

УДК 551.71:552.4(470.22)

СУПРАКРУСТАЛЬНЫЕ ТОЛЩИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

© 2003 г. Т. А. Мыскова, В. А. Глебовицкий, Ю. В. Миллер,
А. Б. Львов, А. Б. Котов, В. П. Ковач, Н. Ю. Загорная

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 12.05.2001 г., получена после доработки 19.09.2001 г.

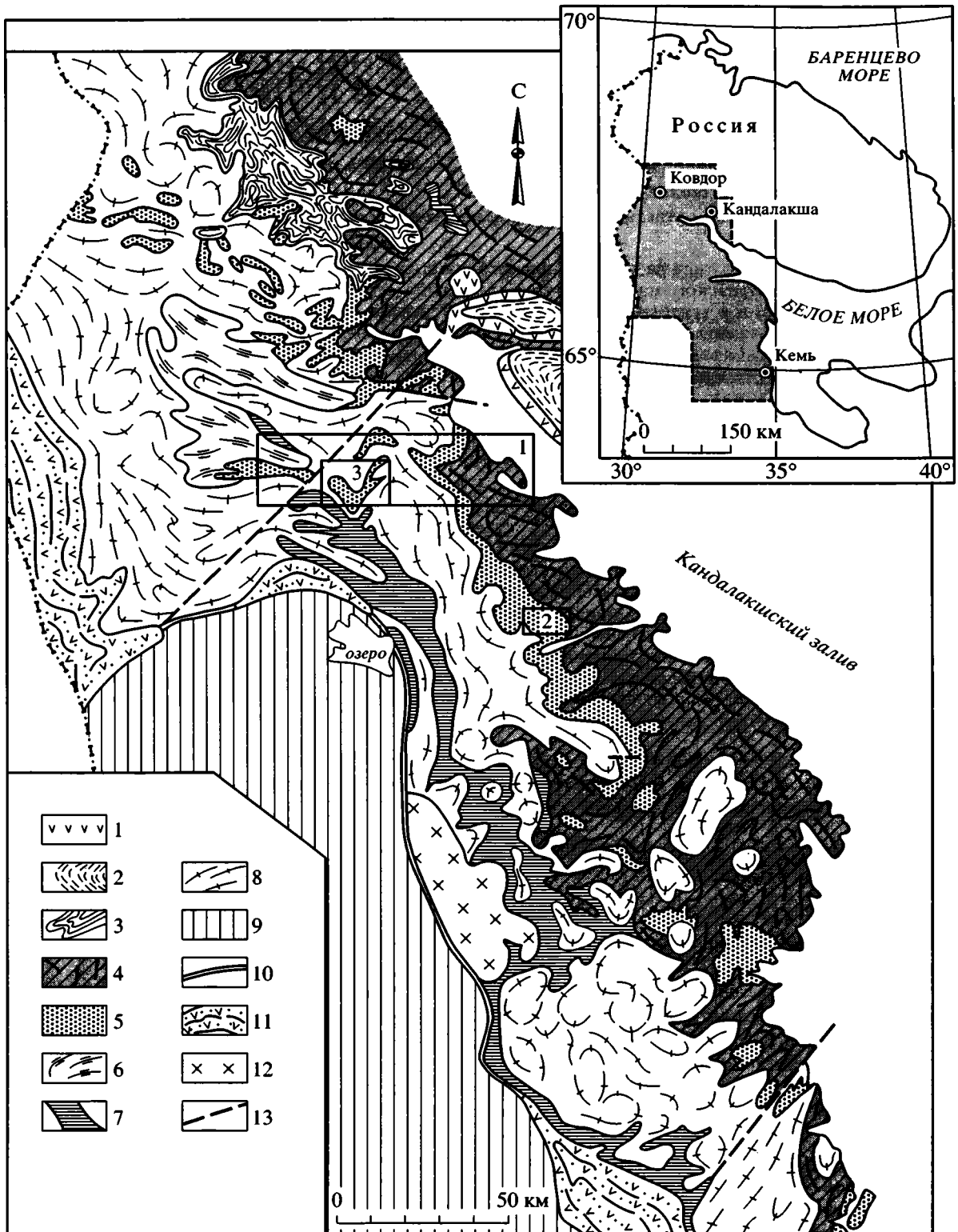
Охарактеризованы два типа разреза Чупинского покрова раннедокембрийского Беломорского подвижного пояса Балтийского щита: в стратотипической местности – в районе оз. В. Пулонгское (чупинский комплекс) и в тектоническом окне Ковдозерского покрова (каликорвинский комплекс). Оба комплекса сложены супракрустальными образованиями, в состав которых входят в разных пропорциях метавулканыты и метаосадки (амфиболиты и гнейсы). В чупинском комплексе на долю вулкаников приходится не более 5–10%, в то время как в каликорвинском комплексе они составляют не менее половины разреза. Среди метавулкаников преобладают толеитовые базальты, в подчиненном количестве присутствуют дациты и андезиты-дациты. Метаосадки представлены плохо сортированными граувакками с низким химическим индексом зрелости ($CI_A = 51–55$). Датирование детритовых и метаморфических цирконов из дацитов и граувакк (Bibikova et al., 2001), а также изотопно-геохимические исследования Sm-Nd систем в указанных породах позволяют говорить об одновозрастности комплексов и о синхронности процессов вулканизма и седиментации. Время формирования супракрустальных образований устанавливается по возрасту кислого вулканизма и составляет 2870 ± 30 млн. лет (Bibikova et al., 2001). Источником обломочного материала для граувакковых толщ могли служить как вулканыты, входящие в породную ассоциацию исследованных комплексов, так и протоофиолиты мафических зон. Не исключается небольшая примесь более древнего кластогенного материала из дальних источников (предполагаемого Карельского кратона). Особенности состава парагнейсов указывают на локальные условия вулканизма и седиментации, обусловившие различия каликорвинского и чупинского комплексов и входящих в их состав парагнейсов. Общим для метаосадков является низкая степень зрелости и существенный вклад мафического материала. Формирование супракрустальных образований, вероятнее всего, происходило в обстановках юных островных дуг.

Ключевые слова. Геохимия, Sm-Nd изотопная систематика, чупинский комплекс, каликорвинский комплекс, поздний архей, Балтийский щит.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования последних лет показали, что супракрустальные образования в составе Беломорского подвижного пояса (БПП) составляют не более 20% от общего объема слагающих ее пород и сосредоточены преимущественно в Чупинском тектоническом покрове (Глебовицкий и др., 1996; Миллер, 1997; Миллер и др., 1999). Последний сплошной полосой или в виде разобщенных структурных выходов прослеживается через весь подвижный пояс от района г. Кемь (на юго-востоке) до Ковдора (на северо-западе) и далее к границе с Финляндией (рис. 1). Чупинский покров с явным структурным несогласием залегает на Хетоламбинском покрове, сложенном в одних районах преимущественно разновозрастными тоналитами (2800–2740 млн. лет) с заключенными в них полосами базитов и ультрабазитов (мафическими зо-

нами) с возрастом 2880–2860 млн. лет (Бибикова и др., 1999), в других – метагабброидами, реже – толеитовыми метабазами с редкими горизонтами парагнейсов. В настоящее время большинство исследователей, в том числе авторы настоящей работы, склоняются к выводу, что в Хетоламбинском покрове присутствует в большей или меньшей степени переработанные породы позднеархейской океанической коры (Степанов, Слабунов, 1989; Миллер, Милькевич, 1995; Миллер, 1997; Лобач-Жученко и др., 1998; Бибикова и др., 1999). Цель этой статьи – определение на основании структурно-геологических, геохимических и изотопно-геохимических критериев возрастных рамок для супракрустальных толщ Чупинского покрова с тем, чтобы по возможности более точно найти им место в общей хроно-стратиграфической шкале архея. Стратиграфическая идентификация чупинских гнейсов важна для понимания



динамики взаимодействия БПП с Карельским кратоном.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

На обширных площадях супракрустальные образования Чупинского покрова, вместе с подстилающими их породами Хетоламбинского покрова, поддвинуты под край Карельского кратона (результат позднеархейской субдукции) и в настоящее время обнажаются в многочисленных тектонических окнах (Миллер, Милькевич, 1995). Судя по пространственному распространению тектонических окон, расстояние перемещения при поддвигании достигало по крайней мере 80 км. Время проявления субдукции оценивается по возрасту Тикшезерского зеленокаменного пояса, маркирующего край кратона, и предположительно укладывается в интервал 2850–2820 млн. лет (Бибикова и др., 1999). По данным (Милькевич, Миллер, 1999), вулканические породы этого пояса относятся преимущественно к известково-щелочной серии и обладают явными геохимическими признаками, указывающими на их формирование при парциальном плавлении субдуцирующей океанической коры в условиях высоких температур и давлений.

Таким образом, сложенный супракрустальными образованиями сравнительно маломощный (1–3 км) Чупинский покров несогласно залегает на протоокеанической коре (Хетоламбинский покров) и несогласно перекрывается краем Карельского кратона, который в результате частично оказывается в аллохтонном залегании и в виде Ковдозерского покрова принимает участие в покровно-складчатом сооружении БПП. Такие соотношения, детально изученные на Ковдозерском геодинамическом полигоне (Миллер, Милькевич, 1995) (рис. 1), в других секторах БПП в результате наложенных процессов, связанных с позднеархейской коллизией (2740–2690 млн. лет), палеопротерозойским (селецким) рифтогенезом (2350–2450 млн. лет) и свекофеннской коллизией

(1950–1800 млн. лет), претерпели существенные искажения. Так, например, в Чупинском секторе в результате развития гигантских лежачих изоклинальных складок весь пакет тектонических покровов приведен в перевернутое залегание. В других местах описанная картина существенно искажается селецкими линейными складками, свекофенскими покровами и купольными структурами, а также другими наложенными дислокациями.

