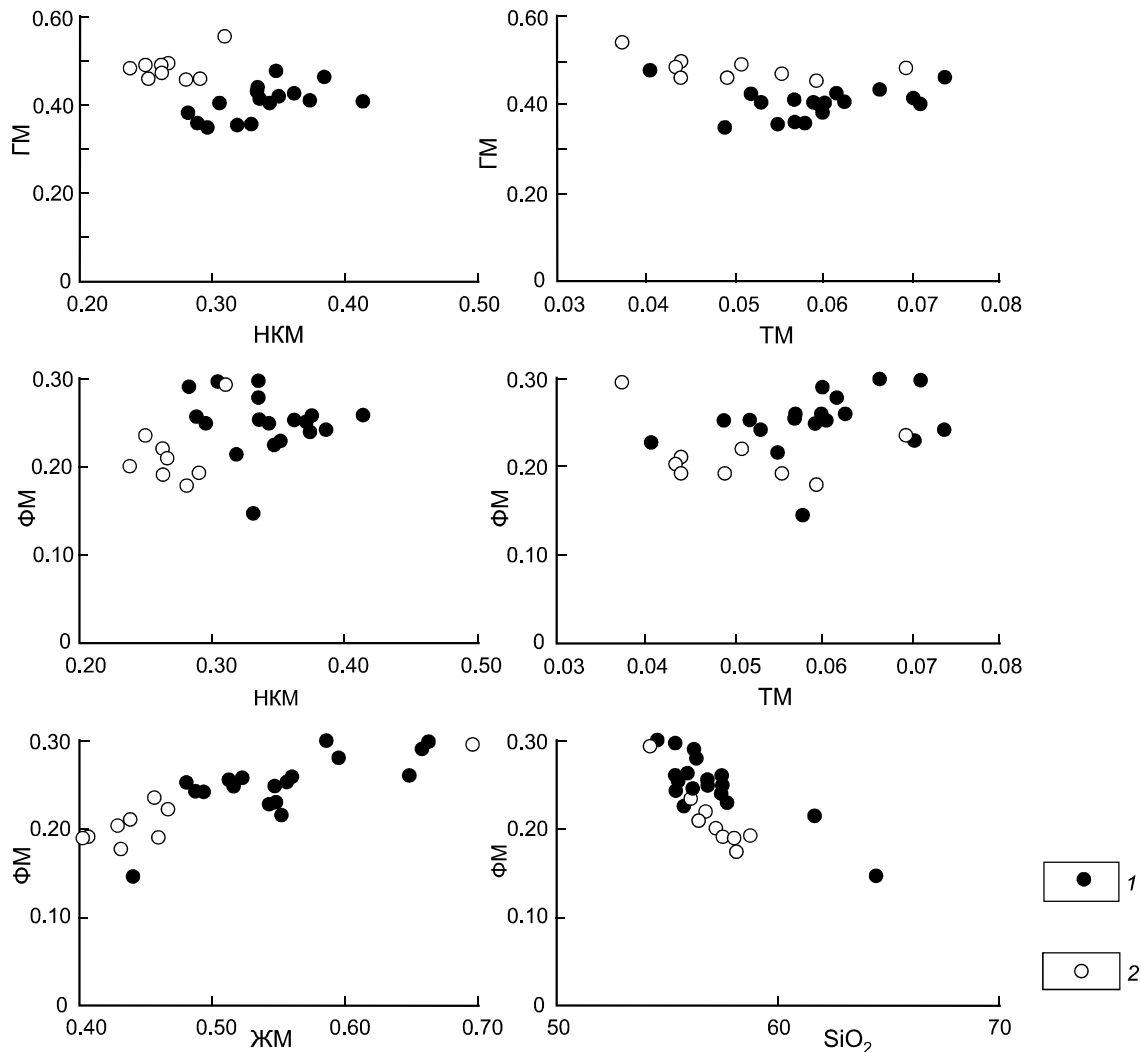


Рис. 7. Модульные диаграммы для песчаных и глинисто-алевритовых пород кордонкинской свиты, по [28, 29].

1 – песчаные, 2 – глинисто-алевритовые породы.

ющем влиянии на их формирование размывавшихся основных вулканитов.

Модуль нормированной щелочности  $NKM = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$  также позволяет распознавать примесь вулканического материала [29]. В изученных песчаниках значение НКМ невысоко и изменяется от 0.28 до 0.41, что связано с большим количеством примеси основной вулканокластики и характерно для граувакк. В глинисто-алевритовых породах эти значения еще ниже (0.24–0.31), что, очевидно, связано с меньшим содержанием в них полевых шпатов и большим количеством глинистого вещества.

На всех приведенных модульных диаграммах (рис. 7) фигуративные точки песчаных и глинисто-алевритовых пород образуют два самостоятельных, достаточно хорошо разделяющихся поля. Это объясняется более низкими значениями в глинисто-алев-

ритовых породах модулей ФМ, ЖМ, ТМ и НКМ, при этом несколько более высокими ГМ, что, очевидно, связано с меньшим содержанием в них кварца, полевых шпатов и обломков основных и средних вулканитов, но большим – глинистого вещества. Кроме того, при формировании терригенных отложений, вероятно, не происходило существенной механической дифференциации пелитовой и псаммитовой фракций. Наблюдающаяся на диаграммах положительная корреляция между парами ФМ–ТМ, ФМ–ЖМ и отрицательная либо ее отсутствие между другими парами модулей свидетельствует о принадлежности изученных пород к петрогенным, т.е. прошедшим один цикл седиментации.

По содержанию и характеру распределения редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) песчаники кордонкинской свиты достаточно близки между собой

Таблица 3. Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов в глинисто-алевритовых породах кордонкинской свиты.

Номер пробы	Л16	Л21	Л23	Л25	Л27	Л30	Л31	Л32	Л34
SiO <sub>2</sub>	57.64	59.13	58.74	56.00	58.92	57.21	56.52	54.29	56.73
TiO <sub>2</sub>	1.02	1.05	0.81	1.22	0.83	0.81	0.82	0.64	0.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.38	17.76	18.48	17.85	17.62	18.65	18.67	17.18	18.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.24	2.50	2.88	3.38	2.01	5.87	5.70	9.39	5.08
FeO	4.49	5.54	4.84	5.18	6.41	2.42	2.78	2.89	3.77
MnO	0.05	0.08	0.06	0.14	0.06	0.05	0.06	0.12	0.08
MgO	3.29	2.36	3.53	4.50	2.83	3.20	3.32	3.69	3.59
CaO	0.54	1.75	0.21	1.11	0.35	0.42	0.46	1.86	0.77
Na <sub>2</sub> O	1.39	1.00	1.42	1.31	2.48	1.28	2.31	2.07	1.63
K <sub>2</sub> O	3.44	4.03	3.24	2.98	2.64	3.16	2.67	3.25	3.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.32	0.10	0.16	0.53	0.24	0.14	0.15	0.18	0.25
п.п.п.	0.92	0.45	0.72	0.87	1.63	1.72	1.58	0.85	1.11
H <sub>2</sub> O	5.01	4.18	4.73	5.06	4.23	5.14	4.87	3.55	4.83
Сумма	99.72	99.93	99.82	100.22	100.25	100.05	99.90	99.96	99.95
ГМ	0.47	0.46	0.46	0.50	0.46	0.49	0.50	0.56	0.49
ТМ	0.055	0.059	0.044	0.068	0.047	0.043	0.044	0.037	0.051
ФМ	0.19	0.18	0.19	0.24	0.19	0.20	0.21	0.30	0.22
ЖМ	0.40	0.40	0.46	0.43	0.44	0.70	0.47	0.43	0.46
НКМ	0.26	0.28	0.25	0.24	0.29	0.24	0.27	0.31	0.26
СIA	72.5	65.9	74.8	69.9	69.9	74.8	71.3	62.5	70.8
Be	1.76	1.55	2.23	1.72	1.76	2.12	1.75	0.92	1.75
Rb	89.50	86.42	120.40	26.18	111.54	122.30	102.00	67.19	87.92
Cs	26.08	27.31	23.06	32.23	25.46	23.70	22.03	33.13	26.71
Sr	83.73	133.26	77.58	293.60	95.67	80.33	121.90	261.20	153.06
Ba	646.2	532.1	433.3	229.6	445.6	498.6	484.7	870.3	527.1
Zr	190.8	172.9	172.8	156.0	162.4	167.0	181.7	79.0	157.9
Nb	10.89	12.040	11.57	14.94	11.74	12.08	12.38	4.15	11.00
Y	32.62	27.44	25.00	23.77	25.87	25.47	26.52	18.68	25.34
Sc	26.08	24.31	23.06	32.23	25.16	23.70	22.03	33.13	26.71
V	156.9	151.5	141.0	228.0	153.5	154.9	150.8	199.6	171.9
Cr	133.4	119.5	118.5	125.4	121.2	122.0	117.6	87.8	117.4
Co	17.70	28.59	17.03	47.63	19.33	17.81	19.77	22.84	23.80
Ni	66.92	104.29	60.77	368.20	62.34	68.90	65.29	56.85	114.49
Cu	71.10	52.24	40.04	71.05	49.23	37.56	39.66	114.16	62.26
Zn	99.7	104.4	102.1	112.2	102.33	111.3	113.8	103.2	107.1
Ga	21.91	23.32	24.08	18.24	22.56	24.30	23.42	20.74	22.12
Mo	0.79	0.64	0.56	0.86	0.59	0.53	0.46	0.68	0.65
Sn	1.65	2.45	2.69	1.70	2.19	2.50	3.36	1.56	2.25
La	31.86	33.39	37.86	18.94	33.46	42.63	40.31	14.97	31.09
Ce	72.15	76.03	83.66	44.34	79.56	87.69	82.23	26.51	66.09
Pr	8.08	8.24	9.12	5.36	8.52	9.76	9.26	3.68	7.54
Nd	32.11	31.41	32.69	22.76	31.49	36.73	35.30	14.48	29.01
Sm	7.18	6.95	7.08	5.09	7.63	7.96	6.87	3.34	6.25
Eu	1.54	1.53	1.30	1.57	1.39	1.29	1.22	1.06	1.33
Gd	7.20	5.39	5.43	5.88	5.32	5.94	6.24	3.44	5.69
Tb	1.09	0.91	0.85	0.76	0.81	0.92	0.89	0.45	0.83
Dy	6.06	5.25	4.40	4.57	4.83	4.96	5.11	2.81	4.65
Ho	1.34	0.91	0.95	0.88	0.92	0.99	0.97	0.56	0.95
Er	3.42	2.39	2.45	2.35	2.43	2.93	2.96	2.02	2.69
Tm	0.49	0.44	0.47	0.41	0.45	0.42	0.42	0.27	0.41
Yb	3.22	2.32	2.70	2.03	2.32	3.01	2.60	1.81	2.56
Lu	0.44	0.42	0.41	0.38	0.43	0.44	0.49	0.32	0.41

Таблица 3. (Окончание).

Номер пробы	Л16	Л21	Л23	Л25	Л27	Л30	Л31	Л32	Л34
Hf	5.22	4.95	5.04	4.18	494	5.03	5.21	2.05	4.45
Ta	0.67	0.69	0.89	0.88	0.78	0.78	0.82	0.23	0.71
Pb	13.58	13.61	16.21	12.10	15.55	19.20	17.22	11.16	14.91
Th	6.73	7.15	10.33	3.06	8.93	9.90	10.42	1.86	7.05
U	1.67	1.57	2.25	0.67	1.45	2.07	2.22	0.81	1.61
Eu/Eu*	0.64	0.63	0.61	0.86	0.59	0.54	0.55	0.94	0.66
[La/Yb] <sub>n</sub>	6.57	8.23	9.30	6.18	9.12	9.39	10.28	5.50	8.05

Примечание. Расшифровку литохимических модулей см. в примечании к табл. 2.