Для детальных исследований супракрустальных образований БПП были выбраны два участка – “Пулонгский”, который традиционно рассматривается как стратотипический для чупинских гнейсов, и “Каликорвинский”, где супракрустальные образования Чупинского покрова обнажаются в одиночном тектоническом окне краевой части Карельского кратона (2 и 3 на рис. 1 соответственно).

Участок “Пулонгский”. На этом участке исследованный вдоль профиля протяженностью около 8 км Чупинский покров отличается однородным составом и, на первый взгляд, относительной простотой строения: сланцеватость, совпадающая с метаморфической полосчатостью, а местами и с реликтами слоистой текстуры, почти повсеместно падает на северо-восток и только локально осложнена складками сложной конфигурации (рис. 2). Но эта простота кажущаяся. Участок расположен в области пережима между Карельским (на северо-западе) и Чупинским (на юго-востоке) свекофенскими куполами, к сводам которых приурочены многочисленные кусты слюдоносных пегматитов. Разрез покрова в пределах участка повторяется трижды, что при средних углах падения пород соответствует его мощности около 2 км. Складки сложной конфигурации осложняют расплющенный купол, а большинство реликтов немигматизированных пород с реликтами слоистости фиксируется юго-западнее его свода, где супракрустальные породы находятся в перевернутом залегании. К ска-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Беломорского подвижного пояса.

1–8 – Беломорский подвижный пояс: 1 – реликты сумийских рифтогенных структур, сложенные метаморфизованными андезито-базальтами; 2–3 – Свекофеннский аллохтон, покровы: 2 – Лапландский (гранулиты основного и среднего состава), 3 – Риколатвинский (тоналитовые гнейсы с согласными телами базитов, ультрабазитов и супракрустальных пород); 4–6 – позднеархейский (Беломорский) аллохтон, покровы: 4 – Хетоламбинский (метаморфизованные толеитовые базальты и габброиды (инъекцированные тоналитами) с крупными согласными телами метабазитов и ультрабазитов (мафические зоны), 5 – Чупинский (метаморфизованные граувакки, подчиненные им по объему метавулканиты среднего, кислого, реже основного состава), 6 – Ориярвинский (тоналитовые гнейсы); 7–8 – Ковдозерский покров: 7 – Тикшезерский (Керетский) зеленокаменный пояс – верхний структурный ярус (толеитовые метабазальты, метавулканиты среднего и кислого состава), 8 – нижний структурный ярус (тоналит-трондьемитовая ассоциация); 9 – Карельский кратон, нерасчлененный; 10 – граница между Беломорским подвижным поясом и Карельским кратоном; 11 – прогибы на этой границе, выполненные фрагментами свекофеннского аллохтона в составе лопийских, сумийских, ятулийских и людиковийских образований; 12 – чарнокиты топозерского комплекса; 13 – разломы. Рамки с цифрами на карте: 1 – Ковдозерский геодинамический полигон, 2 – участок “Пулонгский” (рис. 2), 3 – участок “Каликорвинский” (рис. 3).

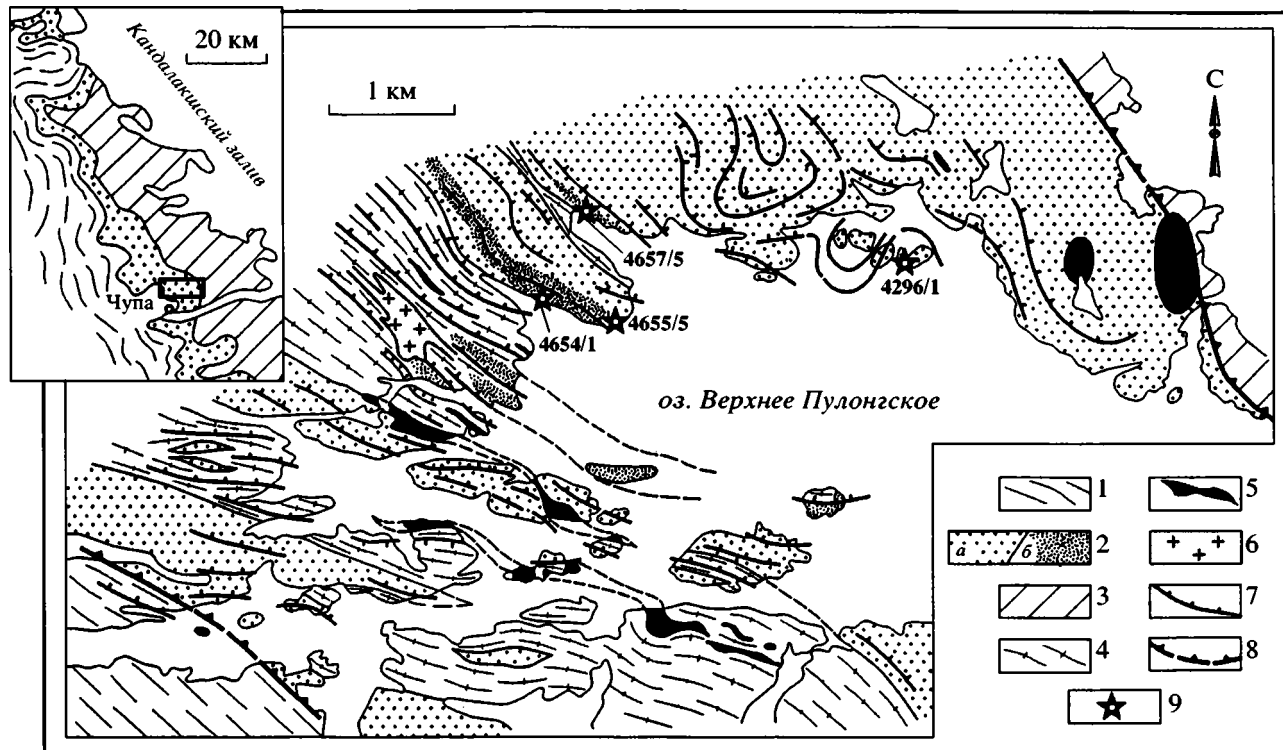


Рис. 2. Схематическая геологическая карта участка "Пулонгский".

1 – Ковдозерский покров (тоналиты); 2 – Чупинский покров: а – грубозернистые кианит-гранат-биотитовые гнейсы, в различной степени мигматизированные, б – те же гнейсы с многочисленными реликтами тонкозернистых гранат-биотитовых гнейсов; 3 – Хетолабминский покров (тоналиты); 4 – тоналиты в пределах Чупинского покрова; 5 – раннепротерозойские габбро-нориты; 6 – микроклиновые граниты; 7 – обобщенные элементы залегания сланцеватости; 8 – сместители, разделяющие покровы; 9 – места отбора проб для Sm-Nd изотопно-геохимических исследований и их номера.

На врезке рамкой указано местоположение участка "Пулонгский".

занному следует добавить, что свекофенские купола накладывались на перевернутое крыло крупной изоклинали, чем определяется перевернутое залегание и самого Чупинского и контактирующих с ним Хетолабминского и Ковдозерского покровов.

Участок "Каликорвинский". Участок охватывает сложнопостроенную одноименную антиформу, выступающую в роли тектонического окна. Крылья антиформы сложены тоналитогнейсами Ковдозерского покрова (краевая часть Карельского кратона в аллохтонном залегании), а ядро – супракрустальными образованиями Чупинского покрова. Расшифровка складчатой структуры Каликорвинской антиформы позволила реконструировать разрез супракрустальных образований, которые оказались более разнообразными и изменчивыми по составу по сравнению с Пулонгским участком (рис. 3). В основании разреза выделяется пачка-1, сложенная преимущественно гранатовыми амфиболитами (до 95%) с редкими прослоями биотитовых и биотит-амфи-

боловых гнейсов. В этих породах встречаются линзы гранат-биотитовых гнейсов мощностью до 20 м. Неполная мощность пачки-1 превосходит 600 м. Пачка-2 сложена гранат-биотитовыми, реже – биотитовыми гнейсами. В подчиненном количестве (до 10%) присутствуют амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы. В северо-западной и южной частях Каликорвинской структуры мощность пачки-2 изменяется от 100 до 350 м, а в северо-восточной части, где она полностью выполняет ядро антиформы, составляет уже 600–700 м. Пачка-3 отличается изменчивым составом: в одних случаях она нацело сложена гранатовыми амфиболитами, в других – среди амфиболитов встречаются многочисленные пласты биотитовых, амфибол-биотитовых, реже – гранат-биотитовых гнейсов. В целом количество амфиболитов в пачке-3 меняется от 60–65 до 100%. В северо-западной и южной частях Каликорвинской структуры мощность пачки-3 варьирует от 300 до 100 м, а в северо-восточной части – она выклинивается. Пачка-4 обнажается в северном крыле антиформы, где она по сместителю контактирует непо-