(табл. 2). Суммарные содержания РЗЭ в них относительно невелики и варьируют от 55 до 183 г/т. Спектры распределения РЗЭ, нормализованные к составу хондрита [32] (рис. 8), во всех изученных пробах песчаников в целом однотипны и характеризуются нормальными трендами распределения с умеренной степенью фракционирования и невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым ( $La_N/Yb_N$  от 3.58 до 8.97). Помимо этого, спектры распределения характеризуются слабо выраженной либо отсутствием отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu\* от 0.71 до 1.14). По сравнению с постархейским австралийским средним глинистым сланцем (РАAS), принятым за средний состав верхней континентальной коры [24], породы незначительно обеднены большинством как легких, так и тяжелых элементов (от 1.1 до 2.1 раза), и лишь иногда некоторые из них находятся в равных или несколько более высоких концентрациях (Eu, Gd, Tb, Dy). В глинисто-алевритовых породах суммарный уровень концентрации РЗЭ несколько выше, чем в песчаниках и варьирует в пределах от 75 до 206 г/т (табл. 3). Вместе с тем, общий характер их распределения (рис. 8) в целом близок таковому в песчаниках, отличаясь лишь несколько более высоким отношением легких РЗЭ к тяжелым ( $La_N/Yb_N$  от 5.50 до 10.28), а также более отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu\* 0.54–0.94). По сравнению с РАAS, в глинисто-алевритовых породах большинство РЗЭ находится в близких или незначительно превышающих концентрациях (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy до 1.6 раза), и только в двух пробах содержания практически всех элементов ниже (до 3 раз).

#### ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные по вещественному составу нижнесилурийских терригенных отложений кордонкинской свиты Лаоелин-Гродековского террейна позволяют реконструировать тектонический тип и породный состав области сноса, а также восстано-

вить геодинамическую обстановку формирования самого бассейна осадконакопления. Предлагаемые палеорекострукции основаны на использовании серии широко известных дискриминантных диаграмм, построенных на основе актуалистического подхода, т.е. сравнения результатов изучения древних терригенных пород и современных глубоководных осадков, формирование которых происходило в известных тектонических обстановках [30, 31, 34, 42, 51, 54 и др.]. При построении диаграмм использованы породообразующие компоненты песчаников, содержащиеся в них тяжелые обломочные минералы, ряд индикаторных оксидов, редких и РЗЭ элементов и их отношений, наиболее полно отражающих минерально-петрографический состав материнских пород источников питания, а также особенности накопления осадков в различных тектонических обстановках.

Тектонический тип и совокупность материнских пород областей питания являются главными факторами, определяющими минеральный состав, а также содержание и распределение петрогенных, редких и редкоземельных элементов в терригенных породах бассейнов седиментации. Такая закономерность позволяет решить обратную задачу: реконструировать состав и тип палеоисточника сноса.

Полученные результаты изучения вещественного состава терригенных пород кордонкинской свиты свидетельствуют, что по своим минералого-геохимическим параметрам они являются петрогенными граувакками, характеризуются невысокой степенью зрелости обломочного материала, а их формирование происходило за счет практически не претерпевших химических преобразований материнских пород области сноса.

Реконструкция тектонических типов источников питания по составу породообразующих компонентов песчаников осуществлялась при помощи диаграммы В. Диккинсона и К. Сучека [34] (рис. 9, а), разработанной по результатам изучения древних песчаников в складчатых областях обрамления Тихого океана. На

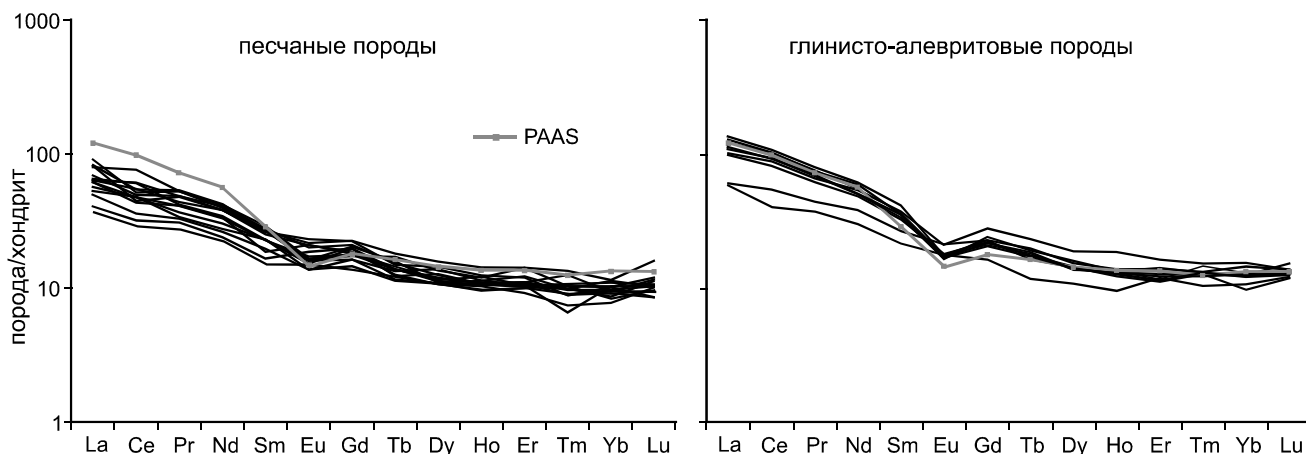


Рис. 8. Спектры распределения РЗЭ, нормированных по хондриту [32], в песчаниках и глинисто-алевритовых породах кордонкинской свиты и сопоставление их с PAAS, по [24].