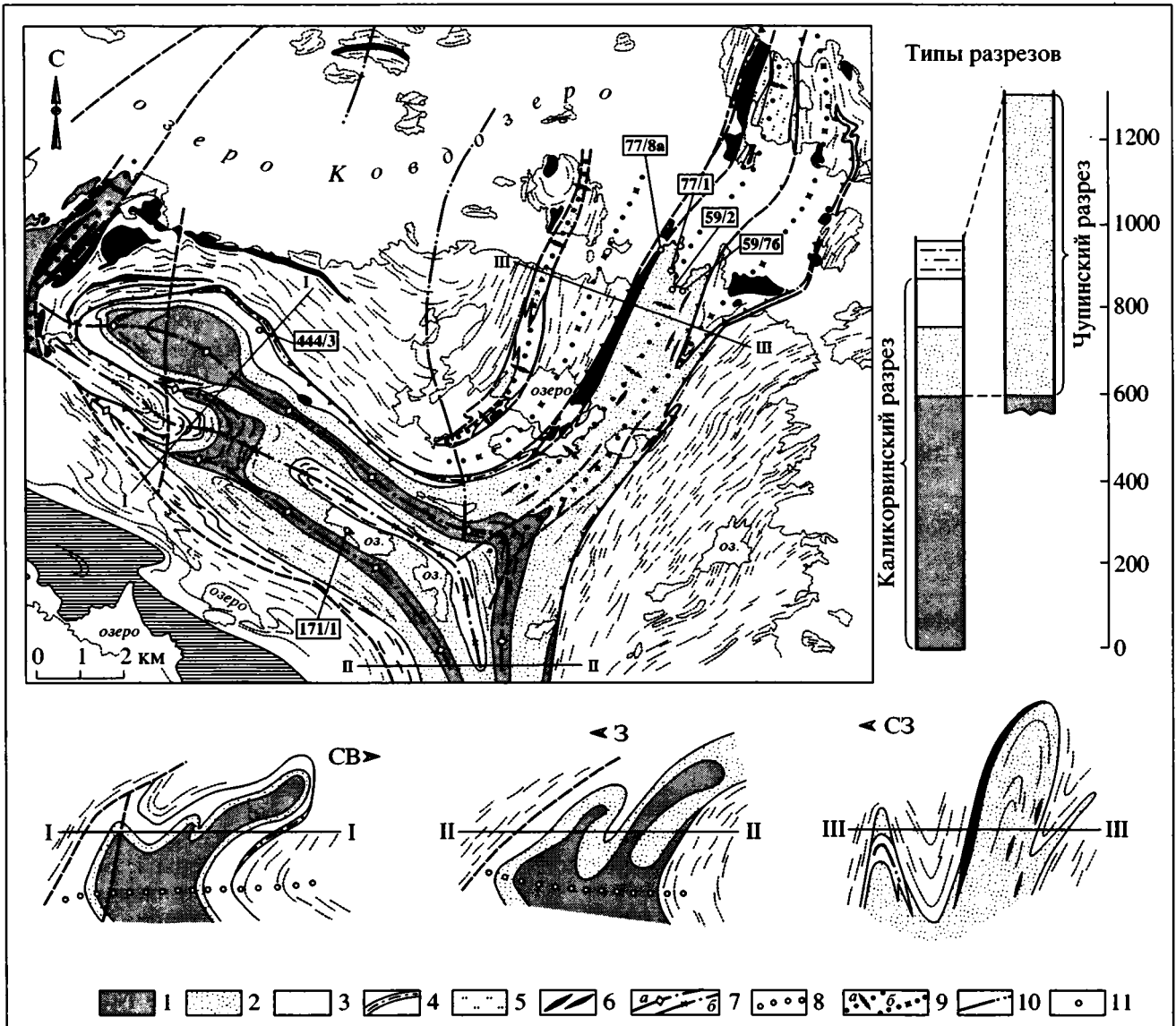


Рис. 3. Геологическая карта Каликорвинского тектонического окна.

1–5 – Чупинский покров: 1 – пачка-1 – гранатые амфиболиты (толеитовые метабазалты) с горизонтами биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов (средние и кислые метавулканыты) и единичными линзами биотит-гранатовых гнейсов (метаграувакки), 2 – пачка-2 – биотит-гранатые гнейсы с кианитом (метаграувакки) с горизонтами биотит-амфиболовых гнейсов (метавулканыты среднего и кислого состава) и амфиболитов (метабазалты), 3 – пачка-3 – гранатые амфиболиты (толеитовые метабазалты) с многочисленными горизонтами амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов (метавулканыты среднего и кислого состава), 4 – пачка-4 – биотит-гранатые, часто с кианитом гнейсы (метаграувакки), 5 – реликты гнейсов чупинского комплекса в поздних тоналитах; 6 – дайки поздних габбро-норитов (раннепалеопротерозойские друзиты); 7–10 – оси складок: 7 – F_3 (а – антиформных, б – синформных), 8 – F_4 , 9 – F_5 (а – антиформных, б – синформных), 10 – F_6 , 11 – места отбора проб для Sm-Nd изотопно-геохимических исследований и их номера (в рамках). Римскими цифрами обозначены профили, по которым построены геологические разрезы.

средственно с породами Ковдозерского покрова, перекрывающего Чупинский покров. Максимальная мощность пачки-4 достигает 150 м. По составу она идентична пачке-2 и после выклинивания пачки-3 сливается с ней в единое целое. Общая мощность супракрustальных образований,

обнажающихся в ядре Каликорвинской структуры, достигает 1300 м. Приведенные мощности пачек оценивались по структурным разрезам с точностью ± 50 м и конечно являются вторичными. Однако они все-таки дают примерное представление о выделенных стратиграфических едини-

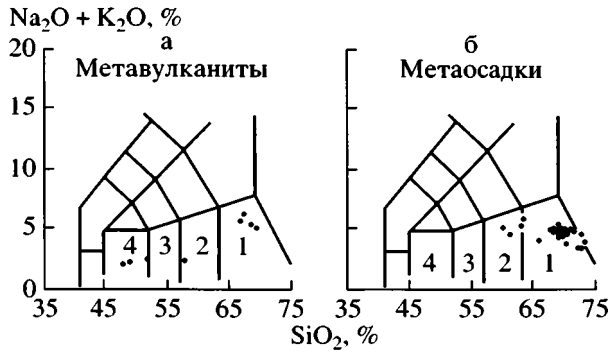


Рис. 4. Составы метавулканических (а) и метаосадочных (б) пород чупинского комплекса на классификационной диаграмме (Le Bas, 1986).

Поля на диаграмме: 1 – дациты, 2 – андезиты, 3 – андезито-базальты, 4 – низкокальциевые базальты.

цах и их роли в строении супракрупных образований.

Сопоставление геологической карты, разрезов и стратиграфических колонок показывает (рис. 3), что в Каликорвинском тектоническом окне фактически наблюдаются два типа разреза. В северо-западной части структуры обнажаются преимущественно амфиболиты, составляющие 75–85% разреза. Это выделенный в 1951 году в ходе геологической съемки масштаба 1 : 50000 каликорвинский комплекс (рис. 3, колонка 1). В северо-восточной части структуры обнажаются преимущественно кианитсодержащие гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, родственные породам чупинского комплекса, принадлежащим одноименному тектоническому покрову (колонка 2). Между ними располагается некоторая переходная зона, характеризующаяся промежуточным набором пород.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассматриваемые в статье супракрупные толщи сложены глубокометаморфизованными и, как правило, неоднократно мигматизированными породами. Поэтому необходимым элементом их изучения является восстановление первичной природы, которое проводилось сначала геологическими (изучение соотношений геологических тел и морфологический анализ), а затем петрохимическими и геохимическими методами. Для реконструкции первичной природы метаморфических пород использованы разнообразные дискриминационные и классификационные диаграммы, а также статистические методы многомерной корреляции (Милькевич, 1996). На основании изучения особенностей распределения главных, редких и редкоземельных элементов выяснена степень выветривания и смо-

делированы составы источников сноса осадочных пород. Путем сопоставления содержаний микроэлементов с эталонными составами для известных обстановок седиментации (Bhatia, 1983) идентифицирован геодинамический фон развития бассейнов.

Аналитические методики. Содержания главных элементов определялись методом рентгено-спектрального силикатного анализа (ВСЕГЕИ). Содержания Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ni, Cr, Co, V и Ba определены на рентгенофлуоресцентном анализаторе VRA-30 (ИГГД РАН) с относительной ошибкой менее 10%. Для определения концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) использован метод инструментального нейтронно-активационного анализа (ИГГД РАН). Пробы и стандартные образцы, помещенные в кадмиевый фильтр, облучались потоком нейтронов $1 \times 10^{14} \text{ н см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ в течение 50 часов. Измерения γ -активности проводились с использованием детектора из высокочистого “идеального” германия и Ge-(Li) детектора на 4096-канальном анализаторе. Относительная ошибка определения содержаний La, Nd, Sm и Yb составляет 5–10%, а Ce, Eu, Tb и Lu – 5–15%.

Определения изотопных составов Sm и Nd выполнены в ИГГД РАН по методике, описанной ранее (Котов и др., 1995). Уровень холостого опыта за время измерений составил 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd-стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - (0.005\%$. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте La Jolla по результатам 11 измерений отвечает 0.511894 ± 8 (2σ). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$). При расчете двустадийных модельных возрастов ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$) (Liew, Hofmann, 1988) принята среднекоровая величина $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ (Taylor, McLennan, 1985).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Чупинский комплекс. Этот комплекс наиболее детально изучен в пределах стратотипического разреза в районе оз. В. Пулонгское. Здесь он хорошо обнажен, и в минимальной степени (по сравнению с другими участками) переработан наложенными процессами. В его составе преобладают гранат-биотитовые гнейсы, часто с киани-

Таблица 1. Представительные анализы главных типов пород чупинского и каликорвинского комплексов

Компоненты	Чупинский комплекс						Каликорвинский комплекс								
	4300/12	4655/5	4654/1	4657/5	4289/2	4296/1	35/9	35/10а	59/2	444/3	77/1	59/76	171/1	77/8а	47/1
SiO ₂	49.00	66.75	69.89	70.16	72.47	77.52	49.07	67.90	67.94	67.68	61.54	70.51	71.83	65.55	64.90
TiO ₂	1.04	0.50	0.60	0.64	0.64	0.43	0.99	0.39	0.41	0.41	0.69	0.56	0.58	0.80	0.65
Al ₂ O ₃	14.13	17.84	13.45	13.95	11.83	10.92	14.02	16.49	16.36	15.57	17.00	13.26	12.86	16.01	15.66
Fe ₂ O ₃	14.86	2.76	6.09	6.02	6.56	3.60	14.79	3.26	3.19	3.86	6.39	5.68	5.10	5.17	6.16
MnO	0.20	0.04	0.07	0.08	0.08	0.05	0.23	0.06	0.04	0.06	0.10	0.15	0.07	0.08	0.08
MgO	8.00	1.15	2.18	1.77	1.91	1.40	7.52	1.61	1.74	1.57	4.43	3.10	2.28	2.59	3.58
CaO	10.38	5.03	2.53	2.81	3.04	1.88	11.23	4.01	3.37	5.25	5.88	3.37	2.11	3.03	3.84
Na ₂ O	1.73	4.72	3.53	3.47	2.73	3.22	1.94	4.26	5.08	4.02	1.47	1.93	3.32	4.63	3.82
K ₂ O	0.59	1.02	1.60	1.09	0.65	0.93	0.16	1.80	1.77	1.44	2.32	1.35	1.77	2.01	1.20
P ₂ O ₅	0.07	0.18	0.06	0.01	0.07	0.05	0.07	0.22	0.17	0.13	0.19	0.08	0.08	0.14	0.13
Ba	130	478	344	321	67	240	15	822	781	821	692	265	450	378	283
Rb	5	49	72	48	30	40	3	57	43	51	77	47	36	62	48
Sr	65	622	216	205	214	143	114	912	557	215	455	160	311	443	345
Zr	52	119	114	132	150	103	60	110	103	112	120	106	79	137	118
Y	23	14	16	16	20	9	26	8	9	10	14	15	10	14	15
Nb	6	8	6	12	7	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5	<5	6	5
Cr	186	44	286	286	412	188	291	53	60	155	138	321	276	182	270
V	297	47	103	133	91	64	304	50	41	50	130	122	91	125	121
Ni	107	18	107	99	120	79	148	23	29	42	40	120	58	55	110
Co	56	13	30	21	29	23	51	<10	<10	12	27	25	12	25	23
CIA			52	53	52	53					52	55	53	51	52
La	4.80	22	21	21	21	15	3.4	43	31		25		11.5	25	21
Ce	13.3	50	42	49	42	30	8.9	97	62.6		53		23.8	62.2	51
Nd	9.91	18	19	23	19	12	6.7	37	28.8		30		12.3	34.1	24
Sm	3.35	3.32	2.81	3.21	2.81	1.66	2.71	5.45	3.79		5.37		1.96	4.68	4.46
Eu	0.97	1.01	0.76	0.90	0.76	0.76	0.98	1.15	0.93		1.26		0.74	1.54	1.09
Tb	0.62	0.28	0.43	0.50	0.43	0.36	0.56	0.47	0.28		0.63		0.24	0.43	0.54
Yb	2.32	0.70	1.3	1.1	1.3	1.0	2.68	0.71	0.49		1.3		0.93	1.36	1.5
Lu	0.34	<0.1	0.18	0.16	0.18	0.14	0.42	0.10	<0.05		0.18		0.08	0.17	0.22
Сумма РЗЭ	35.61	95.36	87.48	98.87	87.48	60.92	26.35	184.88	127.91		116.74		51.55	129.48	103.81

Примечание. Номера проб: 4300/12 – метабазацит; 4655/5 – метадацит; 4654/1, 4657/5, 4289/2, 4296/1 – метаграувакки; 35/9 – метабазацит; 35/10а, 59/2, 444/3 – метадациты; 77/1, 59/76, 171/1, 77/8а, 47/1 – метаграувакки. Главные элементы в весовых %, редкие и редкоземельные элементы – в ppm. Все железо в виде Fe₂O₃. Анализы пород пересчитаны на сухой остаток. CIA = 100x[Al₂O₃/(Al₂O₃+CaO + Na₂O + K₂O)] (в мол.%) (Nesbitt, Young, 1982).

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для пород Беломорского подвижного пояса

№ образца	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$ изм.)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st})$
Чупинский супракрустальный комплекс									
4655/5	Метадацит	2.83	17.13	0.1000	0.510989	-32.2	3.6	2883	2885
4654/1	Метаграувакка	3.42	18.53	0.1114	0.511206	-27.9	3.6	2882	2883
4296/1	Метаграувакка	1.96	12.36	0.0958	0.510888	-34.1	3.2	2910	2920
4657/5	Метаграувакка	3.211	18.851	0.1029	0.511009	-31.8	2.9	2931	2943
Каликорвинский супракрустальный комплекс									
59/2	Метадацит	3.77	26.69	0.0853	0.510771	-36.4	4.8	2811	2790
444/3	Метадацит	3.29	19.86	0.1000	0.510978	-32.4	3.4	2897	2903
77/1	Метаграувакка	4.49	25.43	0.1066	0.511121	-29.6	3.7	2875	2875
59/7b	Метаграувакка	2.82	15.33	0.1112	0.511189	-28.3	3.4	2901	2904
171/1	Метаграувакка	2.72	15.38	0.1068	0.511090	-30.2	3.0	2923	2931
77/8a	Метаграувакка	4.94	29.09	0.1027	0.511055	-30.9	3.9	2862	2860

Примечание. $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st})$ рассчитаны для возраста 2870 млн. лет.

том, в подчиненном количестве присутствуют гранатовые амфиболиты. Гнейсы интенсивно мигматизированы. Немигматизированные разности составляют не более 1% от общей мощности разреза и встречаются в виде реликтов в его центральной части. В связи с реститообразованием в процессах парциального плавления и удалением выплавок происходит искажение первичных отношений элементов в гнейсах. В частности, они становятся более глиноземистыми и мафическими по сравнению с исходными породами. Поэтому при восстановлении их первичной природы рассматривались только немигматизированные разности.

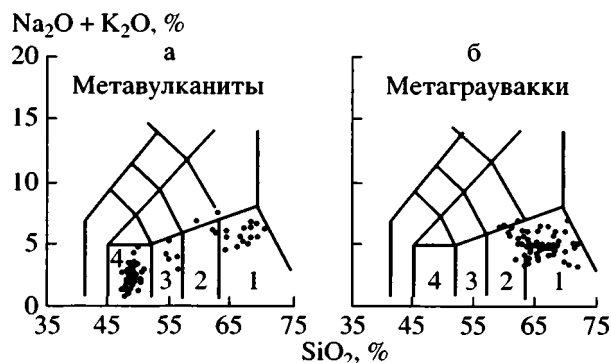


Рис. 5. Составы метавулканических (а) и метаосадочных (б) пород каликорвинского комплекса на классификационной диаграмме (Le Bas, 1986).

Поля на диаграмме: 1 – дациты, 2 – андезиты, 3 – андезито-базальты, 4 – низкокальциевые базальты.

Обычно гнейсы лишены первичных текстур осадочного происхождения, но иногда в них заметна полосчатость, которую, по-видимому, можно рассматривать как реликтовую слоистость. Как правило, она выражена чередованием хорошо ограниченных меланократовых и лейкократовых слоев. В редких случаях полосы имеют асимметричное строение, напоминающее осадочную ритмичность.

Химические составы пород чупинского комплекса приведены в табл. 1. и вынесены на диаграмму $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 4). Амфиболиты отвечают толеитовым базальтам и близки к архейским толеитам ТН-1 (Конди, 1983). Гранат-биотитовые гнейсы по химическому составу можно разделить на две группы, судя по всему, различающиеся и своим происхождением. Среди них в резко подчиненном количестве присутствуют породы с геохимическими чертами кислых вулканитов. На классификационной диаграмме (рис. 4а) они располагаются в поле дацитов, содержат в среднем 67% SiO_2 , 17% Al_2O_3 , 3.5% Fe_2O_3 общ., 1% MgO , 4% CaO (табл. 1) и относятся к известково-щелочной серии. Для метадацитов характерен дифференцированный спектр распределения РЗЭ; по сравнению с хондритом они в 40–70 раз обогащены ЛРЗЭ и в 3–5 раз – ТРЗЭ, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ отношение составляет 21.

Составы другой группы гнейсов, преобладающих в разрезе, характеризуются довольно большими вариациями содержаний SiO_2 (68–77%) и Al_2O_3 (11–15%) (в редких более меланократовых прослоях содержание SiO_2 уменьшается до 60–63%, а Al_2O_3 – достигает 16–19%). На классифика-

ционной диаграмме (рис. 4б) точки состава этих гнейсов также преимущественно попадают в поле дацитов, но, наряду с этим, для них характерны повышенные содержания Fe_2O_3 (до 6%), более высокие – MgO (1.5–3%) и низкие – CaO (2–3%) (т.е. повышенные Mg/Ca отношения), а главное – высокие концентрации Cr (до 300 ppm и выше) и других элементов группы железа, не свойственные магматическим породам подобного состава (табл. 1). Лучше всего своеобразный химический состав гнейсов объясняется с позиции их первичноосадочной природы (Мысцова и др., 2000). По классификации Ф.Петтиджона (Pettijohn et al., 1973), такого типа осадочные породы относятся к грауваккам.