этой диаграмме песчаные породы кордонкинской свиты соответствуют породам, питающей провинцией для которых являются переходные, частично эродированные островные дуги (Шб), а главным источником питания были вулканические образования, бронирующие фундамент дуги.

Состав и определенные соотношения тяжелых обломочных минералов в песчаниках позволяют судить о типах питающих провинций. Так на предложенной Э. Гарзанти и С. Андо [35] диаграмме (рис. 9, б) выделяются поля ассоциаций тяжелых минералов, характерных для различных питающих провинций: континентальных блоков (кратонов и краевых частей рифтов), в различной степени эродированных магматических дуг и коллизионных орогенов. Точки составов ассоциаций тяжелых минералов изученных песчаников кордонкинской свиты на этой диаграмме попадают в поля питающих провинций островных дуг, главным образом незэродированных и, частично, переходных слабоэродированных. Островодужная природа источника обломочного материала подтверждается микрохимическим составом пироксенов, амфиболов и хромитов, при этом часть из них происходила из ультраосновных магматических пород офиолитов, вероятно входивших в состав основания островной дуги.

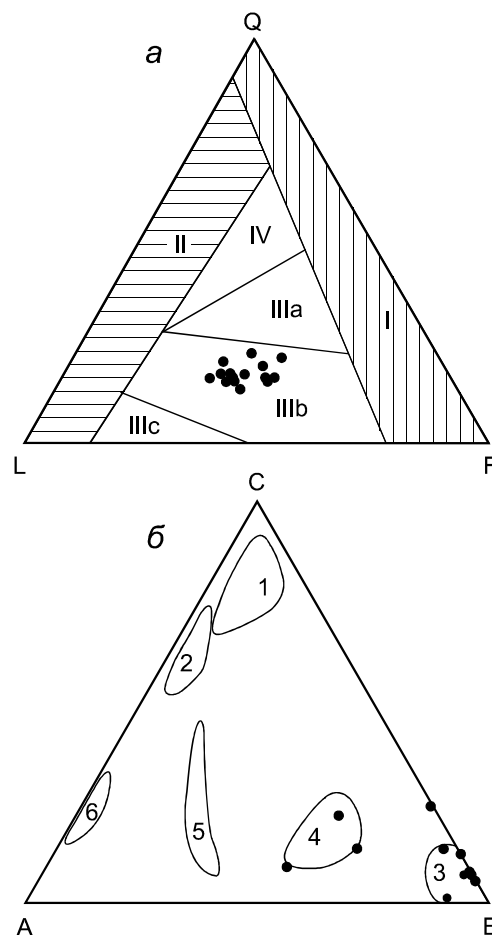


Рис. 9. Диаграммы типов питающих провинций для песчаных пород кордонкинской свиты.

а – по пороодообразующим компонентам, по [34]. Q – кварц; L – обломки пород; F – полевые шпаты. Типы питающих провинций: I – устойчивые кратоны и поднятые блоки основания, II – ремобилизованные орогены, III – магматические дуги (IIIa – расчлененные, глубоко эродированные, IIIb – переходные, IIIc – нерасчлененные, слабо эродированные), IV – смешанные источники питания; б – по тяжелым обломочным минералам, по [35]. A – амфиболы; B – клинопироксены, ортопироксены, оливины и хромиты; C – другие прозрачные минералы. Типы питающих провинций: 1 – континентальные блоки (кратоны и краевые части рифтов); 2 – коллизионные орогены; 3–6 – магматические дуги: 3 – незэродированные, 4 – переходные слабоэродированные, 5 – переходные эродированные, 6 – сильноэродированные.

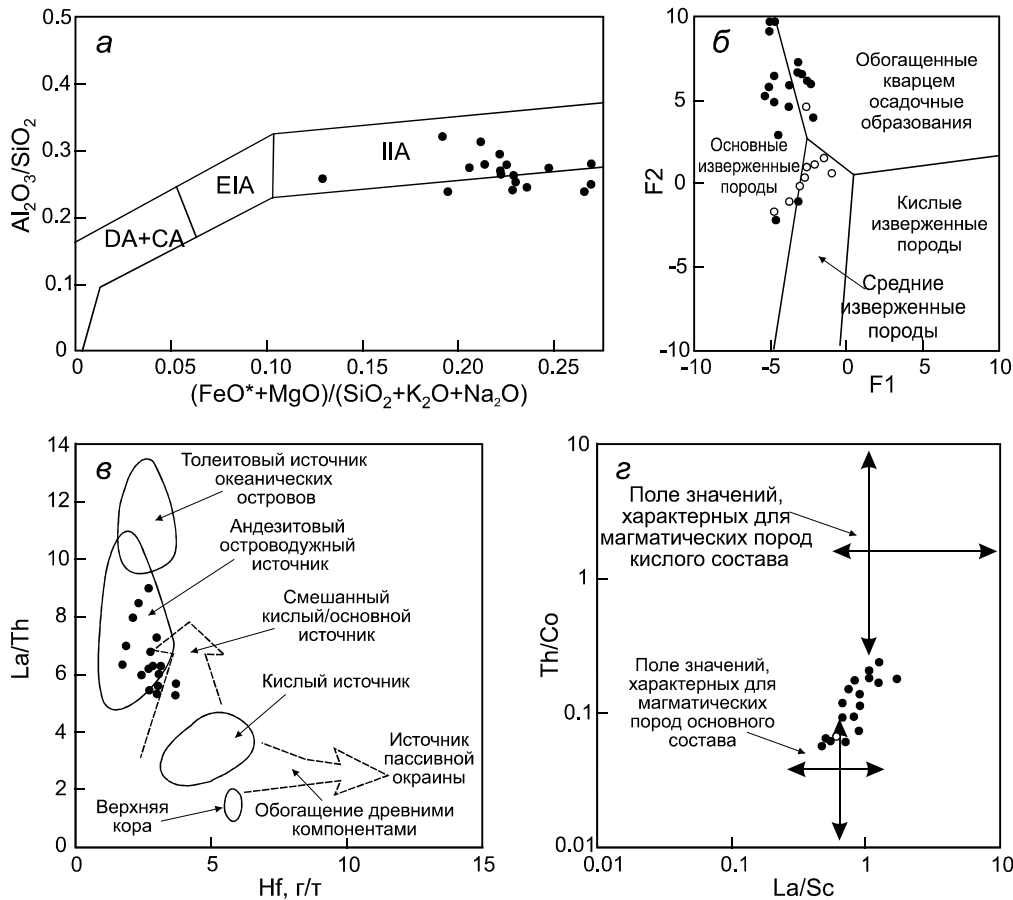


Рис. 10. Возможные источники питания для терригенных пород кордонкинской свиты по геохимическим данным.

*a* – типы питающих провинций магматических дуг, по [38]. Питающие провинции: IIA – островные океанические незрелые, EIA – слабоэродированные островные, DA – сильноэродированные островные, CA – окраинно-континентальные; *б-г* – вероятные составы материнских пород питающих провинций на диаграммах: *б* – F1–F2, по [52].  $F1 = 30.638 \times \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329 \times \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031 \times \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 3.5402 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382$ ;  $F2 = 5.65 \times \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 10.879 \times \text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875 \times \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 5.404 \times \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 11.112 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89$ ; *в* – Hf–La/Th, по [37]; *г* – La/Sc–Th/Co, по [33].

Условные обозначения см. на рис. 7.

Интерпретация геохимического состава терригенных пород основана на тех же принципах, что и интерпретация состава породообразующих компонентов. Так на диаграмме, построенной по результатам изучения химического состава песчаников, источником материал для которых были разнообразные магматические дуги, К. Киминами с соавторами [38] (рис. 10, *a*) выделили поля различных типов и стадий развития питающих провинций магматических дуг. На ней песчаники кордонкинской свиты попадают либо приближаются к полю пород, формировавшихся за счет разрушения незрелой, практически не эродированной океанической островной дуги. Диаграмма же Б. Роузера и Р. Корша [52] (рис. 10, *б*) позволяет предположить доминирование в области сноса, в период накопления терригенных отложений свиты, основных и средних вулканических пород, а также,

частично, обогащенных кварцем осадочных образований.

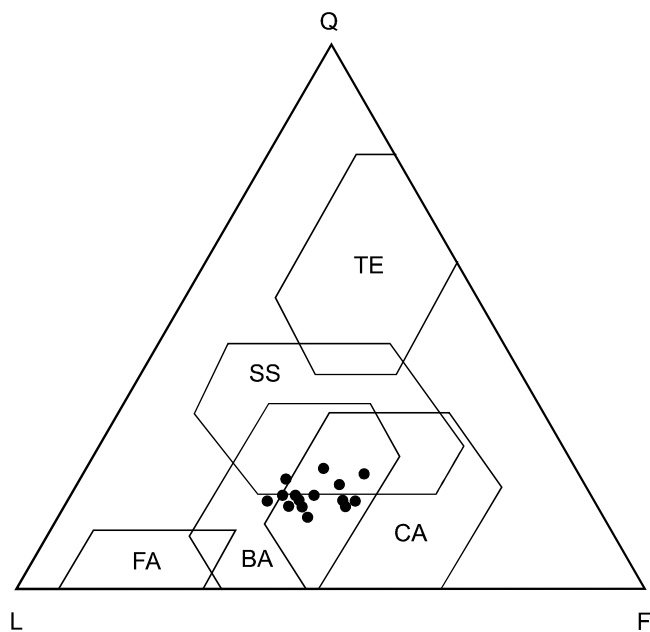
Геохимические особенности терригенных пород, уровни концентраций и характер распределения в них редких и редкоземельных элементов во многом контролируются составом материнских пород источников сноса. А поскольку РЗЭ, Sc, Th, Zr, Hf, Co незначительно подвержены процессам выветривания, слабо растворимы в воде и практически без потерь переходят из областей размыва в области осадконакопления, их можно использовать для распознавания состава и типов источников питания, а также реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования бассейнов седиментации [14, 43, 44]. Известно, что в основных вулканических породах, по сравнению с кислыми, ниже содержания РЗЭ, Th и Zr, но выше – Sc, Ni, Cr и Co. Кроме того, для них характерны бо-

лее низкие отношения легких элементов к тяжелым, а также отсутствие либо слабое проявление отрицательной и даже положительной Eu аномалии [14, 24]. Породы кордонкинской свиты полностью отвечают этим критериям, что позволяет говорить об их формировании, главным образом, за счет размывавшихся основных и средних вулканитов. Источником питания, судя по расположению фигуративных точек на диаграммах Р.Л. Куллерса, П.А. Флойда и Б.Е. Леве-риджа [33, 37] (рис. 10, в, з), используемых для распознавания типа и состава пород питающих провинций, была островная дуга. Отложения формировались за счет разрушения основных и средних вулканических образований самой дуги и, помимо этого, магматических и обогащенных кварцем осадочных образований ее фундамента.

Определение типов и состава материнских пород питающих провинций по вещественному составу терригенных пород подразумевает наличие определенных геодинамических обстановок формирования связанных с ними седиментационных бассейнов. Установить эти обстановки можно также путем сравнения вещественного состава изученных объектов с составом древних пород и современных осадков из бассейнов с известными тектоническими обстановками.

Палеогеодинамические обстановки формирования бассейна седиментации для отложений кордонкинской свиты по составу породообразующих компонентов песчаников реконструируются при помощи диаграммы Дж. Мейнарда и его соавторов [42] (рис. 11), на которой фигуративные точки изученных пород ложатся в область перекрытия полей, соответствующих островодужным обстановкам: как бассейнам, связанным с окраинно-континентальными магматическими дугами (СА), так и задуговым бассейнам океанических островных дуг (ВА).