Величины $T_{Nd}(DM)$ в метадацитах и метаграувакках чупинского комплекса изменяются в очень узких пределах – 2.8–2.9 млрд. лет (табл. 2).

Каликорвинский комплекс. Каликорвинская структура, выделенная в северо-западном Беломорье, сложена супракрустальными образованиями, заключенными в поле гранитоидов тоналит-трондьемитовой ассоциации (рис. 3). Согласно приведенным выше данным, каликорвинский супракрустальный комплекс подстилает тоналиты Карельского кратона и выходит на поверхность в тектоническом окне.

Химические составы пород каликорвинского комплекса приведены в табл. 1 и вынесены на диаграмму $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$ (рис. 5). Среди амфиболитов доминируют базальты толеитовой серии, для которых характерна слабая дифференциация от магнезиальных к железистым разностям. Последние содержатся в меньшем количестве (рис. 6). Амфибол-биотитовые и частично биотитовые гнейсы относятся к вулканитам среднего и кислого состава (табл. 1, рис. 5а) известково-щелочной серии (рис. 6). Среди них преобладают дациты; в подчиненном количестве находятся андезито-да-

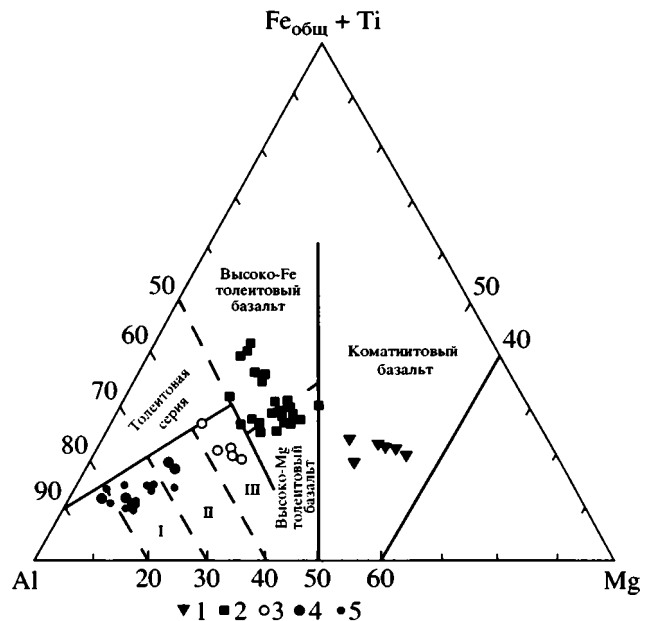


Рис. 6. Составы метавулканических пород каликорвинского комплекса на диаграмме $Al - (Fe_{общ} + Ti) - Mg$ (катионные %) (Jensen, 1976).

Поля на диаграмме: дациты (I), андезиты (II), базальты (III) известково-щелочной серии. Метавулканические породы каликорвинского комплекса: 1 – высокомагнезиальные базальты; 2 – базальты; 3 – андезито-базальты; 4 – андезито-дациты; 5 – дациты.

циты и андезито-базальты. Они содержат 60–70% SiO_2 , 2–3% MgO , 4–6% CaO , отличаются высокими содержаниями Sr и Ba и в большинстве случаев обладают несколько повышенными концентрациями Cr (в среднем 125 ppm). Для метадацитов характерен дифференцированный спектр распределения РЗЭ; по сравнению с хондритом они в 50–100 раз обогащены ЛРЗЭ и в 3–10 – ТРЗЭ, $(La/Yb)_N$ отношение составляет 40. Гранат-биоти-

Таблица 3. Расчет модельного состава источников сноса метаграувакк чупинского комплекса (главные элементы – в весовых %, редкие – в ppm)

Компоненты	Средние концентрации элементов в метавулканитах и их вклады в осадки						Модельные концентрации элементов	Средние концентрации элементов в метаграувакках
	дациты		базальты		коматииты			
	средние концентрации	вклад (70%)	средние концентрации	вклад (20%)	средние концентрации	вклад (10%)		
TiO_2	0.50	0.35	1.04	0.2	0.58	0.06	0.61	0.62
Ni	37	26	107	20	463	46	92	87
Fe_2O_3	3.5	2.4	14.86	2.9	13.99	1.4	6.7	5.65
MgO	1.06	0.7	8	1.6	14.48	1.4	3.7	2.08
Cr	80	56	186	37	1718	172	265	289

Таблица 4. Расчет модельного состава источников сноса метаграувакк каликорвинского комплекса (главные элементы – в весовых %, редкие – в ppm)

Компоненты	Средние концентрации элементов в метавулканитах и их вклады в осадки						Модельные концентрации элементов	Средние концентрации в граувакках с высоким Cr
	дациты		базальты		коматииты			
	средние концентрации	вклад (60%)	средние концентрации	вклад (30%)	средние концентрации	вклад (10%)		
TiO ₂	0.41	0.25	0.96	0.29	0.58	0.06	0.6	0.67
Ni	25	15	125	38	463	46	99	100
Fe ₂ O ₃	3.7	2.2	14.43	4.2	13.99	1.4	7.8	6.51
MgO	1.77	1.0	7.74	2.3	14.48	1.4	4.7	3.62
Cr	63	38	313	102	1718	172	312	336

Компоненты	Средние концентрации элементов в метавулканитах и их вклады в осадки				Модельные концентрации элементов	Средние концентрации в граувакках с низким Cr
	дациты		базальты			
	средние концентрации	вклад (60%)	средние концентрации	вклад (40%)		
TiO ₂	0.41	0.25	0.96	0.38	0.63	0.66
Ni	25	15	125	50	65	56
Fe ₂ O ₃	3.7	2.2	14.43	5.7	7.9	5.7
MgO	1.77	1.0	7.74	3.0	4.0	3.18
Cr	63	38	313	125	163	177

товые и частично биотитовые гнейсы на классификационной диаграмме (рис. 5б) попадают в поле дацитов. Однако от вулканитов среднего и кислого состава они отличаются значительными вариациями в содержаниях SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, повышенными содержаниями MgO (>5%) и пониженными CaO (2–3%), т.е. повышенными Mg/Ca отношениями, а главное – высокими содержаниями Cr (до 400 ppm) и др. элементов группы железа. Такие особенности химического состава не позволяют отнести рассматриваемые гнейсы ни к одной из известных групп магматических пород. Согласно классификации Ф. Петтиджона (Pettijohn et al., 1973) гранат-биотитовые гнейсы каликорвинского комплекса также отвечают грауваккам. При этом вариации в содержаниях Cr позволяют предположить наличие двух групп граувакк (табл. 1) с несколько разными модельными источниками (что будет показано ниже). Преобладают метаграувакки с высоким содержанием Cr. Для них характерны значительные вариации в содержаниях SiO₂ (59–72%), TiO₂ (0.35–0.89%), а также максимально высокие концентрации MgO (до 5.8%), Cr (300–400) и наиболее низкие CaO (1.7%) (табл. 1). Менее распространены метаграувакки с низким содержанием Cr, по-видимому, слагающие нижние горизонты парагнейсовой

пачки. Они отличаются сравнительно узкими пределами вариаций SiO₂ (60–68%), более низкими содержаниями MgO (до 4.4%) и Cr (до 200 ppm, редко чуть выше) и более высокими – CaO (до 2.6%). Величины T_{Nd}(DM) в метаосадочных и метавулканических породах каликорвинского комплекса составляют 2.9 млрд. лет (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрохимические и геохимические особенности граувакк чупинского и каликорвинского комплексов свидетельствуют о невысокой зрелости источника сноса и недалекой транспортировке материала. На это же указывают и низкие значения индекса зрелости CIA = 53–55 (табл. 1). Поскольку материал источника в процессе осадконакопления не претерпел существенных изменений, состав осадков определялся, главным образом, составом материнских пород. Наблюдаемые в граувакках высокие содержания SiO₂, Na₂O, MgO, FeO, Ti, Cr, Ni и Co позволяют предполагать, что в области сноса присутствовали породы как кислого, так и основного состава (табл. 3, 4). Источником кислого материала могли служить тоналиты предполагаемого древнего фундамента или ассоциирующие с граувакками даци-