Реконструкция палеогеодинамических обстановок формирования отложений свиты по геохимическому составу терригенных пород осуществлена при помощи серии дискриминантных диаграмм, приведенных на рис. 12. На диаграммах М. Бхатия и А. Крука [30, 31], используемых для разделения песчаников из бассейнов различных тектонических обстановок, фигуративные точки песчаников свиты группируются (либо приближаются к ним) в полях бассейнов, сопряженных с океаническими островными дугами (рис. 12, а-е), примером такой дуги является современная Идзу-Бонинская дуга. Принадлежность отложений к образованиям океанических островных дуг хорошо подтверждается низкими содержаниями в песчаных породах свиты  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , Th, Rb, Zr, Hf и легких РЗЭ, но при этом повышенными –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ , Co, Ni, Sc, V, Cr. Тектонические обстановки самих бассейнов се-



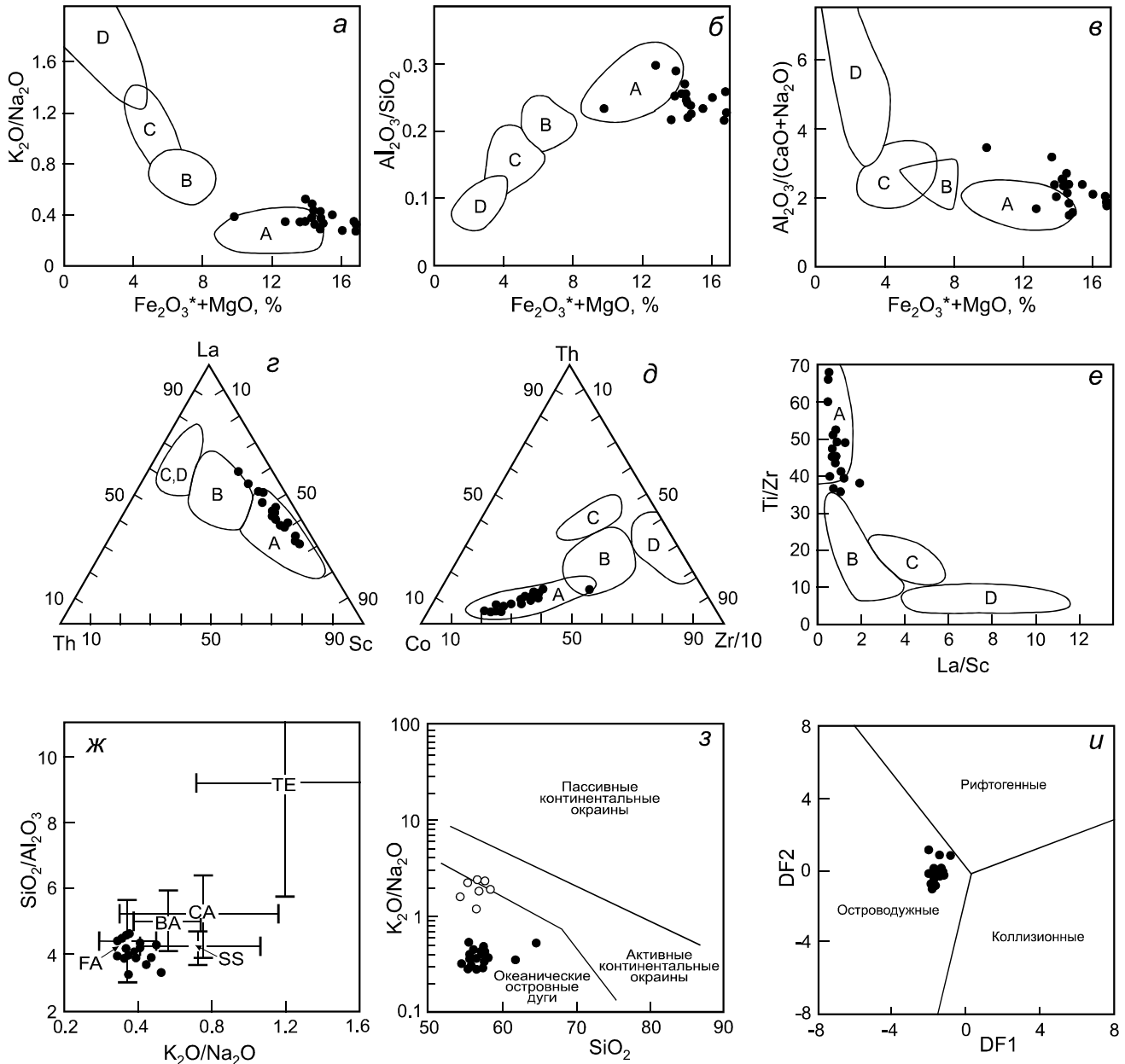
**Рис. 11.** Геодинамическая интерпретация состава породообразующих компонентов песчаных пород кордонкинской свиты, по [42].

Типы бассейновых обстановок, бассейны: пассивных континентальных окраин (TE), активных континентальных окраин, осложненных сдвигами дислокациями по трансформным разломам (SS); сопряженные: с окраинно-континентальной магматической дугой (CA), с океанической вулканической дугой (FA – преддуговые и BA – задуговые бассейны). L – обломки пород, Q – кварц, F – полевые шпаты.

диментации реконструируются при помощи диаграммы Дж. Мейнарда и его соавторов [42] (рис. 12, ж), на которой точки песчаников попадают в поля бассейнов океанических островных дуг, при этом тяготея к обстановкам их преддуговых бассейнов. Не менее однозначно обстановки океанических дуг устанавливаются и на диаграмме Б. Роузера и Р. Корша [51] (рис. 12, з). На ней, помимо песчаников, в это поле попадает и большинство точек глинисто-алевритовых пород. Некоторое их смещение в область активных континентальных окраин (окраинно-континентальных дуг), вероятно, связано с большим, по сравнению с песчаниками, содержанием глинистых минералов и меньшим – обломочных компонентов. На появившихся в последнее время новых дискриминантных диаграммах DF1–DF2 с низким содержанием кремнезема ( $\text{SiO}_2$  от 35 до 63 %) [54], которые были отнесены А.В. Масловым [17] к диаграммам второго поколения, фигуративные точки кордонкинских песчаников также ложатся в поле островодужных обстановок (рис. 12, и).