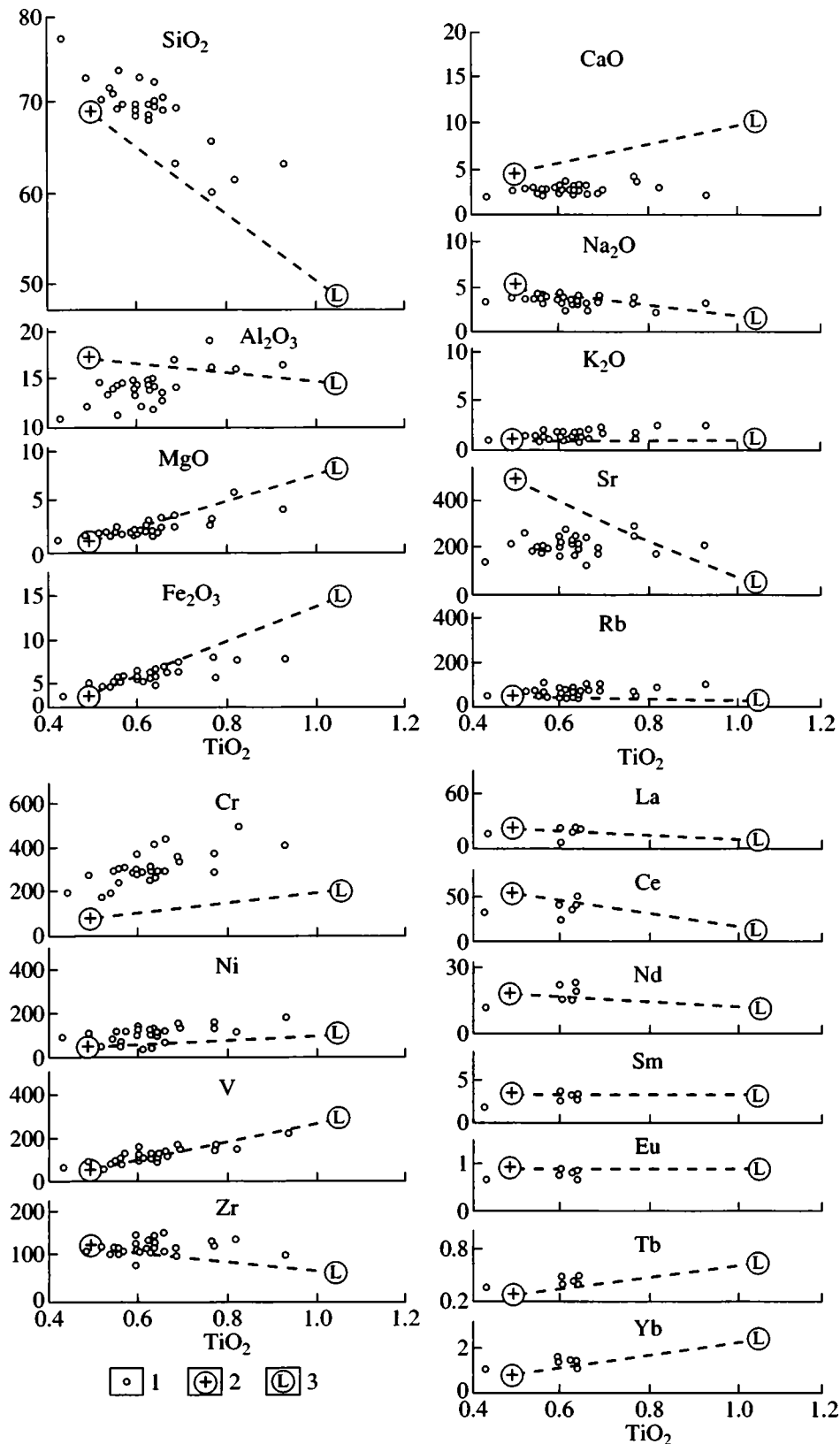


Рис. 7. Вариационные диаграммы для парагнейсов чупинского комплекса.

1 – метаграувакки; 2 – средние составы метадацитов чупинского комплекса; 3 – средние составы метабазальтов чупинского комплекса.

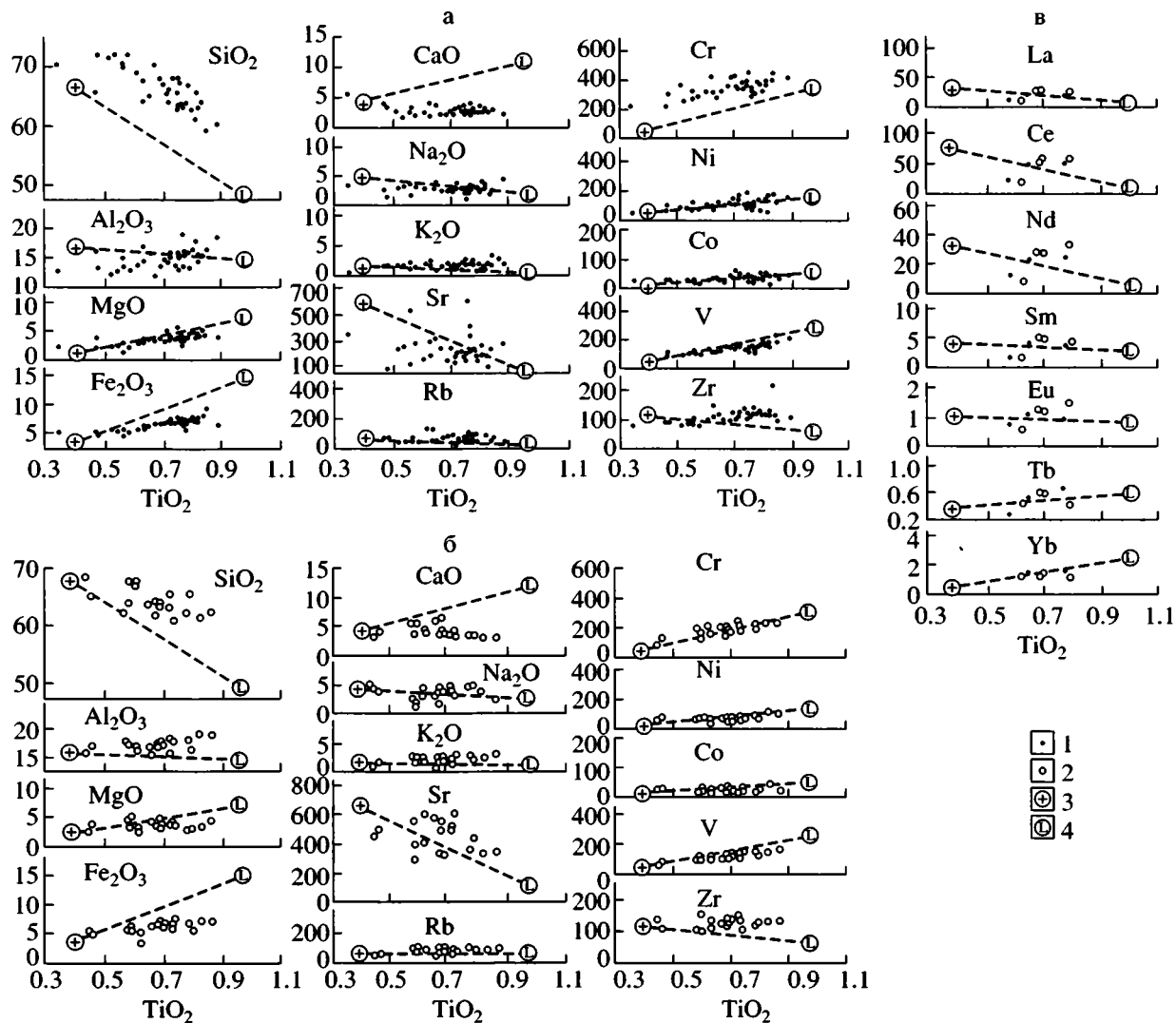


Рис. 8. Вариационные диаграммы для парагнейсов каликорвинского комплекса.

а. 1 – метаграввакки с высокими содержаниями Cr. 2 – метаграввакки с низкими содержаниями Cr; 3 – средние составы метадацитов каликорвинского комплекса; 4 – средние составы метабазальтов каликорвинского комплекса; в – вариации содержаний редкоземельных элементов.

ты. Поставщиками основного материала скорее всего выступали базальты, принадлежащие каликорвинскому и чупинскому комплексам, или сохранившиеся в мафических зонах Хетоламбинского покрова. Обратив внимание на составы чупинских и каликорвинских метаграввакк на бинарных диаграммах (рис. 7, 8), можно убедиться в правомерности такого предположения. О поведении элементов во время осадконакопления удобнее всего судить, рассмотрев характер изменения их концентраций по отношению к Ti, который ведет себя в осадочном процессе наиболее инертно (Nesbitt, 1979). Как видно на рис. 7, прямые линии, соединяющие на бинарных диаграммах средние составы метадацитов и метабазальтов, отвечают механическим смесям этих пород.

На большинстве диаграмм составы чупинских метаграввакк (рис. 7) лежат на линии смешения, что указывает на отсутствие фракционирования почти всех элементов в процессе седиментации. Исключение составляют Ca, Si, Al, Sr и Cr. Вариации содержаний этих элементов могут быть объяснены влиянием осадочных процессов. В случае Ca и Sr фигуративные точки располагаются ниже линии смешения, что, по-видимому, свидетельствует о разложении плагиоклаза и небольшом выносе этих элементов в процессе химического выветривания. Повышенные концентрации SiO_2 на графике SiO_2 - TiO_2 связаны с накоплением в терригенном материале устойчивого к выветриванию кварца. “Косой” тренд Al_2O_3 по отношению к линии смешения обязан действию процессов оса-

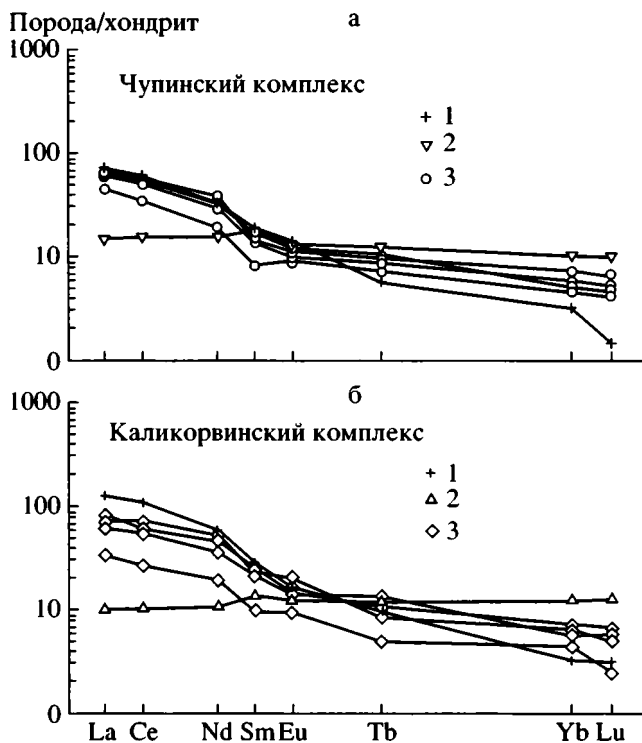


Рис. 9. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту (Sun, 1982), в метаграувакках чупинского (а) и каликорвинского (б) комплексов в сравнении с метавулканитами.

1 – дациты, 2 – базальты, 3 – метаграувакки чупинского (а) и каликорвинского (б) комплексов соответственно.

дочной дифференциации (Sawyer, 1986). Расположение составов метаграувакк выше линии смещения на графике Cr-TiO_2 предполагает наличие ультраосновного компонента в области сноса, приводящего к высоким содержаниям Cr в метаосадках. На графике нормированных к хондриту содержаний РЗЭ (рис. 9а) линии распределения РЗЭ в чупинских метаграувакках занимают промежуточное положение между дацитами и базальтами чупинского комплекса, что подтверждает предположение об этих породах как о возможных источниках обломочного материала для осадков. Крутой характер спектра на отрезке ЛРЗЭ говорит о значительном вкладе в осадки дацитов.

Метаграувакки каликорвинского комплекса, в отличие от чупинских, представлены двумя группами (табл. 1). В обоих случаях источником обломочного материала им служили, вероятнее всего, метавулканисты (дациты и базальты) самого каликорвинского разреза. В образовании граувакк с максимально высокими содержаниями Cr принимали участие еще и ультрамафиты или коматиитовые базальты. Это хорошо иллюстрируется диаграммой Cr-TiO_2 (рис. 8а), на которой составы

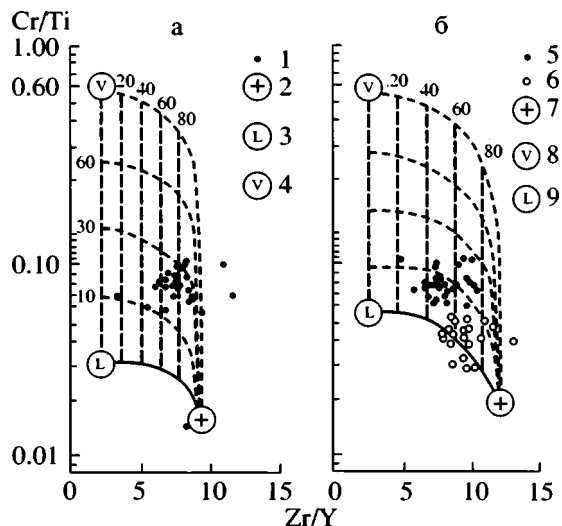


Рис. 10. Диаграмма (Camire et al., 1993), позволяющая оценить состав источника сноса метатерригенных пород чупинского (а) и каликорвинского (б) комплексов. а. 1–3 – чупинский комплекс: 1 – метаграувакки, 2 – метадациты, 3 – метакоматииты каликорвинского комплекса; б. 5–9 – каликорвинский комплекс: 5 – метаграувакки с высокими концентрациями Cr, 6 – метаграувакки с более низкими концентрациями Cr, 7 – метадациты, 8 – метабазальты, 9 – метакоматииты.

метаграувакк лежат выше линии смешения дацитов и базальтов, и бинарной диаграммой (рис. 10), где фигуративные точки смещены в сторону ультраосновного компонента. Поведение петрогенных и редких элементов в каликорвинских метаграувакках характеризует эти породы как незрелые осадки, составы которых определяются преимущественно пропорцией пород в источнике сноса. Химическое выветривание сказывается только на подвижности Ca и Sr и выражается в обеднении ими пород (рис. 8). Процессы осадочной дифференциации приводят к некоторому обогащению пород SiO_2 и появлению трендов изменения концентраций Al_2O_3 , занимающих “косое” положение по отношению к линиям смешения. Подобно чупинским грауваккам, линии распределения РЗЭ в каликорвинских метаграувакках занимают промежуточное положение между дацитами и каликорвинскими базальтами, тяготея в области ЛРЗЭ к метадацитам (рис. 9б).

Вариационные диаграммы позволяют определить элементы, наименее подвижные в осадочном процессе. К их числу относятся: Ti, Ni, Mg, Fe, Cr. Поскольку концентрации перечисленных элементов в осадках зависят преимущественно от их содержаний в материнских породах, с их помощью можно оценить пропорцию этих пород в области сноса. Модельный состав источника сноса чупинских и каликорвинских граувакк приведен в

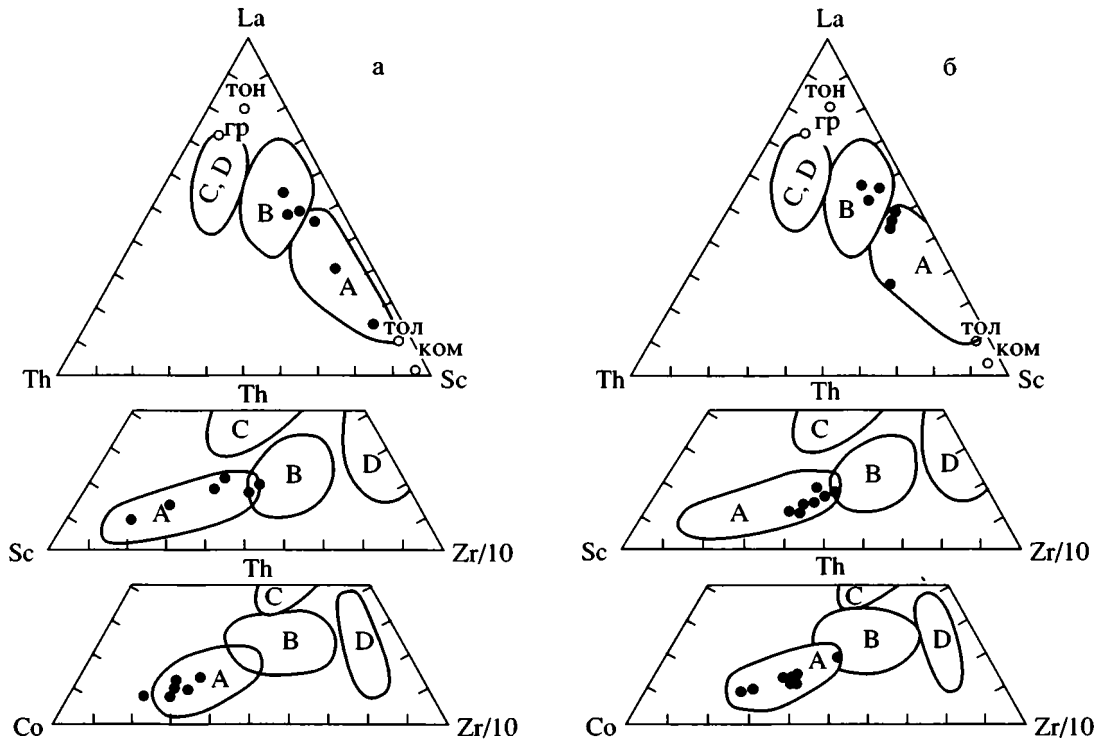


Рис. 11. Положение составов метаграувакк чупинского (а) и каликорвинского (б) комплексов на дискриминационных диаграммах (Bhatia, 1983). Поля на диаграммах: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины; гр – гранит, тон – тоналит, ком – коматиит, тол – толеит.

табл. 3 и 4. Как видно из этих таблиц, составы граувакк изменяются в соответствии с пропорцией смешиваемых пород. Так, осадочные породы чупинского комплекса, являясь наиболее лейкократовыми, предполагают значительный вклад кислого материала (до 70%), в то время как в более меланократовых граувакках каликорвинского комплекса выше доля основного компонента (до 40%).

Во всех случаях на диаграммах $R3Э-TiO_2$ (рис. 7, 8в) составы чупинских и каликорвинских метаграувакк располагаются на линии смешения материнских пород или вблизи нее, что свидетельствует о несущественном фракционировании $R3Э$ в процессе осадконакопления. Nd модельный возраст метаграувакк (табл. 2) отражает средний Nd модельный возраст пород в области сноса. Полученные в стратотипической местности Nd модельный (2.9 млрд. лет) и $U-Pb$ возраст цирконов (2.9–3.0 млрд. лет) (Bibikova et al., 2001) рассматриваемых метаграувакк укладываются в интервал 2.9–3.0 млрд. лет, тем самым ограничивая нижнюю возрастную границу их формирования рубежом 3.0 млрд. лет. В то же время, возраст детритового циркона из северных фрагментов БПП (Bibikova et al., 1999) достигает 3.2 млрд. лет, что может свидетельствовать о наличии в областях размыта более древних пород, которые из-

вестны в пределах Карельского кратона. Но их количество было ограничено, иначе была бы велика вероятность получить метаосадки с высокой химической зрелостью, вызванной длительным переносом терригенного материала, и обладающими более высокими значениями оценок Nd модельного возраста. Дациты пулонгского разреза, в которых присутствуют цирконы с возрастом 2870 ± 30 млн. лет (Bibikova et al., 2001), вполне могут рассматриваться в качестве возможного главного компонента модельного источника сноса чупинских граувакк. К тому же они имеют такой же, как у метаграувакк Nd модельный возраст (2.9 млрд. лет) и, судя по величине $\epsilon_{Nd}(T) = +3.6$, произошли из ювенильного источника.

Для метаграувакк и метадацитов каликорвинского комплекса получены сходные оценки Nd модельного возраста – соответственно 2.8–2.9 млрд. лет и 2.9 млрд. лет (табл. 2). Положительные значения $\epsilon_{Nd}(2.87) = +3.4...+4.8$ свидетельствуют о ювенильной природе дацитов.