Таким образом, обобщение и интерпретация полученных данных по вещественному составу тер-





**Рис. 12.** Палеогеодинамические обстановки формирования терригенных отложений кордонкинской свиты на основании интерпретации геохимических данных.

*a–e* – типы седиментационных бассейнов, по [30, 31]. Поля значений геохимических параметров древних песчаников из бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами.  $Fe_2O_3^*$  – общее железо. *ж* – бассейновые обстановки, по [42]. Пересекающиеся линии – стандартные отклонения от средних составов современных глубоководных песков из бассейнов различных геодинамических обстановок. Аббревиатуры см. на рис. 11. *з* – бассейновые обстановки для песчаных и глинисто-алевритовых пород, по [51]. *и* – возможные типы геодинамических обстановок на низкремнистой диаграмме DF1–DF2, по [54].

Условные обозначения см. на рис. 7.

ригенных пород раннесилурийской кордонкинской свиты свидетельствуют, что ее отложения формировались в седиментационном бассейне, связанном с океанической островной дугой. Областью питания была сама островная дуга, сложенная основными и средними вулканитами, а также ее фундамент, состоящий

их океанических магматических и осадочных образований.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для выяснения геодинамической обстановки формирования отложений раннесилурийской кор-

донкинской свиты Лаоелин-Гродековского террейна Южного Приморья, а также для определения типа и породного состава их питающих провинций были изучены породообразующие компоненты, тяжелые обломочные минералы (включая микрохимический состав некоторых из них) и геохимические особенности слагающих свиту песчаных и глинисто-алевритовых пород.

В результате проведенных исследований установлено, что по своим минералого-геохимическим параметрам породы кордонкинской свиты соответствуют типичным грауваккам и являются петрогенными или “first cycle” породами, образовавшимися преимущественно за счет механического разрушения пород источников питания. Они характеризуются слабой литодинамической переработкой материнских пород, низкой степенью зрелости обломочного материала и высокой скоростью его захоронения.

Палеогеодинамическая интерпретация всей совокупности полученных в процессе исследования данных по составу, содержанию и характеру распределения породообразующих компонентов, тяжелых обломочных минералов, петрогенных, редких и редкоземельных элементов в терригенных породах свиты свидетельствуют, что седиментация происходила в бассейне, связанном океанической островной дугой, примером которой является современная Идзу-Бонинская дуга. Областью питания, поставившей обломочный материал в этот бассейн, была сама дуга, сложенная основными и средними вулканитами, а также магматическими и осадочными образованиями, входившими в состав ее фундамента.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 19-05-00037 и № 19-05-00229).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Деркачев А.Н. Минералогические особенности окраинно-морского седиментогенеза (на примере Японского моря). Владивосток: Дальнаука, 1996. 226 с.
3. Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Петрогеохимические особенности метатерригенных пород Канского блока Восточного Саяна: реконструкция источников сноса и условий осадкообразования // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 2. С. 186–201.
4. Изосов Л.А., Кандауров А.Т., Баженов В.А., Корень Т.Н., Шишкина Г.Р., Колобова А.И.М., Кулькова Н.П. Силурийские отложения Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 75–82.
5. Изосов Л.А., Смирнова О.Л., Емельянова Т.А. Кордонкинская свита Западного Приморья: тектоно-стратиграфический комплекс? // Регион. проблемы. 2016. Т. 19, № 1. С. 3–7.
6. Кульков Н.П. Силурийские брахиоподы Дальнего Востока России и их биогеографические связи. Новосибирск: СНИИГГИМС, 2009. 43 с.
7. Кутуп-Заде Т.К. Отчет о результатах работы по объекту «ГДП-200 листов L-52-XXX, L-52-XXXVI (Гродековский объект)» за 2007–2010 гг. Владивосток, 2010.
8. Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б. Неопрогерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 2110–2121.
9. Максимова З.А., Органова Н.М. Первая находка девонской фауны в Западном Приморье // Докл. АН СССР. 1959. Т. 128, № 3. С. 594–595.
10. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П. Митрохин А.Н. Кемский террейн (Восточный Сихотэ-Алинь) – фрагмент раннемеловой островодужной системы восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 38–59.
11. Малиновский А.И., Маркевич П.В., Тучкова М.И. Тяжелые обломочные минералы терригенных пород как индикаторы геодинамических обстановок в палеобассейнах орогенных областей Востока Азии // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. Вып. 8, № 2. С. 97–111.
12. Малиновский А.И., Тучкова М.И. Литохимия палеоостроводужных комплексов орогенных поясов Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 5. С. 5–22.
13. Малиновский А.И. Геохимические особенности и геодинамические обстановки формирования меловых терригенных отложений Западно-Сахалинского террейна // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 2. С. 58–76.
14. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретация полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
15. Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З. К оценке палеогеодинамических обстановок формирования осадочных последовательностей нижнего и среднего рифея Учуро-Майского региона и Башкирского мегантиклинория // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 5. С. 55–68.
16. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н. и др. Синорогенные псаммиты: основные черты литохимии // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 1. С. 70–96.
17. Маслов А.В., Подковыров В.Н., Мизенс Г.А., Ножкин А.Д., Фазлиахметов А.М., Малиновский А.И., Худoley А.К., Котова Л.Н., Купцова А.В., Гареев Э.З., Зайнуллин Р.И. Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления // Геохимия. 2016. № 7. С. 579–595.
18. Медведева С.А. Возможность применения литохимии для сопоставления и корреляции отложений на примере Комсомольского разреза Северного Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 4. С. 74–89.
19. Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149–163.
20. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.

21. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
22. Решения IV Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.): Объясн. зап. к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГПП, 1994. 124 с.
23. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И. Смирнов Ю.В. Геохимические особенности палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение геодинамических условий седиментации // Геохимия. 2013. № 4. С. 344–365.
24. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
25. Тучкова М.И., Маркевич П.В., Крылов К.А. Копорунин В.И., Григорьев В.Н. Минералого-петрографический состав и геодинамические условия накопления меловых отложений Пенжинской губы // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 3. С. 197–208.
26. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.
27. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
28. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981. 276 с.
29. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
30. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, N 6. P. 611–627.
31. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
32. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare Earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
33. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.
34. Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone composition // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63, N 12. P. 2164–2182.
35. Garzanti E., Ando S. Plate tectonics and heavy mineral suites of modern sands // Heavy minerals in use. Developments in sedimentology. Amsterdam: Elsevier, 2007. V. 58. P. 741–764.
36. Heavy minerals in use. Developments in sedimentology / Ed. M.A. Mange, D.T. Wright. Amsterdam: Elsevier, 2007. V. 58. 1283 p.
37. Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. 1987. V. 144. P. 531–542.
38. Kiminami K., Kumon F., Nishimura T., Shiki T. Chemical composition of sandstones derived from magmatic arcs. Composition and origin of clastic rocks from mobile belts (examples from the Japanese Islands) // The memoirs of the Geological society of Japan. 1992. N 38. P. 361–372.
39. Lenaz D., Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Princivalle F. Melt inclusions in detrital spinel from the SE Alps (Italy – Slovenia): a new approach to provenance studies of sedimentary basins // Contrib. to mineralogy and petrology. 2000. V. 139, N 6. P. 748–758.
40. Leterrier J., Maury R.C., Thonon P. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series // Earth & Planetary Sci. Lett. 1982. V. 59. P. 139–154.
41. Markevich P.V., Malinovsky A.I., Tuckova M.I., Sokolov S.D., Grigoriev V.N. The use of heavy minerals in determining the provenance and tectonic evolution of Mesozoic and Cenozoic sedimentary basins in the continent – Pacific Ocean transition zone: examples from Sikhote-Alin and Koryak-Kamchatka Regions (Russian Far-East) and Western Pacific // Heavy minerals in use. Developments in sedimentology. Amsterdam: Elsevier, 2007. V. 58. P. 789–822.
42. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins / Ed. J.K. Leggett. Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins // Blackwell Scientific Publ. Oxford. 1982. P. 2. P. 551–61.
43. McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // Rev. Mineral. Geochem. 1989. V. 21. P. 169–200.
44. McLennan S.M., Taylor S.R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // J. Geol. 1991. V. 99. P. 1–21.
45. McLennan S.M., Hemming S.R., Taylor S.R., Eriksson K.A. Early Proterozoic crustal evolution: geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59, N 6. P. 1153–1177.
46. Morton A.C., Meinhold G., Howard J.P., Phillips R.J., Strogen D., Abutarruma Y., Elgady M., Thusu B., Whitham A.G. A heavy mineral study of sandstones from the eastern Murzuq Basin, Libya: constraints on provenance and stratigraphic correlation // J. African Earth Sci. 2011. V. 61, N 4. P. 308–330.
47. Nechaev V.P. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // Marine Geol. 1991. V. 97, N 1-2. P. 167–190.
48. Nechaev V.P., Ispording W.C. Heavy mineral assemblages of continental margins as indicators of plate tectonic environments // J. Sed. Petrol. 1993. V. 63, N 6. P. 1110–1117.
49. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
50. Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 63. P. 149–160.
51. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio // J. Geol. 1986. V. 94, N 5. P. 635–650.
52. Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.
53. The central Asian orogenic belt: geology, evolution, tectonics and models / Ed. A. Kröner. Stuttgart: Borntraeger Sci. Publ., 2015. 313 p.

54. Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // *Chem. Geol.* 2013. V. 355. P. 117–133.
55. Uddin A., Lundberg N. Unroofing history of the eastern Himalaya and the Indo-Burman Ranges: Heavy mineral study of Cenozoic sediments from the Bengal basin, Bangladesh // *J. Sed. Res.* 1998. V. 68, N 3. P. 465–472.

*Рекомендована к печати А.И. Ханчуком*

после доработки 09.07.2020 г.

принята к печати 24.09.2020 г.

*A.I. Malinovsky, V.V. Golozubov*

**The Lower Silurian terrigenous deposits of the Laeling-Grodekovo terrane (South Primorye):  
material composition and formation settings**

This paper studies the original results of the material composition analysis of the Early Silurian terrigenous deposits of the Kordonka formation of the Paleozoic – Early Mesozoic Laeling-Grodekovo terrane of the South Primorye. The research is aimed at reconstructing paleogeodynamic setting of the deposition of sediments of the formation, and determining the type and mother rock composition of the feed sources based on the complex genetic interpretation of the material composition of rocks. It was established that mineralogically and geochemically formation of the rocks correspond to the typical graywackes and represent petrogenic or “first cycle” rocks formed mainly through the source rock failure. They are characterized by a low maturity, low lithodynamic recycling rate of mother rocks and their rapid burial. The interpretation of the results of the complex study of the material composition of the rocks was carried out on the basis of its comparison with the compositions of ancient rocks and modern sediments formed in the well-known geodynamic settings. The obtained data indicate that deposits of the Kordonka formation accumulated in a sedimentary basin connected with an oceanic island arc. Being built by basic and intermediate volcanic rocks as well as by igneous and sedimentary rocks that constituted its base, this island arc was the source area that supplied clastic material to the aforementioned sedimentary basin.

**Key words:** Laeling-Grodekovo terrane, Silurian, terrigenous rocks, material composition, paleoreconstructions, geodynamic settings.