Метаосадки чупинского и каликорвинского комплексов обладают сходными геохимическими чертами и имеют близкий возраст формирования, что позволяет говорить о едином статиграфическом уровне осадконакопления. Данное обстоятельство послужило одним из основных аргумен-

тов в пользу объединения чупинских и каликорвинских метаграувакк в единый комплекс (Миллер и др., 1999). Однако некоторые особенности состава и пространственного положения указанных образований не позволяют до конца быть уверенными в этом. Так, граувакки рассмотренных комплексов разобщены в пространстве. Разрезы, которым они принадлежат, значительно отличаются пропорцией входящих в их состав вулканитов: в чупинском на их долю приходится не более 5–10%, в то время как в каликорвинском вулканиты слагают не менее половины разреза. Немаловажно и то, что геохимические особенности граувакк свидетельствуют об автономных источниках сноса. При сходстве в содержаниях петрогенных и редких элементов вулканиты рассматриваемых комплексов имеют некоторые отличия в содержаниях РЗЭ. Дациты каликорвинского комплекса обогащены ЛРЗЭ по сравнению с чупинскими, а базальты, напротив, имеют более низкие концентрации ЛРЗЭ (табл. 1). Имеются отличия и в пропорциях смешиваемых материнских пород, находящихся в области сноса.

С другой стороны не исключено, что формирование осадочных ассоциаций сравниваемых объектов происходило в сходных геодинамических обстановках. Изучение химического состава гнейсов привело к представлению о них, как об осадках, образованных обломками практически не выветрелых пород. Такие осадки могли образоваться в условиях быстрого разрушения пород и моментального захоронения терригенного материала вблизи области сноса. Существует некоторое несоответствие в смоделированных пропорциях пород в области сноса и их реальных соотношениях в каждом из рассмотренных разрезов. Остается предположить: или мы имеем дело с глубоко эродированными и превращенными в терригенные обломки вулканитами, или материал, поступающий из расположенных поблизости вулканических построек, сразу же разрушался. В связи с этим интересны представления (van de Kamp, Beakhouse, 1979), касающиеся условий образования метаграувакк парагнейсового пояса Инглиш-Ривер (провинция Сьюпириор, Канада). Авторы предположили, что исходным обломочным материалом граувакк служили выбросы пирокластиков, поступавшие непосредственно из жерла в ходе вулканических извержений в подводных условиях в зону седиментации. Это объясняет и отсутствие значительного химического выветривания кластогенного материала. Аналогичными образованиями третичного возраста являются парагнейсы формации Токива в Японии (Fiske, Matsuda, 1964).

Имеющиеся в нашем распоряжении изотопно-геохимические и геохронологические данные (Бибикова и др., 1999; Bibikova et al., 2001) позво-

ляют рассматривать супракрустальные породы чупинского и каликорвинского комплексов в качестве одних из самых древних образований в БПП. Среди тоналитов, окружающих эти супракрустальные комплексы, не обнаружено пород с более древними коровыми метками. Полученный для них (Бибикова и др., 1999) Nd модельный возраст (2.8–2.9 млрд. лет) сопоставим с оценками возраста, сделанными для супракрустальных пород, поэтому мы не вправе признавать существенного распространения пород тоналит-трондьемитовой ассоциации в областях денудации. Возможна лишь небольшая примесь древнего обломочного материала из источников, располагавшихся в пределах Карельского кратона. Исходя из особенностей пород, которые скорее всего одновременно служили фундаментом (океанические толеитовые базальты) и вместе с дацитами известково-щелочной серии принимали участие в образовании метаграувакк, формирование протолитов рассматриваемых метаосадочных пород могло происходить в окружении незрелых островных дуг (Геодинамические реконструкции, 1989). К такому же заключению приводит и рассмотрение состава метаосадочных пород на дискриминационных диаграммах (Bhatia, 1983), на которых чупинские и каликорвинские метаграувакки попадают в поле океанических островных дуг (рис. 11).

ВЫВОДЫ

Совокупность имеющихся в нашем распоряжении геологических, геохимических и геохронологических и изотопно-геохимических данных позволяет сделать следующие выводы:

1. Изученные разрезы супракрустальных пород входят в состав единого Чупинского тектонического покрова, на ранней (субдукционной) стадии становления подвижного пояса погружавшегося под Карельский кратон.

2. Результаты U-Pb геохронологических исследований детритовых и метаморфических цирконов (Bibikova et al., 2001), а также Sm-Nd изотопно-геохимических исследований метаосадочных и метавулканических пород, наряду с геологической информацией, позволяют утверждать, что выделенные типы разрезов Чупинского покрова практически однозначны. Наиболее вероятный возрастной интервал их формирования – 2.8–2.9 млрд. лет. Судя по этим результатам, как породы Керетского зеленокаменного пояса и вулканиты, входящие в породную ассоциацию исследованных комплексов, так и образования предполагаемых протоофиолитов мафических зон могут служить источниками обломочного материала для граувакковых толщ. Породы тоналит-трондьемитовой ассоциации, входящей в состав Хетоламбинского и Чупинского покровов, не мо-

гут рассматриваться как источник сноса при формировании граувакк. Возраст (2.7–2.8 млрд. лет) их изверженного протолита чаще всего более молодой по сравнению с супракрустальными образованиями (Лобач-Жученко и др., 1993; Бибикина и др., 1999), а их коровая предыстория столь же непродолжительна, как и у вулканогенно-осадочных толщ.

3. Многие особенности состава парагнейсов позволяют заключить, что характер разреза исследованных толщ определяется локальными условиями вулканизма и седиментации, с чем связаны некоторые различия между каликорвинским и чупинским комплексами. Общим у них является крайне низкая степень химической дифференциации в осадочном процессе, значительная роль процессов механического смешения материала из близких источников, существенная роль мафического, преимущественно вулканогенного материала. Все это приводит к заключению о накоплении супракрустальных образований в окружении юных, океанических (энсиматических) островных дуг.

Авторы признательны Р.И. Милькевич за участие в обсуждении статьи и ценные замечания. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 99-05-65263, 99-05-65206, 00-15-98475, 00-05-72011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
- Геодинамические реконструкции. Л.: Недра, 1989. 278 с.
- Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.
- Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Другова Г.М. и др. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой Губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 657–677.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С. и др. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизионная зона Балтийского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 226–229.
- Миллер Ю.В. Позднеархейская покровная структура Беломорского подвижного пояса // Вест. СПбГУ. Сер. 7. 1997. Вып. 3 (№ 21). С. 28–40.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
- Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А., Мыскова Т.А., Львов А.Б. Новые данные о составе, структурной позиции и геотектонической значимости Чупинского тектонического покрова Беломорского подвижного пояса // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 3. С. 379–382.
- Милькевич Р.И. Петрогеохимические методы восстановления первичной природы метаморфических пород. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Метод. пособ. СПб: ВСЕГЕИ, 1996. С. 205–221.
- Милькевич Р.И., Миллер Ю.В. Тектоническое значение островодужного магматизма северной части Тикшозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) // Общие проблемы геотектоники. Тектоника России. Тез. докл. Всерос. совещания МТК. М.: ГЕОС, 1999. С. 329–331.
- Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов А.Б., Миллер Ю.В. Происхождение чупинских гейсов Беломорья в свете новых литолого-геохимических данных // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 653–664.
- Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-гипербазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 177 с.
- Bibikova E.V., Skiold T., Claesson S., Bogdanova S. NORDSIM ages on provenance and metamorphic zircon material in Belomorian metasediments of the Baltic Sheld // J. Confer. Abstracts. 1999. V. 4. № 1. P. 145.
- Bibikova E.V., Glebovitskii V.A., Claesson S. et al. New Isotopic Data on the Protolith Age and Evolutionary Stages of the Chupa Formation, Belomorian Belt // Geochem. Internat. 2001. V. 39. Suppl. 1. P. 512–517.
- Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91. P. 611–627.
- Camire G.E., Lafleche M.R., Ludden J.N. Archean metasedimentary rocks from the northwestern Pontiac Subprovince of the Canadian Sheld: chemical characterization, weathering and modelling of the sours areas // Precamb. Res. 1993. V. 62. № 3. P. 285–305.
- Fiske R.S., Matsuda T. Submarine equivalents of ash flows in the Tokina Formation, Japan // Amer. J. Sci. 1964. V. 262. P. 76–106.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth. Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. № 3. P. 249–265.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth. Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

- Jense L.S.* A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // Ontario Dept. Mines. 1976. Misc. Pap. V. 66. 22 p.
- Liew T.C., Hofmann A.W.* Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // Contrib. Mineral Petrol. 1988. V. 98. P. 129–138.
- Le Bas M.J., Maitre R.W., Streckeisen A., Zanetti A.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // Petrology. 1986. V. 27. P. 745–750.
- Nesbitt H.W.* Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite // Nature. 1979. V. 279. P. 206–210.
- Nesbitt H.W., Yong G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of limestones // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R.* Sand and sandstone. New York, Springer-Verlag, 1973. 618p.
- Sawyer E.W.* The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico Metasedimentary Belt, Superior Province, Canada // Chem. Geol. 1986. V. 55. P. 77–95.
- Sun S.S.* Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 179–192.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
- Van de Kamp P.C., Beakhouse G.P.* Paragneisses in the Pakwash and Lake area, English River Gneiss Belt, North-west Ontario // Canad. J. Earth Sci. 1979. V. 16. P. 1753–1763.

Рецензенты *Е.В. Бибикова, Е.В. Шарков*